

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.321:551.24+551.25

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ  
КАЛЕДОНИД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**  
(особенности проявления и эволюция)\*

**А.Н. Дистанова, А.Е. Телешев**

*Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Рассмотрены геолого-петрологические и петрогеохимические особенности главных типов раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Алтае-Саянской области и их место в развитии островодужных и коллизионных структур с учетом фундаментальных работ академика Ю.А. Кузнецова и совокупности более поздних, включая исследования авторов, материалов. Показано, что незначительно проявленные раннеостроводужные комплексы отвечают типу мантийных толеитовых плагиогранитов. Мегаареалам массового проявления „батолитовых“ гранитоидов аккреционно-коллизионного этапа свойственно многообразие геолого-вещественных особенностей, связанных с их геодинамической позицией. Охарактеризованы раннеколлизионные К-Na гранитоидные ассоциации повышенной основности, сиенит-гранитовые комплексы повышенной Na-K щелочности задуговых и окраинно-континентальных зон и предшествующие магматизму девонской активной континентальной окраины силурийские К-Na коллизионные комплексы внешней аккреционной зоны. Распределение разных типов ассоциаций связано со зрелостью коры вмещающих структур, что выражено в возрастной и латеральной изменчивости состава гранитоидов, которую подчеркивал в свое время Ю.А. Кузнецов. Общей особенностью раннепалеозойского гранитоидного магматизма является наличие разнотипных базитовых предшественников и интенсивный многократный катаклаз вмещающих пород, сопровождавший их метасоматические преобразования на стадии формирования гранитоидных плутонов.

*Раннепалеозойский гранитоидный магматизм, вещественная специфика, эволюция магматизма, аккреционно-коллизионные и коллизионно-сдвиговые зоны, Алтае-Саянская складчатая область.*

**EARLY PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF CALEDONIDES  
IN THE ALTAI-SAYAN FOLDED AREA: MANIFESTATION AND EVOLUTION**

**A.N. Distanova and A.E. Teleshev**

Based on the fundamental works of Academician Yu.A. Kuznetsov and later obtained research data, including ours, the geologic, petrologic, and petrochemical specifics of major types of Early Paleozoic granitoid associations of the Altai-Sayan area are considered, as well as their role in the evolution of island-arc and collisional structures. Scarce early island-arc complexes are assigned to mantle tholeiitic plagiogranites. The superlarge areas of the mass occurrence of batholith granitoids formed at the accretion-collision stage have many geology-lithologic peculiarities accounted for by their geodynamic settings. Study is given to early collisional K,Na-granitoid associations, Na,K-syenite-granite complexes of back-arc and continent-marginal zones, and Silurian collisional K,Na-granitoid complexes of the outer accretion zone, formed before the magmatism that took place on the Devonian active continental margin. The distribution of different types of associations is determined by the degree of maturity of the enclosing crust, which is expressed in the age and lateral compositional variations of granitoids. The general specifics of the Early Paleozoic granitoid magmatism were the existence of preceding basites of different types and repeated intense crushing of the enclosing rocks, which accompanied their metasomatism during the formation of granitoid plutons.

*Early Paleozoic granitoid magmatism, lithologic specifics, magmatism evolution, accretion-collision and collision-shear zones, Altai-Sayan folded area*

\* Публикуется по материалам доклада на всероссийском совещании „Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических формаций“, посвященном 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова (Новосибирск, апрель 2003 г.). *Прим. редколлегии.*

## ВВЕДЕНИЕ

Палеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области (далее — АССО), представленный главным образом крупноплощадными ареалами „батолитовых“ гранитов [1] O—S, являлся предметом многочисленных исследований и публикаций. основополагающими являются широко известные работы академика Ю.А. Кузнецова, который впервые показал особую роль раннекаледонских гранитоидных интрузий в истории магматизма АССО. Выводы Ю.А. Кузнецова, основанные на геосинклинальной концепции, находят подтверждение в современных реконструкциях истории геологического развития области как эволюции Палеоазиатского океана. Он подчеркивал, в частности, особую роль „батолитового“ гранитоидного магматизма в раннепалеозойской истории АССО и его специфические черты: приуроченность к моменту консолидации складчатых зон, отсутствие связи с эффузивным магматизмом, послескладчатый характер гранитоидов и др. [1].

Особое внимание Ю.А. Кузнецов и его школа уделяли изучению специфики состава и условий формирования раннепалеозойских гранитоидных плутонов АССО, включая и широко проявленные в связи с ними явления активного приконтактового водно-щелочного метасоматоза. Сохраняют актуальность выводы Ю.А. Кузнецова о значении активизации мантии [2], а также представления о мантийном происхождении метасоматических, переходящих в магнообразующие, щелочных и щелочно-кремниевых растворов, путями проникновения которых являются глубинные разломы [3 и др.].

При изучении гранитоидных раннепалеозойских ареалов были выявлены вещественные особенности близковозрастных гранитоидов в соседних структурно-фациальных зонах с корой разной зрелости [4, 5], указывающие на возрастное скольжение процессов гранитоидного магматизма. Для различных структурно-фациальных зон были выделены два типа „батолитовых“ гранитоидных ассоциаций: диорит-гранодиоритовый (или диорит-тоналитовый) и граносиенит-сиенит-гранитовый [4—6].

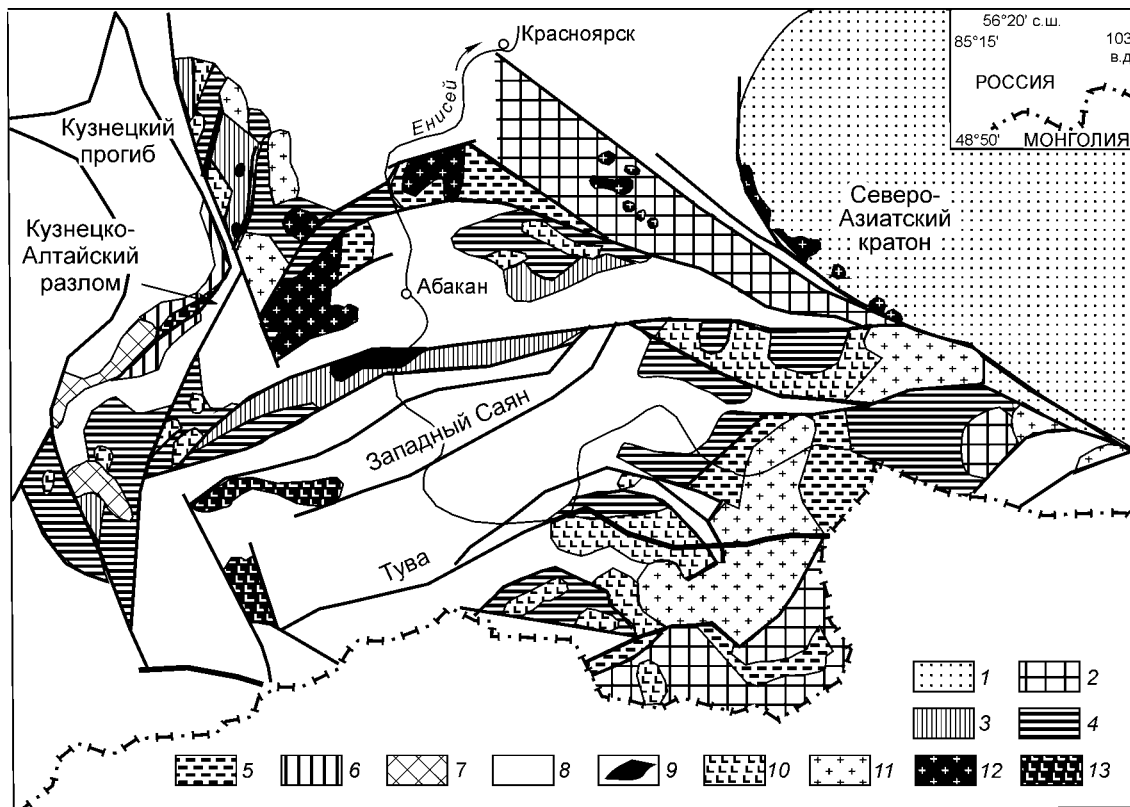
Все эти выводы вполне согласуются с современными представлениями о закономерной связи вещественного состава гранитоидных ассоциаций с геодинамическими обстановками их проявления. Последующий опыт и накопившиеся после работ Ю.А. Кузнецова данные позволяют уточнить в свете современных представлений некоторые стороны связи раннепалеозойского гранитоидного магматизма с тектоникой. В настоящей статье на основании главным образом работ Ю.А. Кузнецова, его учеников и последователей (в том числе исследований авторов) рассмотрены вариации гранитоидного магматизма АССО в раннем палеозое в связи с разными геодинамическими режимами.

## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ

С позиции тектоники литосферных плит Алтае-Саянская складчатая область представляет собой крупную, длительно формировавшуюся на месте Палеоазиатского океана аккреционно-коллизийную структуру Центрально-Азиатского орогенного пояса, образованного в результате сдвиговых коллизийных движений. Восточная часть области примыкает к Северо-Азиатскому кратону, который окружен коллажем океанических, островодужных и окраинно-континентальных структур, а также террейнов (блоков) кратонного типа (рис. 1). Раннепалеозойский гранитоидный магматизм связан в истории формирования этих структур с длительными аккреционно-коллизийными процессами [7—10].

Раннюю стадию развития Палеоазиатского океана характеризуют энсиматические островные дуги ранней генерации [7—9]. С ними связаны незначительные проявления раннекембрийских габбро-плагиогранитовых и плагиогранитовых толеитового типа интрузий, относящихся к самым первым в палеозое АССО гранитоидным образованиям (маинский, кундусуюльский, лавреновский комплексы), приуроченным к вмещающим раннеостроводужным толеитовым комплексам  $V—E_1$  (Северо-Саянская, Таннуольско-Хамсаринская, Кузнецко-Алатауская островодужные системы) [7, 10]. Древние аналоги этих раннеостроводужных ассоциаций представлены вендскими плагиогранитоидами в составе плагиогранит-ультрамафит-мафитовой серии Агардагской офиолитовой зоны [11, 12].

Более поздний (раннеколлизийный) магматизм представлен крупными ареалами „батолитовых“ гранитоидов Кузнецко-Алатауской, Кембросаянской, Таннуольско-Хамсаринской зрелых островных дуг и окраинно-континентальных структур. Кемброордовикские K-Na диорит-тоналитовые и диорит-гранодиоритовые ассоциации повышенной основности (мартайгинский, ольховский, таннуольский, лебедской комплексы) размещены в осадочно-вулканогенных андезитобазальтовых и дацит-андезит-базальтовых комплексах  $V—E_2$ , выполняющих структуры зрелых островных дуг. Структурная позиция раннепалеозойских гранитоидных плутонов Кузнецкого Алатау определяется пространственной связью их с крупной сдвиговой зоной Кузнецко-Алтайского разлома [10]. Формирование ареалов таннуольского (Восточная Тува), ольховского (Кембросаян) комплексов также соответственно связывается с региональными сдвиговыми зонами „сжатия и тектонического скупивания“ [13]. Ордовикские Na-K граносиенит-сиенит-гранитовые и гранит-граносиенит-сиенитовые ареалы ассоциаций повышенной щелочности приурочены



**Рис. 1. Схема размещения раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций в структурах Алтае-Саянской складчатой области. Составлена с использованием материалов Н.А. Берзина и Л.В. Кунгурцева [7, 8].**

1—8 — основные структурные комплексы: 1 — Северо-Азиатского кратона, 2 — блоки (террейны) кратонного типа, 3 — юных островных дуг ( $V - E_1$ ), 4 — зрелых островных дуг ( $V - E_2$ ), 5 — задуговых бассейнов ( $PR - E_1$ ), 6 — коллизионных структур, 7 — девонских активных континентальных окраин, в том числе прогибов рифтового типа, 8 — тыловых рифтогенных бассейнов активной континентальной окраины; 9—13 — раннепалеозойские гранитоидные ассоциации: 9 — плагиогранитоидные и габбро-плагиогранитные ассоциации юных островных дуг ( $E_1$ ); 10—12 — коллизионные гранитоидные ассоциации: 10 — ранне-коллизионные гранитоидные ассоциации повышенной основности ( $E_3 - O$ ), 11 — гранит-гранодиоритовые ассоциации с проявлениями сиенитоидных пород ( $O$ ), 12 — гранитоидные ассоциации повышенной щелочности; 13 — диорит-гранит-гранодиоритовые ассоциации ( $S$ ) коллизионной Тельбесской зоны, гранодиорит-гранитовые ассоциации Западного Саяна ( $S$ ).

к задуговым и континентально-окраинным зонам с характерными для них карбонатными отложениями шельфа и лагун [14]. Размещение гранитоидных ареалов в задуговых зонах (Беллыкский, Уйбатский и другие) контролировалось региональными сдвиговыми структурами, сопряженными с Кузнецко-Алтайской сдвиговой зоной или зоной Главного Саянского разлома (Кутурчинский, Бугульминский ареалы) [15]. Значительные масштабы проявления здесь гранитоидного магматизма были обусловлены благоприятной обстановкой коллизионно-сдвиговых зон, проницаемых для магмообразующих флюидов. В последнее время ареалы задуговых и континентально-окраинных структур АССО рассматриваются в пределах области влияния на магматизм  $O_2 - D_2$  Северо-Азиатского мантийного суперплюма, определявшего повышенную щелочность магматизма этой зоны [16, 17].

С более поздней постколлизионной деятельностью Северо-Азиатского плюма связывают образование в восточной части АССО (с конца ордовика и в девоне) рифтогенных щелочных вулканоплутонических [18] комплексов (юлинский в Батеневском поднятии, комплексы Агульского прогиба и др.).

На юго-западе Кузнецкого Алатау коллизионные „батолитовые“ (диорит-гранодиоритовые с сиенитоидами) гранитоиды тельбесского комплекса формировались в силуре в одноименной коллизионной зоне. Более поздние девонские структуры Тельбесской зоны с прорывающими их интрузиями девонских Na-K лейкогранитов относятся уже к рифтогенным прогибам активной континентальной окраины [7, 10].

Особые условия становления каледонских гранитоидных плутонов наиболее ярко отражены в особенностях их приконтактовых образований, определяемых спецификой их геодинамической обстановки. Исследования эндо- и экзоконтактовых зон показывают, что неоднократные деформации боковых пород

(катаклаз, дезинтеграция с развитием брекчиевых, агматитовых и других структур дробления) сопровождали и начальную роговиковую перекристаллизацию боковых пород, и особенно их метасоматические преобразования, связанные с деятельностью водно-щелочных флюидов раннемагматической стадии [4—6, 19—21]. Многочисленные факты, подтверждающие отсутствие связи указанных деформаций с механическим воздействием гранитоидов, признаки послескладчатого формирования плутонов [4, 6], а также данные палеогеодинамического районирования позволяют увязывать эти деформации (и сопровождающий их метасоматоз) с подвижками боковых пород при аккреционно-коллизионных процессах. Особенности таких преобразований являются одной из важных типоморфных черт указанных ассоциаций. Для гранитоидных ассоциаций повышенной основности (в структурах зрелых островных дуг и внешних аккреционно-коллизионных структур) наиболее характерен кремний-натриевый метасоматоз, ведущий к диоритизации. В ассоциациях повышенной щелочности (обстановка коллизионных зон, наложенных на задуговые поднятия областей шельфа и краевые структуры Северо-Азиатского кратона) явления катаклаза, дробления, иногда гнейсирования сопровождалось двухстадийным ранне- и (локально проявленным) послемагматическим щелочным метасоматозом и сиенитизацией.

В отношении этих и подобных им ареалов представляются убедительными развиваемые в последние десятилетия представления о связи потоков щелочных флюидов не с глубокими частями плутонов, сохранявшими долгу активность, а с региональными зонами крупных глубинных разломов, играющими роль тепло- и флюидопроводников при генерации гранитоидных расплавов в условиях поступления из мантии магмообразующих флюидных потоков [2, 3, 6, 21, 22]. Правильному пониманию сложной природы мезоабиссального ордовикского коллизионного гранитоидного магматизма повышенной щелочности, кроме того, способствуют развиваемые в последние годы представления [16] о весьма активном влиянии на его развитие (как и на развитие следующего за ним рифтогенного магматизма повышенной щелочности) ордовикского [17] Северо-Азиатского суперплюма.

### РАНЕКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАГИОГРАНИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ

Раннекембрийские низкощелочные плагиогранитоиды, известные связанными с ними рудопоявлениями Fe, Cu, Zn, были выделены в свое время Ю.А. Кузнецовым [6] в группу раннегеосинклинальных плагиогранитовых (и близких к ним габбро-плагиогранитовых) формаций. Согласно палеогеодинамическим построениям [7], плагиограниты раннего кембрия имеют субдукционную природу и тяготеют к раннеостроводужным толеитовым комплексам внутренних магматических дуг (маинский, кундусуольский, лавреновский комплексы, Тылинский массив).

Раннекембрийские плагиограниты и тоналиты (местами диориты) раннеостроводужных зон слагают обычно весьма небольшие (от первых километров до нескольких десятков квадратных километров) гипабиссальные и субвулканические интрузии малоглубинных фаций [23—25]. Единственным крупным (около 500 км<sup>2</sup>) плутоном плагиогранитов этого типа является Енисейский массив маинского комплекса (приразломная Северо-Саянская зона Западного Саяна). Присутствующие в плагиогранитоидных массивах тела более древних базитов толеитового состава представляют собой или магматиты более ранних интрузивных фаз (кундусуольский [23], лавреновский [24] комплексы), или небольшие тела предшествующих автономных комплексов габбро и габбро-норитов (массивы маинского комплекса [25]). Радиологический возраст плагиогранитов  $E_1$  составляет 550—530 [26] или 540—515 [27] млн лет.

Главные особенности минерального состава плагиогранитов  $E_1$  — наличие роговой обманки ( $f = 0,35—0,47$ ), отсутствие калиевого полевого шпата и повышенная основность плагиоклаза (30—50 % An) [25]. Характерны ярко выраженный натровый тип щелочности при относительно низком её уровне, низкая глиноземистость ( $Al_2O_3$  обычно <14 мас. %) и высокая кремнеземистость ( $SiO_2$  до 75 %). Величина  $Mg/(Mg + Fe)$  обычно довольно низкая (0,35—0,22). По степени окисленности Fe в породах (см. таблицу) плагиограниты принадлежат к магнетитовому ряду [28]. Породы имеют очень низкие содержания индикаторных литофильных элементов (см. таблицу, [27, 29]). Специфика содержаний и распределения РЗЭ характерна для гранитов толеитовых ассоциаций [34, 36]: положительная Eu аномалия при асимметричной кривой с обеднением ЛРЗЭ,  $(La/Yb)_n = 2,3$  [27, 36].

Для плагиогранитов  $E_1$  обычно свойственно слабое низкотемпературное контактное воздействие на боковые породы (слабое ороговикование, окварцевание, хлоритизация) [23, 25]. В крупных массивах приразломных зон на участках интенсивного катаклаза, динамометаморфизма и милонитизации пород рамы наблюдаются и явления приконтактового Si- и Na-метасоматоза с окварцеванием, альбитизацией, амфиболитизацией вмещающих основных эффузивов и габброидов. Как конечный результат этих преобразований описаны низкощелочные натровые, крайне пересыщенные  $SiO_2$  плагиограниты магматического облика [37]. Такие явления натрий-кремний-водного метасоматоза могут быть объяснены в свете представлений о магмообразующих глубинных флюидах (Na,  $SiO_2$ ,  $H_2O$ ), поступающих от зон субдукции в геодинамической обстановке ранних островных дуг [29, 38]. Близкое объяснение наиболее вероятной

**Особенности состава раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций**

Геохимические особенности состава	Раннеостроводужные структуры	Зрелоостроводужные структуры	Структуры задужовые, континентально-окайные, коллизионные зоны	Тельбесская аккреционно-коллизионная зона
	Плагиогранитовые $\epsilon_1$	Повышенной основности $\epsilon_2$ - $\epsilon_3$	Повышенной щелочности $O-S_1$	Пестрого состава S
Средние показатели щелочности $\frac{Na_2O + K_2O}{Na/(Na + K) + K_2O}$	Плагиограниты, тоналиты (диориты) 4—5 0,93—0,96 <0,5	Кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, трондземиты 6,5—7,5 0,68—0,77 —	Двуполевошпатовые граниты, сиениты, граносиениты (щелочные и нефелиновые сиениты) 8,5—12 0,54—0,60 —	Гранодиориты, кварцевые диориты, трондземиты, граниты (сиенитоиды) 6,4—7,4 0,67 —
Средняя величина окисленности железа $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^2)$	0,33—0,42 (Mt класс гранитоидов)	0,30—0,40 (Mt класс)	0,35—0,50 (Mt класс)	0,31—0,35 (Mt класс)
Средняя магнезиальность $Mg/(Mg + Fe)$	0,35—0,22	0,41—0,25	0,40—0,28	0,37—0,29
Среднее содержание редких литофильных элементов	Маинский комплекс Rb — 4—8 Sr — 169—223 Ba — 119 Y — 8—22 [27, 29]	Мартайгинский комплекс Rb — 33, Sr — 329, Ba — 344, Y — 10 Таннуольский Rb — 39—57, Sr — 273—425, Ba — 494—760, Y — 5—10 (данные автора и [27, 30]) Ольховский Rb — 44, Sr — 239, Y — 24 [27]	Бельянский плутон Rb — 121, Sr — 276, Y — 82 Кутурчинский плутон Rb — 167, Sr — 157, Y — 22 Сакырский плутон Rb — 66—90, Sr — 570—630, Ba — 660—1220, Y — 24 [27, 31]	Тельбесский плутон Rb — 85 Sr — 112 Ba — 417 Y — 7 [33]
Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$	—	Мартайгинский 0,7056, Таннуольский 0,7040—0,7063 Ольховский 0,7080 [29]	Сакырский плутон 0,7066—0,7075 [31] Уйбатский плутон 0,7040 [32]	Тельбесский плутон 0,7073 [33]

Примечание. Содержание редких элементов даны в г/т, содержания  $Na_2O$ ,  $K_2O$  — в мас. %, Na, K — в атомных количествах. Mt — магнетитовый.

причины образования плагиогранитов было дано в свое время Ю.А. Кузнецовым: магмообразование, стимулированное специфическими натровыми „сквозьмагматическими растворами“ [6]. Согласно другим моделям, формирование низкоглиноземистых плагиогранитов толеитового типа в докембрийских и некоторых фанерозойских примитивных островных дугах связывают 1) с кристаллизационной дифференциацией андезитобазальтовых расплавов и 2) с плавлением метабазитов островодужной коры в условиях низких (3—7 кбар) давлений субдукционных зон [39].

Более древними аналогами рассмотренных плагиогранитов являются небольшие интрузии вендского (570 млн лет по устному сообщению А.Э. Ицоха) тесхемского комплекса в Агардагской офиолитовой зоне Юго-Восточной Тувы [11, 12]. Они принадлежат здесь к ультрабазит-базит-плагиогранитовой серии, объединяющей карашатский расслоенный дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый и тесхемский плагиогранит-тоналит-диоритовый комплексы и следующие за ними долеритовые дайки. Плагиограниты играют здесь очень скромную роль. В Тесхемском массиве (около 10 км<sup>2</sup>) ими сложены лишь маломощные (не более 25—35 см, изредка до 1,5 м) жилы. Породы тесхемского комплекса аналогичны по составу толеитовым плагиогранитам  $\epsilon_1$  раннеостроводужных зон (отсутствие калиевого полевого шпата, низкие средние содержания Rb (10 г/т), Ba (149 г/т), Sr (130 г/т), пологие отрицательные спектры распределения РЗЭ с положительной аномалией по Eu и преобладанием тяжелых лантаноидов ( $La/Yb = 2,99—5,68$ )) [11, 12].

### КЕМБРООРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОВЫШЕННОЙ ОСНОВНОСТИ

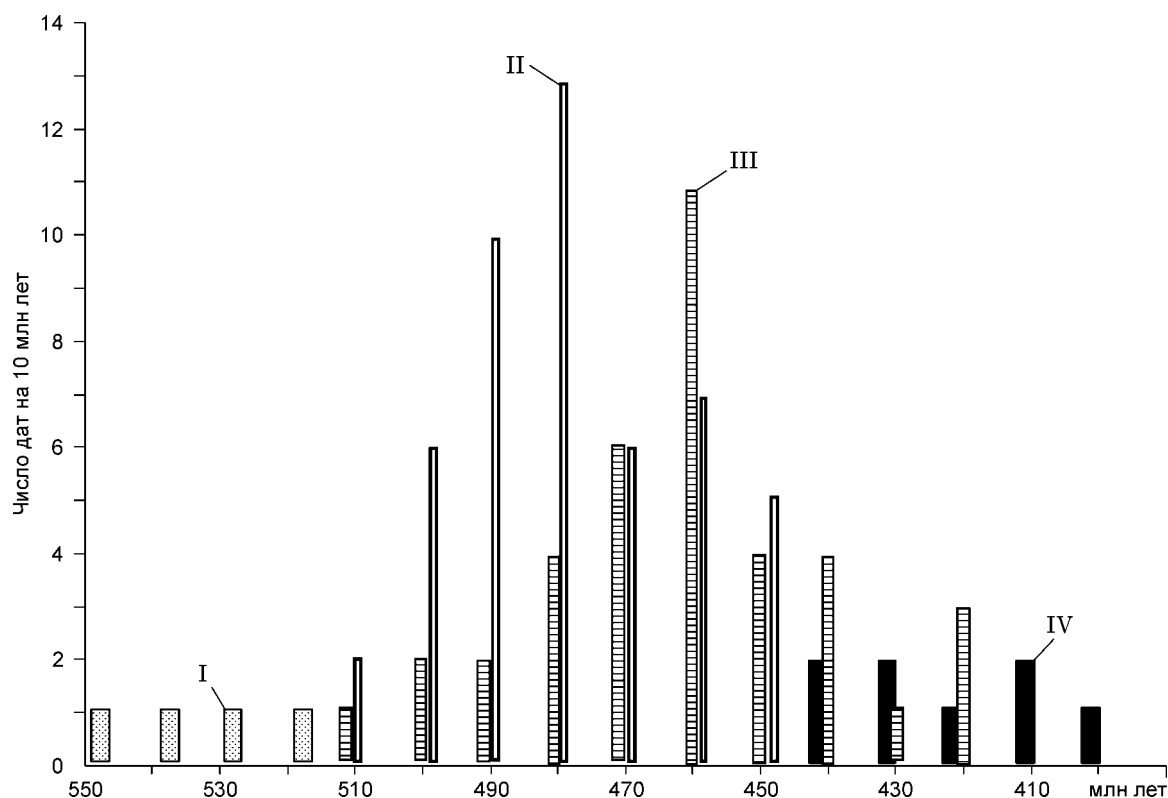
К ассоциациям данного типа принадлежат крупные (1000 км<sup>2</sup> и более), обычно зональные диорит-гранодиоритовые и диорит-тоналитовые ареал-плутоны (мартайгинский, ольховский, таннуольский, лебедской комплексы), сопровождаемые Au и Fe оруденением. Размещаясь в зрелоостроводужных структурах АССО [9, 10, 15], они относятся к проявлениям коллизионного магматизма, так как: 1) не имеют вулканических эквивалентов близкого возраста, а прорывают и метаморфизуют вулканы нижнего и среднего кембрия, 2) ассоциируют с близкими по возрасту молассами и 3) связаны с коллизией сдвиговой, а не субдукционной природы [9, 10, 40]. В структурах Кузнецко-Алатауской островодужной системы, например, плутоны этого типа отчетливо тяготеют к крупной сдвиговой зоне — Кузнецко-Алтайскому разлому [10]. Геолого-петрографическая специфика плутонов освещена в многочисленных публикациях [5, 6, 14, 41, 42].

Гранитоиды этого типа слагают послескладчатые мезоабиссальные ареал-плутоны, залегающие в осадочно-вулканогенных андезитобазальтовых и дацито-андезитобазальтовых комплексах  $V—\epsilon_2$  (Кузнецко-Алатауская, Кембросаянская, Таннуольско-Хамсаринская островодужные зоны) [7, 10]. Их геологический возраст находится в пределах  $\epsilon_3—O_1$ . Этому же (ближе к раннему ордовику) возрастному интервалу — преимущественно 490—470 млн лет, отвечает максимум (рис. 2) радиологических (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb) датировок.

Одной из типоморфных особенностей данных ассоциаций и в Алтае-Саянской складчатой области, и в сопредельных зонах каледонид является их тесная сопряженность с расслоенными интрузиями предшествующих ультрамафит-мафитовых комплексов раннеорогенного этапа [5, 50—52], относящегося к островодужным и аккреционно-коллизионным обстановкам [52]. Сохраняющиеся внутри гранитоидных плутонов в реликтовых блоках и останцах габброиды, как и другие вмещающие породы, подверглись катаклазу и весьма интенсивным метасоматическим изменениям типа диоритизации [4, 41, 55]. Возможность объединения автономных ультрамафит-мафитовых и гранитоидных комплексов повышенной основности в закономерные габбро-гранитоидные серии подчеркивается [50] корреляцией их щелочности и другими признаками преемственности геохимических черт.

В последнее время выяснилось, что разрыв во времени между базитами и следующими за ними гранитоидами был сравнительно небольшим, поэтому базиты могли играть роль существенного источника тепла для гранитообразования [44]. С этим согласуются и представления о том, что ордовикский максимум базитового магматизма Алтае-Саянской области, как и синхронизация последнего с гранитоидным магматизмом, были обусловлены мощным мантийным плюмом [17].

Главная особенность строения и состава диорит-гранодиоритовых и диорит-тоналитовых плутонов — преобладание в них неомогенных меланогранитоидов, часто содержащих реликтовые включения амфиболизированных и деанортитизированных боковых пород основного состава. Лейкогранитоиды представлены гранитами трондьемитового или близкого к нему состава. У контактов с карбонатными толщами кое-где встречаются незначительные проявления пород типа сиенитодиоритов. Наиболее поздние, слабо развитые жильные лейкограниты неоднородны по составу, варьируя от трондьемитовых до нормальных двуполевошпатовых разновидностей. Петрохимическая специфика гранитоидов выражается в повышенном содержании оснований, в пониженной или умеренной щелочности натрового типа и в средних величинах  $Mg/(Mg + Fe)$  (см. таблицу). По величине индекса окисленности Fe в породах и по



**Рис. 2. Распределение радиологических дат для разнотипных гранитоидных ассоциаций  $PZ_1$  Алтае-Саянской складчатой области.**

I — плагиогранитовые ассоциации  $\epsilon_1$ ; гранитоидные ассоциации: II — повышенной основности ( $\epsilon_3 - O$ ), III — повышенной щелочности (O), IV — „пестрого состава“ тельбесского комплекса S (? $S_2 - D_1$ ). Пределы значений и максимумы дат возраста приводятся по данным K-Ar определений по Bt, Rb-Sr и U-Pb (по циркону) определений [4, 18, 26, 27, 30—33, 43—46].

типоморфному набору аксессуаров со значительным (не менее 2000 г/т) содержанием магнетита (в ассоциации со сфеном, апатитом и ортитом), а также по низкой железистости и глиноземистости биотитов ( $X_f = 42—50\%$ ;  $X_l = 17—21\%$ ) [53] они принадлежат к магнетитовому классу [28] гранитоидных ассоциаций. Эти особенности устойчиво повторяются в разных ареалах как в Алтае-Саянской складчатой области, так и в других раннекаледонских поясах [4, 5, 41, 53—55].

Главный породообразующий минерал — изменчивый по составу зональный плагиоклаз олигоклаз-андезинового ряда. Высококалиевый микроклин ( $Ab < 10\%$ ) почти не содержит пертитов и обычно образован при локальной позднемагматической микроклинизации. Биотиты относительно выдержаны по составу и в целом довольно магнезиальные ( $X_f = 0,42—0,55$ ) [30, 53]. Изменчивый состав роговых обманок, особенно в неомогенных эндоконтактовых меланогранитоидах, связывается нами с особенностями становления гранитоидов. Роговые обманки ( $X_f = 0,39—0,47$ ) с высокой долей актинолитового минала и пониженными содержаниями  $Al^{IV}$ , Fe и щелочей ( $Hbl_1$ ) обычно принадлежат к метасоматизированным реликтовым амфиболам боковых пород. Роговая обманка более поздней генерации с большим содержанием эденитового минала ( $Hbl_2$ ) характерна главным образом для гомогенных гранодиоритов и гранитов [53]. Имеются данные об увеличении щелочности и марганцовистости амфиболов при переходе к гранитоидным ареалам тыловых частей островодужных структур (Восточная Тува) [14].

Для состава гранитоидов специфично также отсутствие корреляции между содержанием  $SiO_2$  в породах и железистостью темноцветных минералов. Распределение петрогенных элементов между биотитом и амфиболом указывает на принадлежность гранитоидов к низкотемпературным фациям умеренных глубин при умеренном окислительном потенциале и достаточной водонасыщенности.

Гранитоиды данного типа характеризуются низкими и изменчивыми содержаниями редких литофильных элементов (см. таблицу). В гранитах и гранодиоритах ассоциаций, переходных к задуговым зонам (Восточно-Казахстанский ареал), фиксируются повышенные содержания Rb и Ba (до 1000—1400 г/т), что увязывается с позднемагматической калишпатизацией [14]. Первичные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в гранодиоритах (см. таблицу) колеблются в пределах от 0,7040 до 0,7080, указывая [29] на мантийно-коровый источник вещества гранитоидов. Асимметричный график распределения РЗЭ характеризуется резким

преобладанием ЛРЗЭ ( $(La/Yb)_n = 17,2—3,8$ ) и отрицательной, типичной для существенно коровых магматитов [34—36], Eu аномалией. Кембрийские гранодиорит-гранитные ассоциации характеризуются и специфическими структурно-вещественными преобразованиями вмещающих пород, которые происходили на фоне хрупких деформаций, катаклаза и дезинтеграции вмещающих пород в условиях кремний-натрий-водного метасоматоза. В конечном итоге неравномерно ороговикованные и брекчированные боковые породы преобразуются в пестрый набор меланократовых амфибол-плагиоклазовых пород пятнистого, агматитового, брекчиевого облика с гнездами и жилами гранитоидного состава. Ближе к центру плутонов все эти образования обычно постепенно сменяются такситовыми кварцевыми диоритами или тоналитами, часто с реликтами пород рамы в виде так называемых структур просвечивания.

Геолого-петрографические особенности экзоконтактных пород [4, 30, 41, 42, 57] свидетельствуют о том, что связанный с самыми начальными стадиями формирования гранитоидного комплекса контактовый процесс уже носил характер метасоматического. Так, например, при микроскопическом изучении метасоматически преобразованных габброидов Каахемского плутона (Вост. Тува), включая метод ПЭМ [57], в породах обнаруживались ранние изменения в структуре (разупорядочивание, деструкция и т. п.) и составе зерен плагиоклазов и пироксенов ( $T^\circ \sim 500^\circ C$ ) с появлением в них участков, состоящих из новообразованных актинолита, кварца, содержащего структурную воду [57], и поздней роговой обманки. Это указывает на важную роль в экзоконтактных преобразованиях как деформаций, так и сопровождающей их деятельности щелочно-водных флюидов.

Сопоставление экзоконтактных ореолов алтае-саянских гранитоидов (Кузнецкий Алатау, Кембросаян, Восточная Тува, Горный Алтай) и аналогичных по составу и геодинамической позиции каледонских (O—S) плутонов Урало-Центральноазиатского подвижного пояса [7, 9, 58] свидетельствует о весьма близком вещественном сходстве гранитоидов и их контактовых зон. Для каледонских гранитоидов Полярного Урала (Хараматалоуско-Войкарский массив и др. [58]), Северного Казахстана (Крыккудукский и другие плутоны [59, 60]), Северной Монголии (тохтогеншильский, идэрский комплексы [56]), Юго-Западного Забайкалья (джидинский комплекс [54]), как и для алтае-саянских, характерны последовательная гранитизация осадочно-вулканогенных и габброидных пород с привнесением Si, Na, отчасти K с образованием эволюционного ряда типоморфных контактовых пород от меланократовых плагиоклаз-рогово-обманковых диоритового облика до все более лейкократовых брекчиевидных или мигматитоподобных, содержащих плагиоклаз, кварц, роговую обманку, биотит (калишпат) [4, 5, 41, 54, 56, 58—60]. Прослеживается прямая зависимость интенсивности метасоматических преобразований от степени проницаемости пород. Для Крыккудукского и Бугазского массивов ранних каледонид Северного Казахстана установлена пространственная связь процессов инфильтрационной гранитизации вулканогенно-осадочных пород, приводящих к стадии анатексиса, с зонами глубинных разломов [60].

Показательно устойчивое возрастание значения коэффициента  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ , установленное нами в ряде массивов Восточной Тувы при переходе от ороговикованных пород и роговиков, т. е. продуктов главным образом температурного воздействия (0,18—0,20), к незначительно гранитизированным „метасоматическим диоритам“ (до 0,40) и далее к интенсивно гранитизированным породам (около 0,45—0,50). Эти вариации, вероятно, следует связывать с закономерными изменениями активности кислорода в составе метасоматизирующих флюидов в пределах контактовых зон.

### ОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

К раннепалеозойским гранитоидным ассоциациям повышенной щелочности АССО принадлежат крупные мезоабиссальные граносиенит-сиенит-гранитовые и гранит-граносиенит-сиенитовые после-складчатые ареал-плутоны, сопровождаемые редкометалльными (Mo, W и др.) рудопроявлениями. В некоторых плутонах присутствуют щелочные, а местами нефелиновые сиениты. В последние десятилетия объем ассоциаций этой группы резко расширился, поскольку детализация геологических отношений, ревизия и дополнение радиологических датировок показали справедливость высказанного еще в 50-е годы И.В. Лучицким заключения о додевонском возрасте крупнейших ареалов гранитов и граносиенитов в Саяно-Тувинском нагорье [18, 45—49].

Геодинамическая позиция этих ассоциаций определяется приуроченностью их к задуговым зонам (Беллык-Батеневское поднятие краевого моря — улень-туимский и беллыкский комплексы) и краевым структурам Сибирского кратона, относящимся к активной континентальной окраине [10] (кутурчинский и бугульминский комплексы), с развитыми в них шельфовыми и лагунными, преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями ( $R_3$  —  $E_1$ ) [14]. Эти структуры представляют собой контролируемые системами краевых сдвигов и надвигов коллизионные зоны  $O_2$ — $S_1$ , возникшие в ходе аккреции и коллизии островных дуг, блоков микроконтинентов и блоков краевых структур Сибирского континента [7, 10, 44]. К коллизионным комплексам принадлежат и отложения грубообломочных пород, полимиктовые отложения с олистостромами, молассами и другие [7]. Коллизионная природа ряда гра-



нитоидных ареалов (беллыкский и кутурчинский комплексы Вост. Саяна) наглядно подтверждается дискриминационными геохимическими диаграммами [27]. По геологическим и радиологическим данным [14, 27, 44], возраст рассматриваемых гранитоидов варьирует от  $O_{1-2}$  до  $S_1$  включительно (см. рис. 2), что свидетельствует о несколько более позднем по сравнению с меланогранитоидными ассоциациями времени их формирования. Rb-Sr даты для Уйбатского плутона указывают на весьма значительную длительность его формирования от  $O_{1-2}$  до  $O_3$  включительно [32]. Несколько позже мезоабиссальных ассоциаций описываемого типа формировались постколлизийные вулканоплутонические комплексы повышенной щелочности, связанные с рифтингом и влиянием мантийного плюма [18].

Непосредственно предшествующие гранитоидам автономные ультрамафит-мафитовые интрузии по составу разнотипны. С беллыкскими и кутурчинскими гранитоидами ассоциируют известково-щелочные дифференцированные комплексы [46, 47]. Гранитам Батеневской зоны предшествуют ощелоченные габбро-диорит-монцодиоритовые ассоциации когтахского комплекса [19, 61, 62]. В пределах Уйбатского и Саксырского гранитоидных ареалов когтахские базиты испытали многократный и интенсивный щелочной метасоматоз, ведущий к появлению щелочных и нефелиновых сиенитов, святоноситов, щелочно-полевошпатовых метасоматитов и апатитоносных пород [4, 19—21, 61].

Рассматриваемые гранитоидные ассоциации можно разделить на две группы. К первой принадлежат относительно простые по составу и строению зональные плутоны беллыкского, кутурчинского и бугульминского комплексов и Туимский плутон улень-туимского комплекса (Батеневская зона). Вторую группу составляют Уйбатский и Саксырский плутоны Батеневской зоны, для которых характерны широко проявленные специфические процессы интенсивного послемагматического щелочного высокотемпературного метасоматоза. Для плутонов **первой группы** характерно однофазовое строение с постепенными взаимопереходами между слагающими краевые части тел кварцевыми сиенитами и сиенитоидиоритами и существенно микроклиновыми гранитами их ядер, с которыми тесно связаны дайковые тела субщелочных, иногда щелочных лейкогранитов дополнительных интрузий [4, 19]. Типичными минералами гранитоидов являются высококалийный микроклин-пертит с реликтами плагиоклаза, магнезиальный биотит ( $f \approx 0,50$ ), слабощелочная роговая обманка ( $f \approx 0,40—0,60$ ) и изредка салит [4, 46, 47]. Набор аксессуарных минералов в туимских гранитах однотипен и характеризуется высокими содержаниями сфена, магнетита, апатита. Кроме того, в гранитах Беллыкского плутона присутствуют ильменит и ортит, а для кутурчинского и бугульминского комплексов характерны также циркон, монацит, гранат, ортит; встречаются ильменит, торит и танталониобаты. Петрохимия гранитоидов характеризуется повышенной щелочностью и умеренной магнезиальностью (см. таблицу) [4, 19, 46—48]. Средний коэффициент  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  пород отвечает гранитоидам магнетитового ряда.

В контактах Беллыкского, Кутурчинского и других плутонов данной группы проявления метасоматических процессов имеют, в общем, весьма скромное значение [46—48]. В контактовом ореоле Туимского плутона они представлены, напротив, очень широко и разнообразно, сочетаясь с неоднократными хрупкими деформациями вмещающих габброидов и вулканогенно-осадочных пород. Карбонатные породы изменены слабо, преобразуясь в магнезиальные скарны магматической стадии, магнезиально-силикатные кальцифиры и мраморы [4, 19].

Плутоны **второй группы** (Саксырский, Уйбатский) отличаются присутствием щелочных и нефелиновых сиенитов, которые являются продуктами широко проявленного в этих плутонах послемагматического высокотемпературного щелочного метасоматоза, наложенного на сиенитоиды первой фазы и габброиды когтахского комплекса [4, 19—21, 62]. Несмотря на повышенную щелочность, они не содержат щелочных темноцветных минералов. Иногда встречается гастингсит ( $f = 0,60$ ) [20, 31], но он более характерен для послемагматических щелочных метасоматитов. Набор типоморфных аксессуарив тот же, что в Туимском и Беллыкском плутонах: главным образом обильный магнетит (около 9000 г/т), сфен, апатит, встречается также ильменит [31].

По уровню щелочности, калиевости и средним значениям коэффициента  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  породы этой ассоциации также мало отличаются от гранитоидов первой группы. Однако степень окисления железа сильно возрастает (до 0,60—0,70) в богатых щелочами, особенно калием, апосиенитовых и апогаббровых метасоматитах [20]. обстоятельно исследовавшая явления метасоматоза А.П. Пономарева подчеркивает его принадлежность к особому — региональному (а не контактово-метасоматическому) типу и сопряженность с интенсивным катаклизмом (брекчирование, дробление), местами с разгнейсованием ранее измененных пород рамы и эндоконтактных зон плутонов, указывая на глубинную природу активных флюидов и на высокую активность в них кислорода [4, 20, 21]. Оригинальными новообразованиями по габброидам когтахского комплекса являются салит(фассаит)-олигоклазовые породы, щелочные и местами (Буланкуль, Тырданов Улус) нефелиновые сиениты и сопровождающие их разнообразные щелочно-полевошпатовые метасоматиты, включая святоноситы с высоким содержанием ортита и циркона [4, 19—21, 62].

Гранитоидный магматизм Батеневской зоны отвечает в целом геодинамической обстановке коллизионных зон. Источники метасоматизирующих флюидов в Уйбатском и Саксырском плутонах имели, судя по всему, глубинный характер [6, 20]. Они были приурочены к крупным тектоническим нарушениям, местами маркированным поясами нефелиновых сиенитов метасоматического генезиса. За метасоматическими процессами следовали процессы плавления метасоматитов [20]. Эти выводы А.П. Пономаревой близки к заключению Ю.А. Кузнецова [4] о большой длительности процесса формирования крупных гранитоидных плутонов Батеневской зоны и широкого участия в нем взаимосвязанных явлений щелочно-кремниевое метасоматоза и магнообразования. В свете современных представлений о роли Северо-Азиатского мантийного плюма природу глубинных щелочных флюидов, ответственных за формирование в коллизионной обстановке гранитоидных ареалов повышенной щелочности и особенно за явления послемагматического щелочного метасоматоза, логично связывать с его влиянием. Внутриплитная деятельность мантийного плюма должна была происходить уже после столкновения (коллизии) Сибирского континента с островными дугами и микроконтинентами на рубеже 490—500 млн лет [16].

В гранитоидах беллыкского и кутурчинского комплексов установлены повышенные содержания Rb и Ba, содержания Sr довольно низки (см. таблицу). Сравнительно с ними в гранитоидах Саксырского плутона средние содержания Rb ниже, Sr выше, содержания Ba также повышены (до 1220 г/т) [31], что должно быть связано с явлениями калиевого метасоматоза; примечательны повышенные первичные изотопные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и преобладание ЛРЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6,9$ ); хорошо выражена отрицательная аномалия по Eu [31]. Отчетливое преобладание легких лантаноидов, Eu минимум характерны и для пород беллыкского и кутурчинского комплексов [27]. В целом гранитоиды рассмотренного типа близки к коровым гранитоидам современных активных континентальных окраин [35, 63].

### ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ $O_3$ —S ТЕЛЬБЕССКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

Гранитоиды тельбесского комплекса в юго-западной части Кузнецкого Алатау, известные своими магнетитовыми рудопроявлениями и рассматриваемые как образования коллизионно-сдвигового магматизма [7, 10], характеризуются повышенной основностью пород и K-Na типом щелочности. Составляющие этот комплекс диорит-гранит-гранодиоритовые с участками сиенитоидов мезоабиссальные ассоциации относятся к позднеордовикско-силурийским образованиям [4, 33]. Некоторые авторы включают в состав тельбесского комплекса более молодые (D) субвулканические лейкограниты, поднимая соответственно возраст тельбесского комплекса до раннего D. Данные радиологического датирования тельбесских гранитоидов отвечают, по разным источникам, S [4], S—D [33] и  $D_1$  [49]. Имеются, кроме того, сильно омоложенные (до  $T_2$ ) даты, обусловленные близостью Тельбесского плутона к Томской сдвиговой зоне [4, 33].

Тельбесский плутон приурочен к внешней аккреционно-коллизионной Тельбесской зоне [4, 7, 10], которая сложена фрагментами островодужных (вулканогенно-осадочные толщи низов  $\epsilon_1$  и осадочно-вулканогенные —  $\epsilon_2$ ) комплексов, а также приразломными прогибами, выполненными терригенными и вулканогенно-терригенными пестроцветными и красноцветными формациями коллизионных комплексов  $\epsilon_3$  — O [7]. Тельбесские гранитоиды прорывают и метаморфизуют эти отложения. Красноцветные эффузивно-осадочные толщи  $D_{1-2}$  и  $D_2$  залегают с размывом на тельбесских гранитоидах и содержат в основании их гальки. Вместе с прорывающими их субвулканическими лейкогранитами мезинского (кистальского) комплекса они представляют собой образования более поздней геодинамической обстановки, выполняя наложенные мульды [4, 33] или, по современным представлениям, рифтовые структуры девонской активной континентальной окраины [7, 10].

Самый крупный Тельбесский плутон (около 800 км<sup>2</sup>), вытянутый в северо-восточном направлении вдоль крупного регионального разлома, по составу сходен с плутонами кемброордовика зрелоостроводужных зон. Он сложен в ядерной части существенно плагиоклазовыми биотит-роговообманковыми гранитами (трондьемитами), переходящими иногда в более калиевые разности с редкими порфиоровыми выделениями калишпата, и гранодиоритами. В контактах с диоритизированными вулканогенными толщами  $\epsilon$  и габброидами большереченского габбро-норитового комплекса  $O_3$  [4] обычны негомогенные кварцевые диориты. Второстепенную роль играют сиенитоиды, монзониты и сиениты, обычно являющиеся продуктами локального раннемагматического калиевого метасоматоза габброидов в контактах с карбонатными толщами. Заметное развитие имеют генетически связанные с сиенитоидами инфильтрационные магнезиальные скарны [4]. Жильные и аплитовидные граниты в составе комплекса представлены очень незначительно, но зато весьма характерны указывающие на мантийную составляющую субстрата поздние дайки диорит-порфириров, спессартитов, сиенит-порфириров, диабазовых порфириров [4, 33].

Вещественные особенности тельбесского комплекса повторяют специфику состава гранитоидов зрелоостроводужных зон. Цветные минералы практически однотипны с минералами кемброордовикских

гранитоидов: достаточно магнезиальный биотит ( $f = 0,42—0,53$ ) [4, 33], соответствующий гранитоидам магнетитового ряда, и роговая обманка с невысокой  $X_f$  (0,35—0,46). Набор типоморфных аксессуарных минералов также отвечает гранитоидам магнетитового ряда. Тельбесские гранитоиды весьма близки кемброордовикским и по петрохимическим чертам (см. таблицу). Концентрации и соотношения редких литофильных элементов в гранитоидах тельбесского комплекса (пониженные содержания Sr, Ba, Y и относительно невысокое содержание Rb [33]) не типичны для коллизионных гранитоидов, тогда как характер распределения РЗЭ довольно близок к таковому для коллизионных гранитоидов повышенной щелочности  $(La/Yb)_n = 9$ . Отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в гранитах и гранодиоритах отвечают мантийно-коровой природе гранитоидов, однако совокупность прочих геохимических черт тельбесских гранитоидов указывает на значительную роль в их субстрате мантийного вещества. Характер преобразований пород рамы таков же, как и пород, вмещающих плутоны  $\epsilon_3 — O_1$  (интенсивный кремний-щелочно-водный метасоматоз и собирательная перекристаллизация, сопровождавшие деформации и интенсивный катаклизм пород, образование так называемых структур просвечивания и др.) [4].

#### ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Эволюция раннепалеозойского гранитоидного магматизма в истории геологического развития АССО носила сложный характер, определяемый сменой геодинамических обстановок.

1. Наиболее ранние палеозойские (550—515 млн лет) гранитоидные комплексы проявлены локально в юных островных дугах и представлены незначительными по масштабам плагиогранитоидными и габбро-плагиогранитоидными гипабиссальными интрузиями  $\epsilon_1$ . В протяженных приразломных зонах, связанных с зоной субдукции [29, 38], формировались относительно крупные плутоны (Енисейский и др.). Вещественные особенности плагиогранитоидов  $\epsilon_1$  отвечают специфике мантийных толеитовых гранитов раннеостроводужных зон (см. таблицу) [27, 29, 64, 65].

2. Поздний кембрий-ордовик явился в Алтае-Саянской области эпохой массового („батолитового“) развития мезоабиссального гранитоидного магматизма повышенной основности (пик проявления 490—470 млн лет). Это выразилось в формировании крупных раннеколлизионных диорит-тоналитовых и диорит-гранодиоритовых ареал-плутонов в полях зрелоостроводужных андезитобазальтовых комплексов V —  $\epsilon_2$  (Кузнецкий Алатау, Кембросаян, Восточная Тува). Размещение этих ареал-плутонов контролировалось сдвигово-коллизионными зонами Кузнецко-Алтайского, Главного Саянского, Кандатского разломов и др. [10, 13, 15].

Пространственная совмещенность (и синхронизация) гранитоидных ассоциаций с предшествующими им во времени автономными интрузиями ультрамафит-мафитового известково-щелочного состава, претерпевшими в связи с формированием гранитоидов кардинальные вещественные преобразования [4, 50, 57], указывает на важную роль базитов как субстрата и дополнительного источника тепла для гранитообразования, сопровождавшегося привнесом глубинных водных флюидов. В этом отношении рассмотренные ассоциации сопоставимы с анатектитовыми тоналит-гранодиоритовыми плутонами  $D_3$  окраинно-континентальных зон Среднего Урала [66]. Образованию больших объемов гранитоидов, повсеместно и вскоре следующих за базитовыми интрузиями, могло благоприятствовать развитие в это время ордовикского мантийного плюма [17, 71]. Формирование гранитоидных плутонов неизменно сопровождалось метасоматическими преобразованиями дезинтегрированных вулканогенных и интрузивных пород основного состава, составляющих главную массу субстрата. Предполагается глубинный источник и магнообразующая роль метасоматизирующих флюидов [3—6, 20]. Активной деятельности последних способствовала повышенная проницаемость катаклазированных вмещающих пород [3], связанная с аккреционно-коллизионно-сдвиговыми движениями. Особенности состава и характер распределения редких литофильных и редкоземельных элементов в гранитоидах данного типа соответствуют ассоциациям с существенно-коровым (мантийно-коровым) источником вещества [35, 63].

По масштабам проявления и петрогеохимической специфике алтае-саянские синколлизионные гранитоиды повышенной основности сходны с мезокайнозойскими окраинно-континентальными гранитоидами батолитовых поясов Тихоокеанского побережья Северной Америки [35, 40, 65], в том числе, пояса зональных раннемеловых плутонов Сьерра-Кламат [65, 67]. Эти гранитоиды известково-щелочного ряда, как и алтае-саянские, не имеют вулканических аналогов, но и им предшествуют габброиды. В тоналит-трондьемитовых плутонах Кламат субстратом для формирования гранитоидов (путем частичного плавления за счет тепла предшествующих габброидных интрузий [67]) послужили породы офиолитового задугового террейна Жозефин, включая верхнеюрские плагиограниты офиолитового типа [68]. Петрогеохимические отличия плутонов Кламат от алтае-саянских (более высокие содержания Sr, низкие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,7035—0,7040); более высокая магнезиальность пород (0,60—0,34) при низкой калиевости  $(Na/(Na + K))$  около 0,80—0,85) и меньший индекс окисленности Fe, равный 0,25—0,27) можно объяснить

большим объемом в их протолите материала океанической коры [67]. В тыловой части пояса (Сьерра-Невада) гранитоиды имеют уже более калиевый состав, повышенные содержания Rb, Ba и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7065—0,7085) [69, 70]. Аналогичные направленные изменения в химизме гранитоидов, свидетельствующие о возрастании доли корового материала в составе субстрата, характерны и для алтае-саянских гранитоидов в зонах, переходных к задуговым структурам [14].

3. В среднем ордовике в коллизионно-сдвиговых зонах, наложенных на задуговые и окраинно-континентальные структуры с развитыми в них карбонатными толщами [7, 10], проявился начавшийся уже в раннем ордовике гранитоидный батолитовый магматизм повышенной щелочности (с максимумом на рубеже около 450 млн лет). Ему предшествовал базитовый магматизм также повышенной щелочности. Широкие масштабы проявления гранитоидного магматизма этого типа (улень-туимский, беллыкский, кутурчинский и другие комплексы) были обусловлены благоприятной обстановкой проницаемых для глубинных магнообразующих флюидов коллизионно-сдвиговых зон [20, 21], наложенных на задуговые и континентально-окраинные структуры. Плутоны этого типа представлены главным образом Na-K субщелочными сиенитоидами и гранитами магнетитового ряда [4, 19, 20, 31, 46—48]. Повышенная щелочность гранитоидов, как и масштабность их проявления, может быть объяснена влиянием ордовикского мантийного плюма [16, 71].

Петрогеохимическая специфика гранитоидов этой группы (повышенные средние содержания Rb, иногда Ba при довольно значительном содержании Sr и при мантийно-коровых значениях первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) указывают на их мантийно-коровую природу [29, 63], характерную для субщелочных гранитоидов тыловых зон континентальных окраин и коллизионных зон [29, 35, 40]. Коллизионные арал-плутоны Батеневской зоны отличаются интенсивным приконтактным водно-щелочным метасоматозом ранне- и послемагматической стадий вмещающих базитов, сопровождавшим катаклаз и дробление боковых пород и преобразование их в породы щелочно-сиенитового, местами нефелин-сиенитового составов, включая святоноситы [4, 19, 21]. Пространственная связь зон метасоматоза с крупными разломами свидетельствует о глубинных, мантийных источниках метасоматирующих флюидов [2, 20, 21], связываемых [17, 71] с мантийным плюмом. Близким аналогом рассмотренных гранитоидных ассоциаций повышенной щелочности является конкудеро-мамаканский комплекс гранитов, сиенитов, щелочных сиенитов и святоноситов Северо-Байкальской провинции [72]. Входящие в его состав разнообразные святоноситы, обогащенные K, Rb, Ba, Sr и ЛРЗЭ, интерпретируются в настоящее время как результат взаимодействия мантийных потоков с коровым протолитом [73]. И.В. Гордиенко [55] связывает ассоциации этого комплекса с обстановкой столкновения континента, микроконтинентов и островных дуг.

4. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм АССО завершился в силуре формированием на юго-западе области в пределах Тельбесской аккреционно-коллизионной зоны существенно диорит-гранодиоритовых коллизионных ассоциаций (440—410 млн лет). В начале девона он сменился вулканоплутоническими комплексами, характерными для сформировавшейся к тому времени в этой части Кузнецкого Алатау девонской активной континентальной окраины [7, 10], включая и ассоциации субвулканических лейкогранитов (мезинский комплекс).

Гранитоиды тельбесского комплекса по вещественной специфике во многом сходны с близкими по составу субстрата гранитоидами зрелоостроводужных структур, отличаясь более заметным участием в них гранитов и сиенитоидов. По сравнению с гранитоидами ассоциаций предыдущей группы они имеют в целом менее щелочной и более натровый состав [4]. Уровень содержаний в них литофильных редких элементов (см. таблицу) [49] существенно ниже их концентраций в гранитоидах задуговых структур, что, очевидно, связано с более существенной ролью в субстрате мантийного материала.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявленные в интервале поздний кембрий—силур три типа неодинаковых по геодинамическим условиям мезоабиссальных гранитоидных ассоциаций обнаруживают ряд сходных особенностей (принадлежность к магнетитовому ряду, близкий порядок величин  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  пород и цветных минералов, сходство распределений РЗЭ, однотипная направленность структурно-вещественных преобразований вмещающих пород в условиях деформаций и щелочно-кремний-водного метасоматоза, преимущественно глубинные источники метасоматирующих флюидов) [6, 21].

На черты сходства природы этих разнотипных ассоциаций раннего палеозоя АССО ранее было обращено внимание Ю.А. Кузнецовым [4], Г.В. Поляковым [5] и другими. Это нашло тогда отражение в объединении скользящих во времени гранитоидных комплексов в рамках одной батолитовой сининверсионной формации, подчеркивающим длительность развития гранитоидного магматизма и зависимость его состава от состава вмещающей среды и от специфики тектонической обстановки [2—5]. В свете всего изложенного отмеченная общность черт раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций трех названных типов может быть объяснена длительным, с конца кембрия до силура, и направленным развитием

гранитоидного магматизма в разной геодинамической обстановке (см. рис. 2). Этот магматизм, обнаруживая корреляцию вещественного состава со степенью зрелости коры вмещающих структур, был связан с длительными аккреционно- и коллизионно-сдвиговыми процессами вплоть до столкновения островных дуг и микроконтинентов с блоками Северо-Азиатского континента и, по всей видимости, инициировался импульсами предшествующего базитового магматизма, связанного с деятельностью мантийных плюмов [17, 52, 71].

Авторы выражают глубокую признательность Г.В. Полякову за ценные советы и критические замечания при обсуждении работы. Улучшению статьи способствовали и критические замечания А.Д. Ножкина, которому авторы также выражают свою признательность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Кузнецов Ю.А.** Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 23—37.
2. **Кузнецов Ю.А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации // Геология и геофизика, 1970, № 9, с. 3—24.
3. **Кузнецов Ю.А.** О главных формах проявления гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел // Геология и геофизика, 1966, № 6, с. 3—15.
4. **Раннепалеозойская** гранитоидная формация Кузнецкого Алатау / Ю.А. Кузнецов, В.И. Богнибов, А.Н. Дистанова, Е.С. Сергеева. М., Наука, 1971, 352 с.
5. **Поляков Г.В.** Палеозойский магматизм и железуруденение юга Средней Сибири. М., Наука, 1971, 308 с.
6. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.
7. **Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 63—81.
8. **Berzin N.A.** Microcontinents at the Siberian convergent-transform margin of the Paleo-Asian Ocean // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Intern. IAGOD conference, Vladivostok, 1—20 Sept. 2004. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 80—82.
9. **Берзин Н.А., Колман Н.А., Добрецов Н.Л. и др.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 8—28.
10. **Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г., Сотников В.И.** Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1588—1604.
11. **Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И.** Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 19—75.
12. **Шелепаев Р.А., Изох А.Э.** Петрология Карашатской габбро-гранитной серии, Юго-Восточная Тува // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы, Т. 2. Сыктывкар, 2000, с. 351—353.
13. **Берзин Н.А.** Геодинамическая и кинематическая эволюция юго-западной окраины Сибирского континента в среднем—позднем палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): матер. научного совещания. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2003, с. 24—27.
14. **Дистанова А.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеогеодинамических реконструкциях // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 9, с. 1244—1257.
15. **Берзин Н.А.** Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Дис. в виде научного доклада ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1995, 51 с.
16. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
17. **Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
18. **Рублев А.Г., Шергина Ю.П.** Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия, Вып. 3. Красноярск, 1996, с. 58—63.
19. **Довгаль В.Н., Богнибов В.И., Широких В.А.** О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1975, с. 23—48.

20. **Пономарева А.П.** Высокотемпературный щелочной метасоматоз как причина и следствие формирования магматических формаций повышенной щелочности // Систематика магматических формаций. Новосибирск, Наука, 1987, с. 177—209.
21. **Пономарева А.П.** Приконтактовые явления магматического этапа в гранитоидных интрузивах: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, 33 с.
22. **Легников Ф.А.** Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1262—1269.
23. **Алабин Л.В.** Нижнекембрийский габбро-плагиогранитовый комплекс на севере Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 1966, № 4, с. 81—89.
24. **Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П., Ткаченко А.А.** О генетической природе гранитоидов Лавреновского массива // Геология и геофизика, 1973, № 2, с. 45—55.
25. **Смышляев В.Н.** Плагиогранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 92—106.
26. **Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Халилов В.А. и др.** Этапы и масштабы гранитообразования Большого Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996, с. 87—89.
27. **Даценко В.М., Александровский Ю.С., Косоруков А.П. и др.** Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах Юго-Западного обрамления Сибирской платформы // Отечественная геология, 1994, № 10, с. 27—39.
28. **Григорьев С.И.** Типизация, петрогенезис и геодинамика известково-щелочных и субщелочных гранитоидных комплексов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 1997, 32 с.
29. **Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 198 с.
30. **Хомичев В.Л., Алабин Л.В., Курмей А.Е.** Центральный массив — эталон мартайгинского комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, СНИИГГиМС, 1994, 158 с.
31. **Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В.** Эталон Саксырского габбро-гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 244 с.
32. **Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О.** Особенности магматизма медно-молибденовых месторождений разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 235—251.
33. **Хомичев В.Л., Кужельная Е.В., Хомичева Е.С.** Эталон тельбесского габбро-гранитоидного комплекса (Горная Шория). Новосибирск, СНИИГГиМС, 1997, 229 с.
34. **Даценко В.М.** Геохимические критерии диагностики геодинамических условий гранитообразования // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург, УрО РАН, 1998, с. 22—32.
35. **Магматические горные породы. Кислые и средние породы /** Под ред. В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, 369 с.
36. **Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Бабин Г.А.** Геохимические типы и геодинамическая модель формирования раннепалеозойских гранитоидов Западного Саяна и Тувы // Материалы научно-практической конференции „Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области“. Кемерово—Новокузнецк, 1999, с. 111—113.
37. **Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А.** Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне маинского плагиогранитного комплекса // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 21—40.
38. **Пополитов Э.И., Философова Т.М., Селиванова Г.И.** Геохимические особенности и генезис плагиогранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны // Геохимия, 1973, № 11, с. 1636—1642.
39. **Туркина О.М.** Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 5, с. 420—433.
40. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
41. **Дистанова А.Н.** Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск, Наука, 1984, с. 107—135.
42. **Федосеев Г.С.** Петрология Шиндинского плутона (Восточный Саян). М., Наука, 1969, 91 с.
43. **Борисов С.М., Халилов В.А.** О возрасте гранитоидов Мартайги // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1995, с. 45—47.

44. **Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.
45. **Телешев А.Е.** Проблемы возрастной систематики умеренно щелочных и щелочных гранитоидных ассоциаций Алтае-Саянской области // Систематика магматических формаций. Новосибирск, Наука, 1987, с. 159—177.
46. **Телешев А.Е., Федосеев Г.С.** Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов беллыкского комплекса // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 148—168.
47. **Ящук В.И.** Геологическое строение и условия образования Кутурчинского гранитоидного плутона (Вост. Саян) // Там же, с. 214—223.
48. **Воронцов А.Е.** Нижнепалеозойские гранитоиды бугульминского интрузивного комплекса и их главные геохимические особенности (центральная часть Восточного Саяна) // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., Наука, 1972, с. 216—249.
49. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2000, 187 с.
50. **Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И.** Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирид АССО // Магматические формации Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 3—14.
51. **Поляков Г.В., Богнибов В.И.** Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс салаирид ЮВ Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 118—126.
52. **Поляков Г.В., Изох А.Э.** Научное наследие академика Ю.А. Кузнецова и актуальные проблемы формационного анализа магматических образований // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1235—1242.
53. **Дистанова А.Н., Руднев С.Н., Майорова О.Н.** Амфиболы и биотиты раннепалеозойских гранитоидов Тувы и Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1990, 63 с.
54. **Дистанова А.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1975, с. 24—62.
55. **Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 237 с.
56. **Павлов В.А.** Диорит-гранодиоритовая формация // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М., Наука, 1975, с. 165—184.
57. **Стенина Н.Г., Дистанова А.Н.** Структурно-химические преобразования силикатных минералов как показатель их генезиса на примере пород Каахемского плутона (Тува). Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, 75 с.
58. **Морковкина В.Ф.** Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., Наука, 1967, 279 с.
59. **Коптев-Дворников В.С.** Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана // Тр. Ин-та геологических наук, вып. 148. Петрограф. серия (№ 44). М., 1953, с. 112—155.
60. **Пономарева А.П.** О некоторых петрохимических особенностях гранитизации в экзоконтактах натровых гранитоидов // Геология и геофизика, 1978, № 7, с. 44—53.
61. **Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А.** Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 5—96.
62. **Богнибов В.И.** Проявления нефелиновых пород в связи с раннепалеозойскими гранитоидами в Кузнецком Алатау // Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 49—57.
63. **Магматические** горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, 438 с.
64. **Лучицкая М.В.** Плагиограниты Куюльского офиолитового массива, Камчатка // Петрология, 1994, т. 2, № 2, с. 184—196.
65. **Лучицкая М.В.** Тоналит-трондjemитовый магматизм различных геодинамических обстановок // Бюл. МОИП. Отдел геол., 1996, т. 71, вып. 2, с. 3—22.
66. **Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др.** Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 1, с. 42—56.
67. **Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W. et al.** Source and tectonic implications of tonalite-trondjemite magmatism in the Klamath mountains // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 123, № 1, p. 40—60.

68. **Peterson J.A.** Metallogenic maps of the ophiolite belts of the Western United States. Department of the Interior United States Geological Survey, 1984, p. 16.
69. **Harley P.M., Bateman P.C., Fairbairn H.W., Pinson W.H.** Investigation of initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in the Sierra Nevada Plutonic Province // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, № 2, p. 165—173.
70. **Barbarin B., Dodge F.C.W., Kistler R.W., Bateman P.C.** Mafic inclusions, aggregates, and dikes in granitoid rocks, Central Sierra Nevada batholith, California — analytic data // *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1989, p. 1—28.
71. **Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 1—2, с. 5—27.
72. **Каширин К.Ф., Кондрашова В.А., Шмакин Б.М.** Петрохимическая и геохимическая характеристики палеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье) // *Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений Восточной Сибири*. М., Наука, 1965, с. 23—47.
73. **Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ковач В.П. и др.** Святоноситы — индикаторы внутриплитных обстановок в Байкальской провинции // *Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований* (Тез. докл. Всерос. совещ., г. Новосибирск, 16—19 апр. 2003 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2003, с. 193—194.

*Рекомендована к печати 29 ноября 2004 г.  
Ю.Р. Васильевым*

*Поступила в редакцию  
6 сентября 2004 г.*