



## МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА ГОРНОГО АЛТАЯ

А. И. Гусев

В Горном Алтае в герцинском тектогенезе сформировались гранитоиды I-, S-, A-типов, характеризующиеся мантийно-коровым взаимодействием с различной степенью контаминации корового материала. В составе I-типов гранитов выделены подтипы: а – слабо контаминированный; б – сильно контаминированный и редуцированный; в – пералюминиевый. Указанные подтипы образуют своеобразный тренд деплетированности изотопов неодима и стронция в направлении от слабо контаминированных к пералюминиевым при параллельном увеличении степени глиноземистости пород. Для пералюминиевых гранитоидов боровлянского и рахмановского комплексов характерны отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Гранитоиды S-типа формировались в результате коллизионных процессов, они характеризуются крайней степенью присутствия корового материала, отличающегося наличием высокоглиноземистых минералов (кордиерита, граната) и высокими значениями отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Для анорогенных гранитоидов Майорского и Елиновского массивов  $\epsilon_{Nd}(t) = 3,8-3,9$ , что отвечает ассимиляции расплавом 9–10 % материала нижней – средней коры. Граниты A- и I-типов образованы вследствие внутриконтинентального рифтогенеза в связи с функционированием Сибирского суперплума.

**Ключевые слова:** гранитоиды, петрогенетические типы гранитов, мантийно-коровое взаимодействие, контаминация, смешение магм, изотопы стронция и неодима, рифтогенез, коллизия, суперплум.

## THE MANTLE-CRUST INTERACTION AND GEODINAMIC SETTING OF FORMING MOUNTAIN ALTAI HERCYNIAN TECTOGENESE GRANITOIDS

A. I. Gusev

Granitoids I-, S-, A-types, characterized mantle-crust interaction with different degrees of contamination of crust material formed in Mountain Altai in Hercynian tectogenese. Subtypes in composition of I-type granitoids detached: a – weak contamination; b – strong contamination and reduced; c – peraluminous. Indicated subtypes form the original trend of depletion isotopes neodium and strontium from weak contamination I-types to peraluminium direction at parallel increasing degree aluminous of rocks. The negative meaning of  $\epsilon_{Nd}(t)$  characterized for peraluminous granitoids of borovljanskii and rakhmanovskii complexes. Granitoids of S-type formed in the result of collisional processes. S-type granites bring in their extremely degree presence of crust material characterizing of high aluminous minerals (cordierite, garnet) and high significances ratio of  $^{87}Sr/^{86}Sr$  granitoids presence. Anorogenic of Maiorskii and Elinovskii massives have  $\epsilon_{Nd}(t)$  value complies within 3,8 to 3,9, assimilation of 9–10 % lower and middle crust by melt material. The A- and I-types of granitoids obliged to intracontinental riftogenesis in related of function Siberian superplum.

**Keywords:** granitoids, petrogenetic types of granites, mantle-crust interaction, contamination, mixing of magmas, isotopes of strontium and neodium, riftogenesis, collision, superplum.

В петрологии большое значение при рассмотрении фундаментальных аспектов мантийно-корового взаимодействия имеет типизация гранитоидов по их петрогенетическим типам с использованием «буквенной классификации», предусматривающей разделение гранитоидов на M-, AD-, I-, A-, SH-, S-типы [5]. Каждый формируется в определенной геодинамической обстановке и имеет специфические черты генерации и участия мантийных и коровых источников, определяющих рудный потенциал. Сложная группа гранитоидов сопровождает герцинский тектогенез Горного Алтая, в процессе которого происходит образование I-, A- и S-типов гранитоидов. *Цель настоящей работы* – актуализация участия мантийных и коровых источников и их взаимодействий для разнообразных гранитоидов Горного Алтая герцинского этапа тектогенеза, перспектив-

ных на различные типы оруденения золота, меди, платиноидов, вольфрама, молибдена с использованием петрографических, геохимических данных и изотопии стронция и неодима.

### Результаты исследования

**I-типы гранитоидов** герцинского тектогенеза Горного Алтая весьма разнообразны. С ними пространственно и парагенетически связан комплекс месторождений полезных ископаемых (Au и Cu) [3, 5, 6]. Генерация таких гранитоидов происходит в процессе мантийно-корового взаимодействия [10] с различным соотношением мантийной и коровой составляющих в конечных дифференциатах.

К указанному типу герцинского тектогенеза в Горном Алтае относится обширная группа разновозрастных пород синюхинского ( $D_{1-2}$ ) (масси-



вы Синюхинский, Чойский), рахмановского ( $D_{1-2}$ ) (Рахмановский, Тальменский, в Китае – Ханас, Хему, Юифенг), каракудюрского ( $D_2$ ) (Моген-Буренский, Каракудюрский), топольнинского ( $D_{2-3}$ ) (массивы Топольнинский, Малотопольнинский, Караминский), боровлянского ( $D_3-C_1$ ) (Боровлянский, Мяснушинский, Татарский, Медвежинский, Куртачихинский, Правощебетинский) комплексов. Широкий возрастной диапазон формирования I-типов гранитоидов (от раннего девона до раннего карбона) объясняется их приуроченностью к разновозрастным структурно-формационным зонам.

Наиболее ранние гранитоиды синюхинского комплекса образуют многофазный гомодромный ряд от габброидов до лейкогранитов.

*Петротипический Синюхинский массив* характеризуется резким преобладанием гранодиоритов, имеющих порфиоровое сложение. В интра-теллурической фазе присутствуют плагиоклаз, биотит, роговая обманка. Структуры их гипидиоморфнозернистая и гломеропорфировая, состав (%): плагиоклаз 35–45, калиевый полевой шпат 15–20, биотит 5–15, кварц 20–23, роговая обманка 0–10. Акцессорные минералы: сульфиды, апатит, сфен, циркон, магнетит, гематит. Плагиоклаз 1-й генерации в порфиоровых выделениях относится к андезину № 31–33. Плагиоклаз основной ткани породы диагностируется олигоклазом № 26–29. Амфиболы гранодиоритов близки к га-стингситу. Биотит гранодиоритов относится к ряду аннит-сидерофиллита ( $f = 49,8-52,1$ ,  $l = 29,5-31,1$ ) [8]. По индекс-минералам магнетиту и гематиту они относятся к окисленному типу гранитоидов.

В них повсеместно присутствуют реститы ортоамфиболитов и реже габбро-диоритов. Реститы ортоамфиболитов темно-серой окраски с зеленоватым оттенком. Это средне-мелкокристаллические породы нематогранобластовой структуры, реже реликтовой пойкилоофитовой. Состав (%): роговая обманка 60, плагиоклаз ( $An_{49-56}$ ) 20, кварц 8–10, эпидот 5, хлорит 5. Акцессорные минералы: пирротин, магнетит. Роговая обманка создает нематобластовый остов с гранобластовыми выделениями плагиоклаза и кварца. Иногда в краевых частях реститов отчетливо видно более позднее образование кварца и плагиоклаза. Создается впечатление, что указанные кварц и плагиоклаз, имеющие каплевидный облик, сформировались в результате плавления легкоплавкой части протолита. Таким образом, гранодиориты, тоналиты Синюхинского массива, вероятно, образовались за счет частичного плавления легкоплавкой части первичной породы, а тугоплавкие, оставшиеся от плавления, реститы были вынесены в верхние горизонты вместе с расплавом.

С Синюхинским массивом связано промышленное золотомедно-скарновое (Синюхинское), медно-золотопорфиоровое (Черемуховая Сопка)

и жильное золотосульфидно-кварцевое (Ашпанацкое) оруденение.

*Чойский массив* синюхинского комплекса локализуется среди черносланцевых образований ишпинской свиты и обнаруживает контаминацию корового материала. Преобладают в нем также гранодиориты. Гранодиориты 3-й фазы имеют постепенные переходы к тоналитам и являются их фациальной разностью. Их структуры призматически-зернистая, аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая. Состав близок к тоналитам (%): плагиоклаз (олигоклаз) 55–60, кварц 20–25, роговая обманка 10–15, биотит 10–15, калиевый полевой шпат 10–15. Акцессорные минералы: ильменит, пирит, пирротин, апатит, циркон. Хлоритизация и эпидотизация проявлены слабо. По наличию индекс-минералов (ильмениту и пирротину) гранитоиды Чойского массива относятся к восстановленному типу [9]. По комплексу признаков гранитоиды массива характеризуются контаминацией углеродсодержащего материала.

С гранитоидами Чойского массива пространственно связано золототеллуридно-скарновое Чойское месторождение.

*Рахмановский габбро-гранитовый комплекс* ( $D_{1-2}$ ) объединяет большое количество массивов в пределах Холзунско-Чуйской зоны на юге Горного Алтая и на сопряженных территориях Казахстана и Китая. В целом для них характерно сочетание дискордантных и конкордантных форм залегания, извилистых и относительно прямолинейных контактов различной конфигурации и размеров массивов. Интрузивы рахмановского комплекса локализируются среди метаморфизованных пород кембрия и ордовика. Всем массивам рахмановского комплекса свойственен доминирующий гранитовый состав при резкой количественной подчиненности более меланократовых и более лейкократовых разновидностей.

*Рахмановский петротипический массив* имеет сложные ограничения с погружением кровли в средней части, занимает преимущественно конкордантное положение среди терригенных отложений кембро-ордовика. Минеральный состав гранодиоритов отличается резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, повышенным количеством роговой обманки и биотита и подчиненным – мусковита. При этом неравномерное распределение темноцветных и акцессорных минералов, представленных апатитом, цирконом, магнетитом и сфеном, придает микротекстуре пород такситовый облик. В гранодиоритах обнаруживаются реститы среднекристаллических ортоамфиболитов.

*Каракудюрский петротипический массив* расположен в южной части Телецкого блока, где прорывает метаморфические сланцы башкауского комплекса, имеет сложную амебовидную и резко удлиненную форму, прослеживаясь в суб-



меридиональном направлении более чем на 45 км при ширине 2–8 км.

Для внутреннего строения массива типична зональность, при этом периферические его части сложены породами первой фазы, а центральные зоны – гранодиоритами, меланогранитами и гранитами с подчиненным количеством диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов. Доминирующие двуслюдяные граниты характеризуются выдержанным мелко-среднезернистым строением, гипидиоморфнозернистой с элементами пертитовой, пегматитовой, аплитовой и каткластической структурами. Текстура в основном гнейсовидная, в меньшей степени массивная. Минеральный состав (%): плагиоклаз 25–30, биотит 5–10, кварц 25–40, микроклин 25–35, мусковит 0–7. В единичных зернах встречается амфибол, калиевый полевой шпат (0–10 %). Акцессорные минералы: магнетит, рутил, пирит, сфен, апатит, циркон, турмалин, барит и гранат.

Среди пестрых по петрогеохимическому составу пород второй фазы в данном массиве преобладают граниты и меланограниты, характеризующиеся высокой глиноземистостью (индекс Шенда 1,22) и низкими коэффициентами калиевости (0,39), известковистости (0,14) и агапайности (0,64).

В диоритах и гранодиоритах присутствуют реститы ортоамфиболитов и кристаллических сланцев, указывающих на вулканогенно-терригенный состав протолита, за счет которого плавился мантийный и коровый субстрат.

*Топольнинский комплекс* объединяет небольшие гипабиссальные интрузивные массивы (Камышенский, Калининский, горы Толстой, Тауракский, горы Плешивой, Топольнинский, Острушинский, Этагольский, Малотопольнинский, Караминский и др.).

В *Караминском массиве*, залегающем среди черносланцевых терригенных образований камышенской и барагашской свит раннего девона, преобладают граниты. Они характеризуются среднезернистым сложением, состоят из кварца (34,5 %), пертитового калишпата  $\Delta = 0,78$  (48 %), зонального (№ 22 в ядре, № 6 в кайме) плагиоклаза (13,6 %), умеренно железистого ( $f = 58$ ) аннита (1,1 %), обыкновенной роговой обманки (0,6 %). Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, актинолитом (по пироксену), акцессорные (г/т) – ильменитом (4396), пиритом (10), пирротинном (9), апатитом (0,7). Структуры гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, участками гранофирировая. Граниты характеризуются умеренно низкой щелочностью, преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$  (4,1 и 3,2 % при  $SiO_2 = 71$  %), умеренно низкой известковистостью ( $CaO = 1,8$  %), повышенной железистостью ( $f = 74$ ), пониженной, в сравнении с гранитами второй фазы, глиноземистостью ( $Al_2O_3$  13,7 %; коэффициент Чаппела 1,04). По наличию индекс-минералов (ильменита и пирротина) они относятся к восста-

новленному типу. Ранее установлено, что становление Караминского массива происходило путем контаминации мантийной магмой корового углеродсодержащего терригенного материала [4].

В *петротипическом Боровлянском массиве* преобладают граниты, которые состоят из кварца (37,2 %), микроклин-пертита (25,1 %), слабо зонального (до № 27 в ядре, № 11 в кайме) плагиоклаза (32,3 %), умеренно железистого ( $f = 62-73$ ) биотита (4,2 %). Вторичные минералы представлены серицитом, мусковитом, гранатом, хлоритом, акцессорные (г/т) – магнетитом (478), апатитом (110), цирконом (71), ильменитом (50), монацитом (11,5), ортитом (11), турмалином (7), сфеном (1,3). Структуры гипидиоморфнозернистая, монцитонитовая, порфириовидная за счет мегакристаллов калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза. Петрохимические особенности гранитов – умеренная щелочность при сближенных значениях натрия и калия; высокая глиноземистость (индекс Шенда 1,1); низкие коэффициенты агапайности (0,58) и окисленности железа (0,24); умеренно низкая известковистость ( $CaO = 2,1$  %). По содержанию элементов-примесей (г/т) граниты близки гранит-гранодиоритовому типу ( $V$  17,  $Cr$  17,  $Co$  3,  $Rb$  118,  $Sr$  189,  $Li$  37,  $Pb$  29,  $Mo$  2,  $Sn$  7), пониженным содержанием стронция и повышенным олова отклоняясь к гранитам стандартного типа. В целом гранитоиды боровлянского комплекса весьма близки по особенностям состава и становления к таковым рахмановского комплекса. Некоторые исследователи в связи с высокой глиноземистостью пород боровлянского комплекса относили их к S-типу гранитов [11].

**S-типы гранитов**, рассматриваемые обычно как синколлизонные гранитоиды, в Горном Алтае распространены меньше. Они выявлены в восточной части Горного Алтая и на границе с Западным Саяном и Тувой в области развития метаморфических пород каледонского этапа тектогенеза. К этому типу гранитоидов относятся Кубадринский и Шапшальский конкордантные массивы, сопровождающиеся зонами мигматизации кристаллического субстрата. С ними пространственно связаны лишь проявления вольфрама, молибдена, висмута, меди.

Характерные особенности обоих массивов – наличие метаосадочных реститов (недоплавленного субстрата) двуслюдяных, иногда с роговой обманкой, сланцев и гнейсов; обязательное присутствие высокоглиноземистых минералов (кордиерита, граната, мусковита).

*Кубадринский петротипический массив* ( $D_2$ ) расположен в междуречье Кубадру и Кысхыштубек и имеет удлиненную в северо-западном и субмеридиональном (на севере) направлении форму, заливообразные очертания при общей протяженности более 15 км и ширине от 2–3 (на юге) до 6 (на севере) км. Породы главной фазы, слагаю-



щие более 90 % объема кубадринского комплекса, представлены средне- и крупнозернистыми, часто порфиоровидными биотитовыми гранитами. Порфиоровидность создается наличием кристаллов плагиоклаза размером от 0,5–1,5 мм до первых сантиметров, нередко обрастающих каймой калишпата и слагающих 5–50 % объема породы. Основная масса гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая, сложена более идиоморфным плагиоклазом (30–40 %), кварцем (25–35 %), калишпатом (около 30 %) и биотитом (2–10 %). Калишпат часто ксеноморфный, представлен микропертитом и микроклином; кварц часто гранулирован, встречается также в виде мirmekитовых вростков в микроклине. Биотит нередко имеет красноватый оттенок, железистость его до 50 % с вариацией состава до лепидомелана, иногда развит мусковит. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, в единичных зернах иногда присутствуют турмалин, гранат, флюорит; в гранитах Кубадринского массива фиксируется наличие кордиерита, граната, редко корунда.

*Шапшальский плутон* ( $D_{1-2}$ ) наиболее крупный, типичный и изученный массив джойского комплекса. Он локализован в зоне торцевого сочленения структур салаирско-каледонского фундамента (Шапшальская зона разломов) в крайней западной фронтальной части Хемчикско-Куртушибинской структурно-формационной зоны. Данный плутон имеет неправильную форму и весьма значительные (более 1500 км<sup>2</sup>) размеры, при этом его меньшая восточная часть рассматривается некоторыми исследователями как самостоятельный Тонгульский массив. Плутон сложен розовато-серыми и светло-серыми массивными, иногда гнейсовидными и шлировыми биотитовыми гранитами и лейкократовыми гранитами с калиевым характером щелочности. Биотит представлен зеленовато-коричневой разновидностью, по составу близкой к анниту с содержанием  $TiO_2$  1,8–4,5 %. Плагиоклаз по основности варьирует от альбита до андезинолигоклаза. Калиевый полевой шпат представлен несколькими генерациями, при этом наиболее ранними являются относительно идиоморфные кристаллы ортоклаз-пертита низкой (0,4–0,6) степени упорядоченности. Калишпат второй генерации – это микроклин-пертит менее идиоморфного облика, а микроклин третьей генерации слагает микрогранофиоровые и микрографические сростания с кварцем. Наиболее поздний по времени выделения – микроклин (часто с микроклиновой решеткой), слагающий антипертиты замещения в плагиоклазе и выполняющий трещинки в породе. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, турмалином, ортитом, гранатом (альмандином, редко гроссуляром), монацитом, касситеритом, анатазом, редко кордиеритом.

Формирование гранитоидов S-типа произошло предположительно в результате коллизионных процессов.

**А-тип гранитоидов** охватывает большую группу анорогенных гранитоидов турочакского ( $D_2$ ), майорского ( $D_2$ ), кзылташского ( $D_2$ ), елиновско-бутачихинского ( $D_2$ ) комплексов. К анорогенному типу гранитоидов относятся также аляскитовые гранит-порфиры Кумирского штока с абсолютными датировками от верхнего лудлова до раннего девона. Анорогенным гранитоидам свойственно отсутствие в них реститов и присутствие во многих породных типах щелочных амфиболов (рибекита, арфведсонита).

В *петротипическом Майорском массиве* одноименного комплекса преобладают рибекитовые граниты. Это породы розовато- и желтовато-серой окраски. В их составе преобладает призматический полевой шпат (50–60 %), в значительном количестве (до 30–35 %) отмечается кварц. Характерным темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределенный в породе с редкими гломеропорфиоровыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 10 %, в среднем 6–8 %. Спорадически отмечаются астрофиллит, эгирин. Типична гипидиоморфнозернистая структура, местами переходящая в аллотриоморфнозернистую. Амфибол представлен крупными (до 0,5–1 см) удлиненно-призматическими кристаллами почти черного цвета с буровато-синим оттенком. Пересчет на структурную формулу химического состава амфибола показал, что по величине катионной группы ( $X = 2,11–2,15$ ) он близок к рибекиту (для рибекита  $X = 2$ , а для арфведсонита  $X = 3$ ). Кроме того, близость к рибекиту устанавливается и по отсутствию алюминия в октаэдрической координации ( $Al_{VI}$ ). Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевой шпат характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании последнего. Дифрактометрия полевых шпатов позволяет относить их к варьирующему ряду от  $Ab_{45}Or_{55}$  до  $Ab_{60}Or_{40}$ . При этом в микропертитовых кристаллах отмечается несколько более высокая доля альбитовой фазы. В качестве акцессориев в рибекитовых гранитах присутствуют ильменит (до 1600 г/т), пирит, халькопирит, флюорит, монацит, циркон (бурый и бесцветный), эпидот, гранат, сфен, фергюсонит, пироклор. Резкое преобладание ильменита и отсутствие магнетита и гематита в рибекитовых гранитах позволяет отнести их к ильменитовой серии по С. Ишихаре [16].

Следует отметить, что в группе анорогенных гранитоидов Алтая можно выделить две подгруппы массивов по соотношению Zr/Nb, которое является указателем на степень контаминации корового материала и доли плюмового компонента в гранитных расплавах [18]. Массивы май-



орского и елиновско-бутачихинского комплексов имеют значительно более высокие отношения Zr/Nb (9,6–15,9 и 10,4–46,6 соответственно), чем массивы турочакского и кызылташского (3,9–5,9 и 3,8–6,0 соответственно). Более низкие отношения характерны для расплавов базальтов океанических островов и близки к плюмовому компоненту. Сравнительно высокие отношения Zr/Nb в гранитоидах майорского и елиновско-бутачихинского комплексов указывают на значительную контаминацию корового компонента.

### Интерпретация результатов

Приведенные данные по герцинским гранитоидам региона показывают, что классическая схема становления I- и S-типов гранитов для орогенов совсем не выдерживается в Горном Алтае. Она не применима и для Телецко-Чулышманского тектонического блока, где также не наблюдается смена более ранних гранитов I-типа каракудюрского комплекса поздними гранитоидами S-типа. Абсолютные возрасты становления гранитоидов Кубадринского и Шапшальского плутонов формировались или в одно время с I-типом гранитов Каракудюрского массива, или даже ранее.

В остальных структурно-формационных зонах Горного Алтая формировались проанализированные нами только I-типы гранитов на всем протяжении от раннего девона до раннего карбона. Это объясняется не только их приуроченностью к разновозрастным структурно-формационным зонам, но и тем, что активная обстановка магмогенерации в мобильном поясе Горного Алтая осуществлялась под воздействием Сибирского суперплюма в анорогенной обстановке. Разнообразные и разновозрастные I-типы гранитоидов плюмовой обстановки тесно перемежались с типично анорогенными гранитоидами майорского, турочакского, кызылташского и елиновско-бутачихинского комплексов ( $D_2$ ). Комагматические вулканогенные образования Уйменского, Лебедского, Ануйского, Чарышского, Холзуно-Чуйского, Юстыдского прогибов раннего – среднего девона также имеют анорогенную близость. Их формирование проходило в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза, спровоцированного плюм-тектоникой [2, 7].

Группа I-типов гранитов герцинского тектогенеза Алтайского региона весьма неоднородна. Среди них выделяется несколько подтипов. В первую очередь следует отметить гранитоиды синюхинского комплекса, относящиеся к слабоконтаминированному I-типу [4, 8]. Другую подгруппу I-типа гранитоидов образуют гранитоиды сильно контаминированные и редуцированные за счет контаминации углеродсодержащего терригенного корового материала. В эту группу попадают гранитоиды Чойского и Караминского массивов [2, 7]. Эти массивы локализируются среди черносланце-

вых толщ, углеродистый материал которых, вероятно, и послужил основой для формирования их высокой восстановленности.

Среди I-типов гранитов по петрографическим и химическим данным выделяется группа с высоким содержанием высокоглиноземистых минералов, которые могут быть отнесены к пералюминиевой подгруппе. Это хорошо прослеживается для пород рахмановского и боровлянского комплексов.

На диаграмме соотношений  $Al_2O_3/(N_2O+K_2O) - Al_2O_3/(N_2O+K_2O+CaO)$  все породные типы рахмановского комплекса попадают в поле пералюминиевых гранитоидов, а на диаграмме  $SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$  – в поле магнезиальных, кроме лейкогранитов, которые локализируются в поле железистых пород (рис. 1). Габбро и гранодиориты попадают на тренд плавления кварцевого эклогита, граниты занимают среднее положение между трендами плавления гранатсодержащей мантии с различными концентрациями граната (5 и 10 %). Лейкограниты тяготеют к тренду плавления гранатового амфиболита.

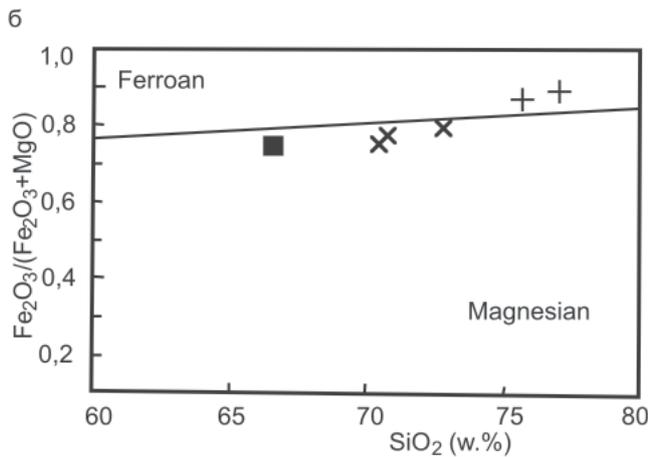
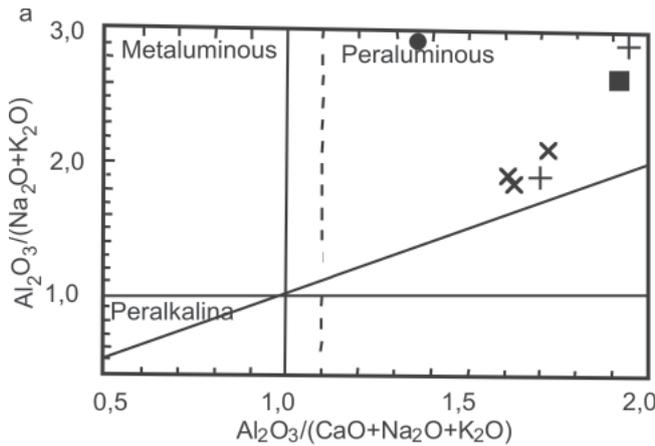
На диаграмме  $(La/Yb)_N - (Yb)_N$  породы рахмановского комплекса попадают в разные тренды плавления первичного источника (рис. 2).

Таким образом, гранитоиды рахмановского комплекса формировались при плавлении различных источников нижней коры, верхней коры и мантии и смешении мантийных и коровых выплавов. Подобные коровые расплавы могут возникать в результате термальной релаксации в нижней коре с плавлением кварцевых эклогитов и гранатовых амфиболитов LIL – обогащенного мантийного клина, а мантийно-производные компоненты таких магм – за счет деплетированной мантии, плавление которой происходило в результате адиабатической декомпрессии в верхней мантии с участием большого количества летучих компонентов.

Близкие характеристики получены и для пород боровлянского комплекса.

Анализ изотопных систем стронция и неодима для пород разных петрогеохимических типов гранитоидов герцинского этапа Горного Алтая показывает, что соотношение изотопов стронция и неодима весьма разнородные и показывают различную степень контаминации корового материала и различную деплетированность и обогащенность радиогенными изотопами (см. таблицу).

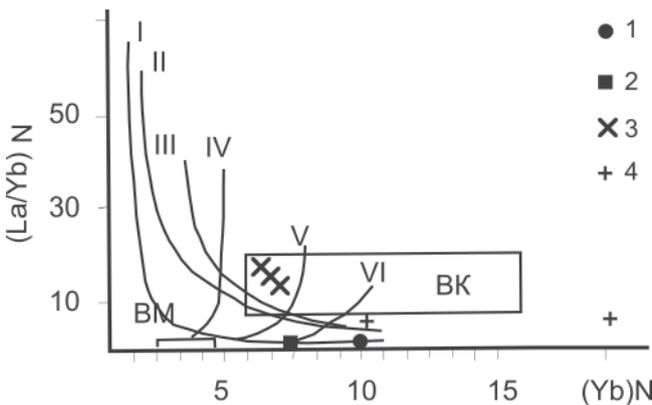
На диаграмме отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon_{Nd}(t)$  породы I-типов гранитоидов образуют три кластера: 1 – метаалюминиевых и слабо контаминированных; 2 – метаалюминиевых сильно контаминированных и редуцированных; 3 – пералюминиевых гранитов. Они образуют своеобразный тренд деплетированности изотопов неодима и стронция в указанном направлении от



● 1 ■ 2 × 3 + 4

**Рис. 1.** Диаграмма  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$  по [17] (а) и диаграмма  $SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$  по [12] (б) для пород рахмановского комплекса

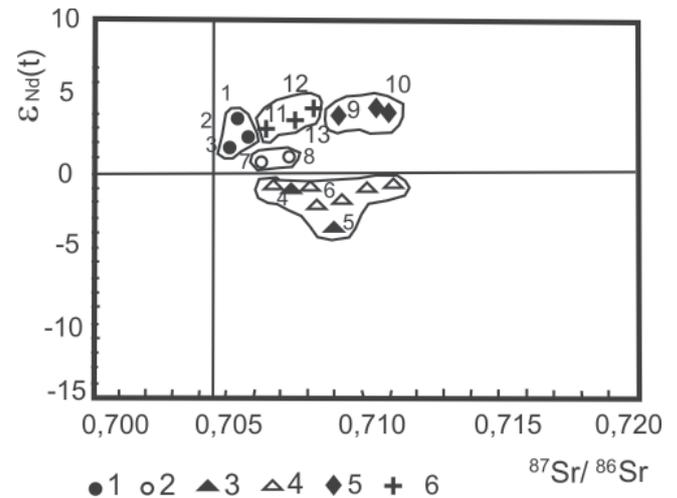
1 – габбро; 2 – гранодиориты; 3 – граниты; 4 – лейкограниты



**Рис. 2.** Диаграмма  $(La/Yb)_N - (Yb)_N$  по [13] для пород рахмановского комплекса

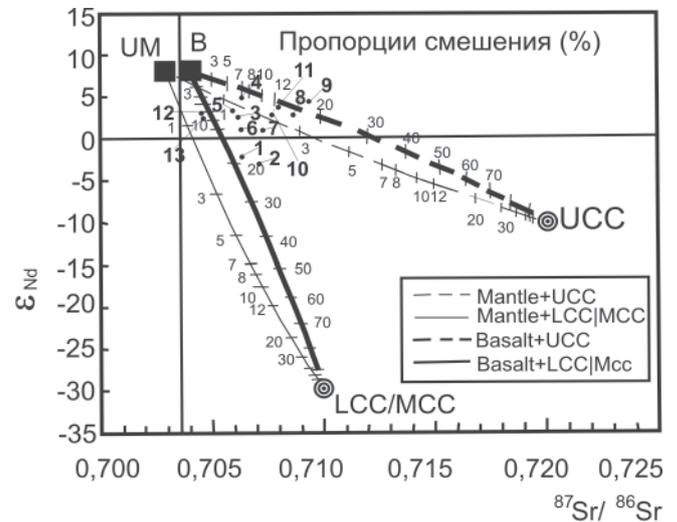
Тренды плавления различных источников: I – кварцевые эклогиты; II – гранатовые амфиболиты; III – амфиболиты; IV–VI – гранатсодержащая мантия с концентрацией граната: IV – 10 %, V – 5 %, VI – 3 %; BM – верхняя мантия; BK – верхняя кора. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1

слабо загрязненных I-типов к пералюминиевым при одновременном увеличении степени глиноземистости пород.



**Рис. 3.** Диаграмма отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon_{Nd}(t)$  для гранитоидов герцинского тектогенеза Горного Алтая и соседних регионов

Типы орогенных гранитов: 1 – I-тип металаюминиевых слабо загрязненных, 2 – I-тип металаюминиевых сильно загрязненных и редуцированных, 3 – I-тип пералюминиевых гранитов Горного Алтая, 4 – I-тип пералюминиевых гранитов северо-запада Китая, 5 – S-тип гранитоидов, 6 – A-тип анорогенных гранитоидов; массивы на поле диаграммы: 1 – Синюхинский, 2 – Топольнинский, 3 – Каракудюрский, 4 – Боровлянский, 5 – Рахмановский, 6 – массивы северо-запада Китая (группа массивов Хабахе – аналогов Рахмановского), 7 – Караминский, 8 – Чойский, 9 – Кубадринский, 10 – Шапшальский, 11 – Елиновский, 12 – Турочакский, 13 – Кызылташский



**Рис. 4.** Диаграмма отношений  $\epsilon_{Nd}(t) - ^{87}Sr/^{86}Sr$  и смешений расплавов и коровых компонентов по [14] для гранитоидов герцинского тектогенеза Горного Алтая

UM – верхнемантийные перидотиты, UCC – верхняя континентальная кора по [20]; MCC-LCC – средняя до верхней коры по [19]; массивы на поле диаграммы: 1 – Боровлянский, Синюхинский, 2 – Рахмановский, 3 – Каракудюрский, 4 – Синюхинский, 5 – Топольнинский, 6 – Караминский, 7 – Чойский, 8 – Кубадринский, 9 – Шапшальский, 10 – Турочакский, 11 – Кызылташский, 12 – Елиновский, 13 – Майорский

Максимальные значения отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  свойственны гранитоидам S-типа (Кубадринский



Стронций-неодимовые изотопные соотношения для орогенных гранитоидов массивов Горного Алтая и северо-запада Китая (группы Хабахе)

Массивы	$\epsilon_{Nd}(t)$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\epsilon_{Sr}(t)$
Боровлянский	-(0,3–1,1)	0,7075	36,6
Рахмановский (Горный Алтай)	-3,78	0,7063	101,5
Массивы группы Хабахе (Китай)*	-(0,5–3,3)	0,7078–0,7127	100,2
Каракудюрский	2,8–3,5	0,7056	13,16
Синюхинский	3,8–4,0	0,70528–0,70530	9,0–10,0
Топольнинский	3,5–4,1	0,70556–0,70612	8,0–9,0
Караминский	0,5	0,7064	102,6
Чойский	0,6	0,7072	99,5
Кубадринский**	3,55	0,709–0,710	32,03
Шапшальский	4,1–4,5	0,711–0,712	33,1–34,6
Турочакский	3,84	0,708	28,5
Кызылташский	4,7	0,709	28,3
Майорский	3,9	0,7052	29,9
Елиновский	3,8	0,70513	30,1

*Примечание.* Анализы выполнены в аналитическом центре ИГЕМ (Москва). Заимствованы из работ [15] (\*), [1] (\*\*).

и Шапшальский массивы) и указывают на высокое содержание корового материала. Промежуточное положение по этому показателю между S-типом и I-типом слабо контаминированным занимают анорогенные гранитоиды А-типа (Турочакский, Елиновский, Кызылташский массивы) (рис. 3).

По соотношениям  $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon_{Nd}(t)$  можно определять степени частичного плавления и контаминации корового материала. На диаграмме (рис. 4) породы проанализированных массивов занимают закономерное положение. Отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  устанавливаются только для массивов боровлянского и рахмановского комплексов, относящихся к пералюминиевому типу. Остальные массивы имеют положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Анорогенные гранитоиды майорского и елиновского массивов попадают в область значений  $\epsilon_{Nd}(t)$  от 3,8 до 3,9, что отвечает ассимиляции расплавом ниже-среднекоровой коры 9–10 % (см. рис. 4). Соотношения изотопов  $\epsilon_{Nd}(t)$  и стронция в анорогенных гранитоидах турочакского и кызылташского комплексов отвечают при малых значениях  $\epsilon_{Nd}(t)$  контаминации 11–13 % материала верхней коры. Гранитоиды Синюхинского массива по своим параметрам соотношений изотопов отвечают контаминации верхнекорового материала в объеме 7–8 %. Это не противоречит полученным ранее данным о принадлежности гранитоидов Синюхинского массива к слабо контаминированному I-типу по составу биотитов [4, 8].

## Выводы

1. Гранитоиды герцинского тектогенеза Горного Алтая и соседних регионов характеризуются различной степенью контаминации корового материала и насыщенности флюидами.

2. В генерации пералюминиевых гранитоидов I-типа выделяются компоненты, которые формиро-

вались в результате плавления материала нижней коры, верхней коры и мантии (кварцевых эклогитов) и последующего смешения различных расплавов. Мантийная составляющая таких магм формировалась за счет деплетированной мантии, плавление которой происходило в результате адиабатической декомпрессии в верхней мантии с участием большого количества летучих компонентов.

3. В группе анорогенных гранитоидов выделяются две подгруппы: расплавы с контаминацией нижней – средней коры (Майорский и Елиновский массивы) и материала верхней коры (Турочакский и Кызылташский массивы).

4. Становление гранитоидов I-типа сильно контаминированного и редуцированного (восстановленные системы) проходило с экстремальной контаминацией углеродсодержащего материала верхней коры.

5. Крайнюю степень содержания корового материала имеют гранитоиды S-типа, характеризующиеся присутствием высокоглиноземистых минералов (кордиерита, граната) и высокими значениями отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$ .

6. Геодинамические обстановки формирования гранитоидов были различны: S-тип гранитоидов генерировался в процессе коллизионных процессов, I- и А-типы – во внутриконтинентальной рифтогенной обстановке в связи с функционированием Сибирского суперплюма.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров, А. Г. Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для Госгеолкарты-1000 [Текст] / А. Г. Владимиров, С. Н. Руднев, Н. Н. Крук. – Новосибирск, 2002. – 450 с.
2. Гусев, А. И. Анорогенные кислые лавы Коргонской свиты Горного Алтая: петрология, гео-



химия и оруденение [Текст] / А. И. Гусев, Н. И. Гусев // Успехи современного естествознания. – 2012. – № 12. – С. 23–28.

3. **Гусев, А. И.** Восстановленная интрузивно-связанная Чойская магма-рудно-метасоматическая W-Au-Te система Горного Алтая [Текст] / А. И. Гусев, Н. И. Гусев // Современные наукоемкие технологии. – 2012. – № 3. – С. 23–27.

4. **Гусев, А. И.** Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая [Текст] / А. И. Гусев, Н. И. Гусев // Руды и металлы. – 1998. – № 2. – С. 67–78.

5. **Гусев, А. И.** Постколлизийные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение [Текст] / А. И. Гусев. – Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2012. – 217 с.

6. **Гусев, А. И.** Типизация вольфрамового оруденения Республики Алтай [Текст] / А. И. Гусев // Современные наукоемкие технологии. – 2012. – № 3. – С. 12–16.

7. **Гусев, А. И.** Холзунская рудно-магматическая система (V-P-Fe) – Горный Алтай [Текст] / А. И. Гусев, Н. И. Гусев // Отечественная геология. – 2010. – № 2. – С. 38–41.

8. **Гусев, А. И.** Эталон синюхинского габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай) [Текст] / А. И. Гусев. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. – 208 с.

9. **Коробейников, А. Ф.** Восстановленные интрузивно-связанные золоторудные системы [Текст] / А. Ф. Коробейников, А. И. Гусев // Изв. ТПУ. – 2012. – Т. 321, № 1. – С. 16–22.

10. **Коробейников, А. Ф.** Мантийно-коровые рудообразующие системы, концентрирующие благородные металлы [Текст] / А. Ф. Коробейников, Ю. С. Ананьев, А. И. Гусев. – Томск: Изд-во ТПУ, 2012. – 262 с.

11. **Кривчиков, В. А.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-I. Объяснительная записка [Текст] / В. А. Кривчи-

ков, П. Ф. Селин, Г. Г. Русанов; 2-е изд. – СПб., 2001 – 256 с.

12. **A geochemical classification for granitic rocks** [Text] / B. R. Frost, C. C. Barnes, W. J. Collins, R. J. Arculus // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, N 11. – P. 2033–2045.

13. **Barbarin, B.** Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting [Text] / B. Barbarin // Geol. Journ. – 1990. – Vol. 25. – P. 227–238.

14. **Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China** [Text] / B.-M. Jahn, F. Wu, C.-H. Lo, C.-H. Tsai // Chemical Geology. – 1999. – Vol. 157, N 1. – P. 119–146.

15. **Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China** [Text] / K. Cai, M. Sun, Ch. Yuan [et al.] // Lithos. – 2011. – Vol. 127. – P. 261–281.

16. **Ishihara, S.** The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks [Text] / S. Ishihara // Min. Geol. – Tokyo, 1977. – Vol. 27. – P. 293–305.

17. **Maniar, P. D.** Tectonic discriminations of granitoids [Text] / P. D. Maniar, P. M. Piccoli // Geological Soc. America Bulletin. – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.

18. **Nd-, Sr-, O-isotopic and chemical evidence for a two-stage contamination history of mantle magma in the Central-Alpine Bergell intrusion** [Text] / F. Blanckenburg, G. Fruh-Green, K. Diethelm, P. Stile // Contrib. Mineral and Petrol. – 1992. – Vol. 110, N 1. – P. 33–45.

19. **Rudnick, R. L.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective [Text] / R. L. Rudnick, D. M. Fountain // Rev. Geophys. – 1995. – Vol. 33, N 1. – P. 267–309.

20. **Taylor, H. P.** The continental Crust: Its Composition and Evolution [Text] / H. P. Taylor, S. M. McLennan. – Blackwell, 1985. – 312 p.

© А. И. Гусев, 2014

**ГУСЕВ Анатолий Иванович**

Алтайская государственная академия образования им. В. М. Шукшина (ФГБОУ ВПО «АГАО»), Бийск, д. г.-м. н., профессор  
E-mail: anzerg@mail.ru