

УДК 552.24+552.3+550.93

## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ БАТОЛИТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЛАТЕРАЛЬНО-ВРЕМЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ИСТОЧНИКИ)

© 2004 г. С. Н. Руднев, А. Г. Владимиров, В. А. Пономарчук, Н. Н. Крук,  
Г. А. Бабин, С. М. Борисов

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 05. 01. 2004 г.

Поступило 28. 01. 2004 г.

Раннепалеозойские гранитоидные батолиты широко развиты в Алтае-Саянской складчатой области (АССО), однако масштабы их развития, латерально-временная зональность, механизмы зарождения, внедрения и источники остаются дискуссионными. Особой проблемой является анализ их взаимосвязи с геодинамическими обстановками. Одни исследователи относят эти батолиты к единой окраинно-континентальной магматической дуге, объясняя их формирование субдукционно-аккреционными процессами [1], другие рассматривают с позиции последовательной коллизии к Сибирскому континенту разновозрастных окраинноморских – островодужных систем и микроконтинентов [2, 3]. В качестве альтернативы недавно предложена геодинамическая модель “каледонского” супертеррейна [4], амальгамация которого сопровождалась масштабным гранитообразованием, а лишь затем он был причленен по сдвигу к Сибирскому континенту. Принципиальное значение в этой модели отводится батолитам, сложенным  $+ε_{Nd}(T)$ -гранитоидами – индикаторами широкого развития в магмообразующем субстрате ювенильной каледонской коры. Как сейчас становится очевидным,  $+ε_{Nd}(T)$ -гранитоиды, как правило, образуются в результате коллизии типа дуга – симаунт, дуга – океаническое поднятие, однако остается неясным вклад плюмовых источников [5–8]. Цель данного сообщения – рассмотреть проблему

формирования батолитов раннекаледонского возраста, основываясь на сравнительном анализе их возраста и Nd-изотопных характеристик в Алтае-Кузнецко-Батеневском сегменте, где преобладали столкновения типа дуга–симаунт [7, 9], и Тувино-Монгольском сегменте, где существенную роль играли коллизионные процессы, связанные с причленением одноименного микроконтинента к Таннуольской дуге [10]. В рассмотрение включены оригинальные и опубликованные результаты U–Pb-, Ar–Ar-, Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопных исследований по Туве [4, 10], Горной Шории, Кузнецкому Алатау и Батеневскому кряжу [9, 11, 12].

Изотопно-геохронологические (U–Pb, Ar–Ar) и петрогеохимические исследования ряда эталонных батолитов АССО свидетельствуют, что они, как правило, имеют полихронное строение [11, 12], при этом длительность их формирования сопоставима с длительностью аккреционно-коллизионных событий (для ранних каледонид ~60 млн. лет). Их внутреннее строение определяется дискретной сменой известково-щелочных ассоциаций мезоабиссальной фации ассоциациями повышенной калиевости и субщелочными гипабиссальной фации, причем завершающие дайковые пояса и(или) порфиоровые штоки могут быть проявлены многократно, формируя телескопированные рудные узлы [12]. При переходе от батолита к батолиту наблюдается скольжение по возрасту при сохранении однонаправленности петрогенетического процесса, в результате на одном эрозионном срезе наблюдаются идентичные по составу и фации глубинности ассоциации, возраст которых скользит на 30–60 млн. лет при переходе от одного к другому батолиту (очаговому ареалу).

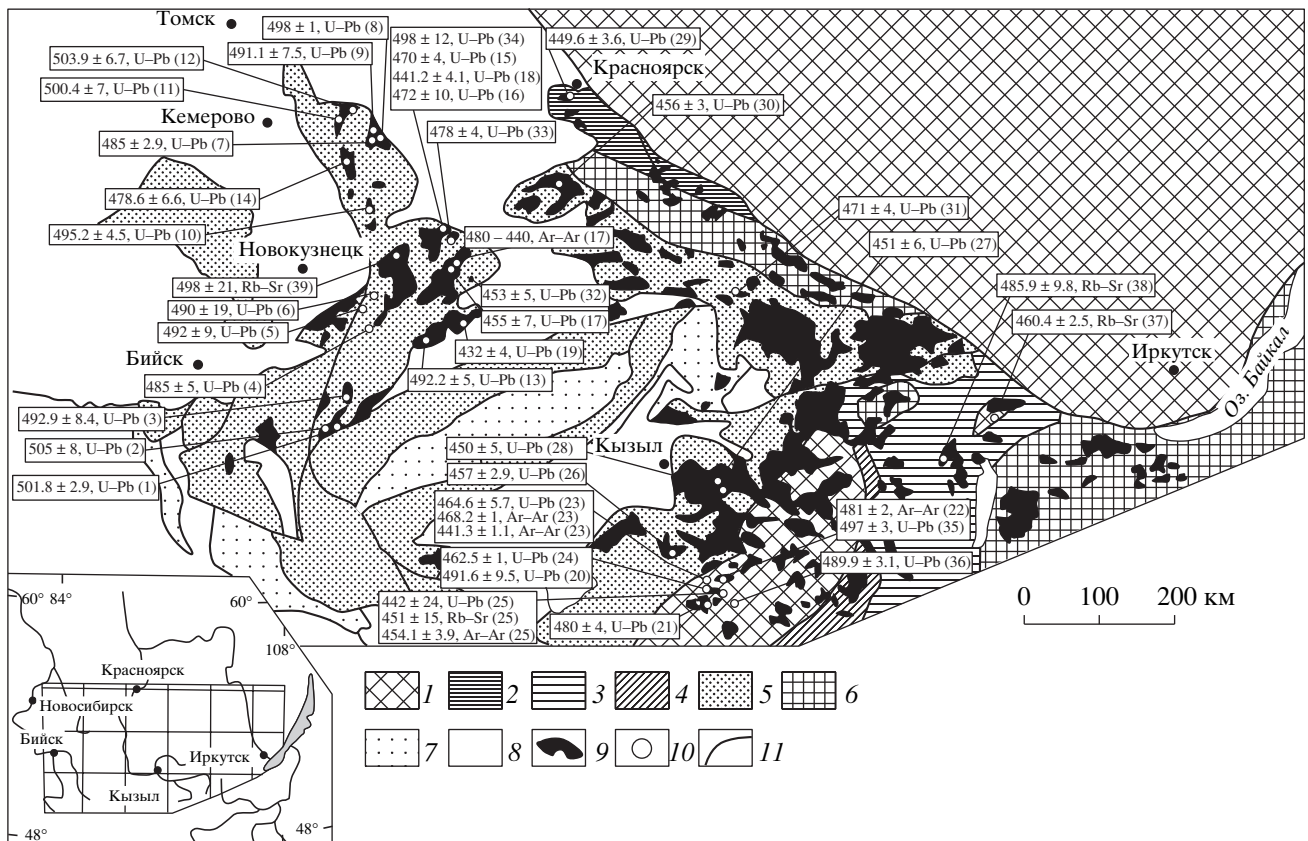
Подобные примеры, описанные нами для Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа, до сих пор служили причиной неоднозначности корреляционных схем при тектоническом районировании и геокартографировании. Их образование можно объяснить с позиции синтетектонической модели батолитообразования, согласно которой на ран-

*Институт геологии  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск*

*Объединенный институт геологии и геофизики  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск*

*Всероссийский геологический институт  
им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург*

*Комитет природных ресурсов  
по Кемеровской области, Кемерово*

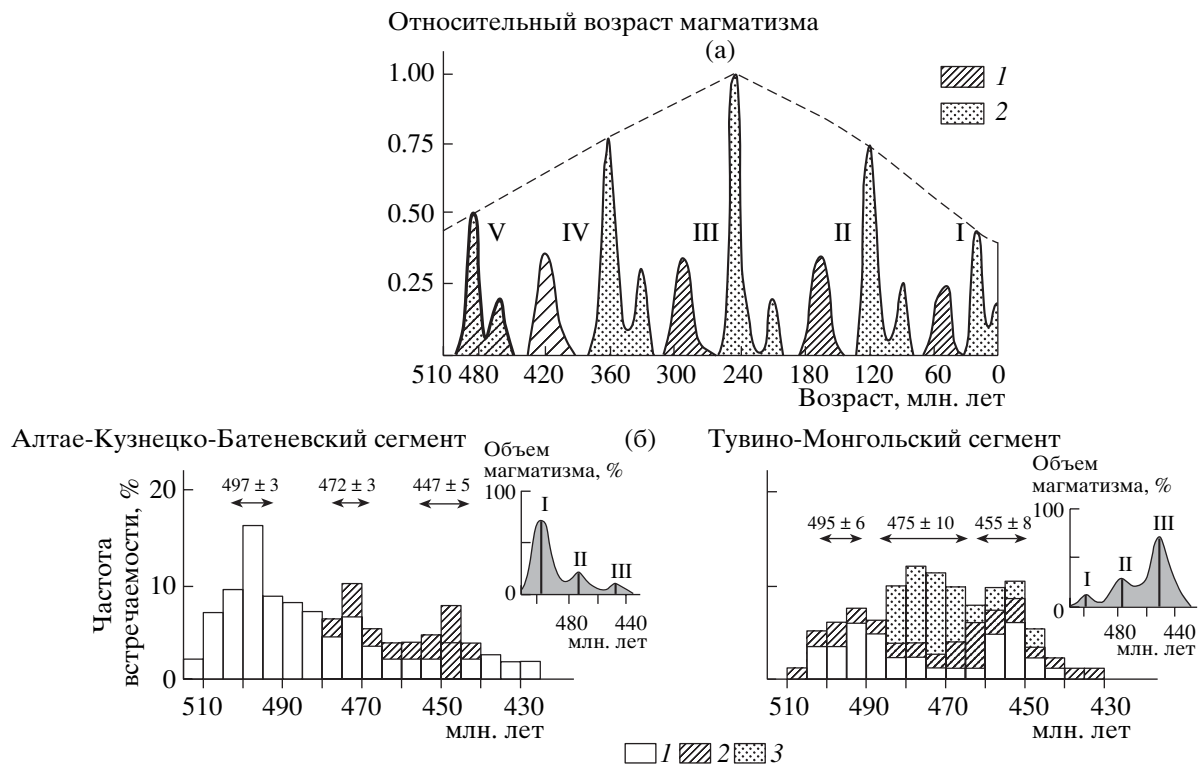


**Рис. 1.** Схема расположения раннепалеозойских гранитоидных батолитов Алтае-Саянской складчатой области. 1 – Сибирский кратон; 2 – рифтогенные комплексы ( $R_3$ ); 3–5 – островодужные комплексы (3 – позднерифейские, 4 – вендские, 5 – кембрийские); 6 – террейны с раннекаледонской ремобилизацией коры; 7 – орогенные молассы и осадочные бассейны (поздний кембрий–силур); 8 – геологические комплексы среднего палеозоя–раннего мезозоя; 9 – гранитоидные батолиты; 10 – точки геохронологического опробования гранитоидов и габброидов, в рамках вынесены: возраст (млн. лет), метод изотопного датирования и номер массива (в скобках); 11 – основные разломы. Цифрами в скобках обозначены массивы, для которых проведены изотопно-геохронологические исследования: 1 – Садринский, 2 – Базлинский, 3 – Верхнекондомский, 4 – Колосовский, 5 – Тебинский, 6 – Лужбинский, 7 – Малодудетский, 8 – Кайдаловский, 9 – Карнаюльский, 10 – Ударнинский, 11 – Кожуховский, 12 – Краснокаменский, 13 – Аскизский, 14 – Центральный, 15 – Туимо-Карышский, 16 – Белоюсский, 17 – Сайгачинский и мелкие штоки Сорского рудного поля, 18 – Туимо-Карышский, 19 – Саксырский (Сырский), 20 – Эрзинский, 21 – Тесхемский, 22 – Нижнеулорский, 23 – Башкымугурский, 24 – Матутский, 25 – Кокмолгаргинский, 26 – Шурмакский, 27 – Каахемский, 28 – Бренский, 29 – Шумихинский, 30 – Бельковский, 31 – Катунский, 32 – Чалпанский, 33 – Юлинский, 34 – Туимо-Карышский, 35 – Баянкольский, 36 – Чжаргалантский, 37 – Ихе-Хайгасский, 38 – Гадрусский, 39 – Солгонский.

неколлизиином этапе под воздействием мантийного очага зарождается главный объем гранитоидной магмы, застывающей на мезоабиссальном уровне глубинности, а позднее – на стадии коллапса коллизииного орогена происходит тектоническое экспонирование тел с их одновременным интрузивированием мелкими инъекциями корово-мантийных расплавов повышенной щелочности. Прямым подтверждением этой модели является синхронизация в пределах контуров отдельных батолитов  $Ag$ – $Ag$ -возрастов (биотит, полевые шпаты), возрастов по трекам в апатите в гранитоидах раннего ритма с  $U$ – $Pb$ -возрастами (циркон) и  $Ag$ – $Ag$ -возрастами (амфибол) в магматитах более поздних ритмов [11, 13]. Учитывая сказанное, авторы были вынуждены отказаться от традиционных комплек-

сов (особенно для районов, где проблема их корреляции пока проработана недостаточно), а выделили в контурах каждого батолита лишь безымянные ритмы (первый, второй и т.д.), каждому из которых соответствует конкретное интрузивное тело или их группа, имеющие близкий изотопный возраст. Схема расположения датированных массивов приведена на рис. 1.

**Алтае-Кузнецко-Батеневский сегмент.** Формирование гранитоидных батолитов охватывает возрастной интервал от 515 до 432 млн. лет, при этом устанавливаются три статистически достоверных пика (95% доверительного уровня), которые рассматриваются ниже в качестве отдельных магматических импульсов (ритмов). Обращает внимание, что первый ритм (~65–70 %) существ-



**Рис. 2.** Главные этапы гранитоидного магматизма Центральной Азии. а – схематическая диаграмма, показывающая последовательность коллизионного (1) и мантийного (2) магматизма в Азии [7]. б – периодичность и относительные масштабы раннепалеозойских гранитоидных батолитов АССО. 1 – U–Pb (цирканы), 2 – Ar–Ar (амфиболы, слюды), 3 – Rb–Sr (вал – минералы) изотопные методы определения возраста.

венно превосходит по объему магматизма следующие (рис. 2), особенно в Горной Шории и северной части Кузнецкого Алатау.

Первый ритм – Садринский массив ( $T = 501.8 \pm 2.9$  млн. лет, гранит, U–Pb, циркон); Базлинский массив ( $T = 505 \pm 8$  млн. лет, плагиогранит, U–Pb, циркон); Верхнекондомский массив ( $T = 492.9 \pm 8.4$  млн. лет, гранит, U–Pb, циркон); Колосовский массив ( $T = 485 \pm 5$  млн. лет, габброиды, U–Pb, циркон); Тебинский массив ( $T = 492 \pm 9$  млн. лет, габброиды, U–Pb, циркон); Лужбинский массив ( $T = 490 \pm 19$  млн. лет, габброиды, U–Pb, циркон); Малодудетский массив в составе Дудетского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 485 \pm 2.9$  млн. лет, монцогаббро, U–Pb, циркон); Кайдаловский массив в составе Дудетского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 498 \pm 1.0$  млн. лет, сиенит, U–Pb, циркон); Карнаюльский массив в составе Дудетского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 491.9 \pm 7.5$  млн. лет, гранит, U–Pb, циркон); Ударнинский массив ( $T = 495.2 \pm 4.5$  млн. лет, сиенит, U–Pb, циркон); Кожуховский массив в составе Тылинско-Кожуховского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 500.4 \pm 7.0$  млн. лет, тоналит, U–Pb, циркон); Краснокаменский массив в составе Тылинско-Кожуховского полихронного гранитоидного ба-

толита ( $T = 503.9 \pm 6.7$  млн. лет, кварцевый монцодиорит, U–Pb, циркон); Аскизский массив ( $T = 492.2 \pm 5.0$  млн. лет, тоналит, U–Pb, циркон).

Второй ритм – Центральнинский массив ( $T = 478.6 \pm 6.6$  млн. лет, гранодиорит, U–Pb, циркон); Туимо-Карышский массив в составе Белоюсско-Туимского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 470 \pm 4.0$  млн. лет, кварцевый диорит, U–Pb, циркон;  $T = 463.1 \pm 1.7$  млн. лет, кварцевый диорит, Ar–Ar, амфибол); Белоюсский массив в составе Белоюсско-Туимского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 472 \pm 10$  млн. лет, гранодиорит, U–Pb, циркон); Уйбатский полихронный гранитоидный батолит ( $T = 470–480$  млн. лет, Ar–Ar, биотит, амфибол, плагиоклаз).

Третий ритм – Сайгачинский массив в составе Уйбатского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 455 \pm 7.0$  млн. лет, граносиенит, U–Pb, циркон;  $T = 460–440$  млн. лет, лейкогранит, Ar–Ar, биотит, амфибол, плагиоклаз); Туимо-Карышский массив в составе Белоюсско-Туимского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 441.2 \pm 4.1$  млн. лет, порфиоровидный мелагранит, U–Pb, циркон); Саксырский массив ( $T = 432 \pm 4$  млн. лет, гранит, U–Pb, циркон).

**Тувинно-Монгольский сегмент.** Формирование гранитоидных батолитов в этом мегаареале охватывает близкий возрастной интервал от 510 до 430 млн. лет, при этом три статистически достоверных пика (95% дов. ур.) полностью совпадают с импульсами (ритмами) в рассмотренном выше мегаареале ( $495 \pm 6$ ,  $475 \pm 10$ ,  $455 \pm 8$  млн. лет), но характеризуются более “размытыми” параметрами (см. рис. 2). Несмотря на то, что периодичность формирования гранитоидных батолитов совпадает, между ними существует принципиальное различие: в северном – главный объем гранитоидов приходится на первый ритм ( $\sim 60\text{--}65\%$ ,  $497 \pm 5$  млн. лет), в южном – на третий ритм ( $\sim 60\text{--}70\%$ ,  $455 \pm 8$  млн. лет).

Первый ритм – Эрзинский массив ( $T = 491.6 \pm 9.5$ ,  $T = 489 \pm 2.6$  млн. лет, кварцевые диориты и лейкограниты соответственно, U–Pb, циркон;  $T = 486 \pm 10$  млн. лет, лейкограниты, Rb–Sr, вал, биотит); Баянкольский массив ( $T = 496.6 \pm 3.2$  млн. лет, диорит, U–Pb, циркон).

Второй ритм – Тесхемский массив ( $T = 480 \pm 5.4$  млн. лет, граносиенит, U–Pb, циркон;  $T = 473 \pm 7$  млн. лет, граниты и лейкограниты, Rb–Sr, вал, биотит, полевые шпаты); Нижнеулорский массив ( $T = 480.7 \pm 1.8$  млн. лет, гранит, Ar–Ar, биотит;  $T = 473 \pm 7$  млн. лет, гранит, Rb–Sr, вал, биотит, полевые шпаты).

Третий ритм – Башкымугурский массив ( $T = 464.6 \pm 5.7$  млн. лет, кварцевый монцодиорит, U–Pb, циркон;  $T = 464 \pm 5$  млн. лет, кварцевый монцодиорит, Rb–Sr, вал, биотит, плагиоклаз, пироксен, амфибол;  $T = 465 \pm 1.2$  и  $468.2 \pm 1$  млн. лет, кварцевый монцодиорит, Ar–Ar, биотит); минглинг-дайки в Матутском массиве ( $T = 462.5 \pm 1$  млн. лет, кварцевый диорит, Ar–Ar, биотит); Байдагский массив ( $T = 457.3 \pm 6.1$  млн. лет, аляскит, Ar–Ar, биотит); Кокмолгаргинский массив ( $T = 451 \pm 15$  млн. лет, диориты, гранодиориты и калиевые граниты, Rb–Sr, вал;  $T = 454.1 \pm 3.9$  млн. лет, кварцевый диорит, Ar–Ar, амфибол); дайки камptonитов в Башкымугурском массиве ( $T = 441.3 \pm 1.1$  млн. лет, Ar–Ar, амфибол); Шурмакский массив в составе Восточно-Таннуольского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 457 \pm 2.9$  млн. лет, кварцевый диорит, U–Pb, циркон); Каа-Хемский участок в составе Каахемского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 451 \pm 6$  млн. лет, кварцевый диорит, U–Pb, циркон), Бренский массив в составе Каахемского полихронного гранитоидного батолита ( $T = 450 \pm 5$  млн. лет, порфировидный гранодиорит, U–Pb, циркон).

Выявленная резкая асимметрия в масштабах и времени становления гранитоидных батолитов Алтае-Кузнецко-Батеневского и Тувинно-Монгольского сегментов при синхронном проявлении импульсов магматической активности на всей территории АССО и Западной Монголии ( $495 \pm 5$ ,

$475 \pm 5$ ,  $450 \pm 5$  млн. лет, с периодом 20 – 30 млн. лет) согласуется с общей периодичностью в  $\sim 90$  млн. лет зарождения и развития суперплюмов в Евразии, если предположить, что в раннекаледонскую эпоху тектогенеза их формирование было связано с двумя факторами: 1) зарождением горячей точки (пятна) под окраинноморской–островодужной системой ( $\sim 520\text{--}510$  млн. лет), испытавшей причленение симаунтов, океанических поднятий и микроконтинентов, 2) миграцией в различной степени консолидированных аккреционно-коллизийных сооружений над горячей точкой в северо-западном направлении (в современных координатах). При этом под горячей точкой сначала оказался Алтае-Кузнецко-Батеневский сегмент, где сейчас зафиксированы инициальные щелочно-ультраосновные ассоциации с карбонатитами (Sm–Nd-изохронный возраст  $509 \pm 10$  млн. лет) с  $\epsilon_{Nd}$ -параметрами умеренно деплетированной мантии HIMU-типа  $\sim 5.0\text{--}5.7$  [14], а затем Тувинно-Монгольский, для которого возраст субщелочного и базитового плюмового магматизма сдвинут на 30–60 млн. лет [10]. Важно подчеркнуть, что гранитоиды в “северном” сегменте имеют аномально высокие положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующие от +2.5 до +8.9, что сопоставимо лишь с Джунгарией, где их формирование связывается с переплавлением “чисто” ювенильной каледонской коры при мощном мантийном источнике [5, 8], в то время как диапазон этого же параметра в гранитоидах Восточной Тувы смещен в сторону более низких значений (от +2.0 до –2.0), вероятнее всего, отражая совместный вклад древней докембрийской коры Тувинно-Монгольского микроконтинента, частично вовлеченной в масштабное гранитообразование, и эволюционировавшего плюмового источника [4, 10]. Взаимосогласованность с палинспастическими реконструкциями достигается в том случае, если допустить проскальзывание раннекаледонского аккреционно-коллизийного пояса относительно Сибирского континента, вращающегося против часовой стрелки. Косвенным образом это подтверждается генеральной правосторонней кинематикой коллизийно-сдвиговых деформаций в Западном Прибайкалье, где раннекаледонские структурно-вещественные комплексы непосредственно соприкасаются с цоколем Сибирской платформы [15], однако окончательный вывод требует дополнительных палеомагнитных и геохронологических исследований.

**З а к л ю ч е н и е.** Для раннекаледонских батолитов Алтае-Саянской складчатой области выявлено закономерное скольжение по возрасту и масштабам гранитообразования. На фоне трех общих пиков магматической активности ( $495 \pm 5$ ,  $475 \pm 5$ ,  $450 \pm 5$  млн. лет) позднекембрийско-раннеордовикский рубеж наиболее отчетливо проявлен в Алтае-Кузнецко-Батеневском сегменте, а по-

зднеордовикский – в Тувино-Монгольском. Учитывая пространственно-временную сопряженность гранитоидных батолитов с субщелочными и щелочными комплексами, предложена модель миграции раннекаледонского аккреционно-коллизийного пояса над единой “горячей” точкой.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (гранты 03–05–65081, 03–05–65099, 04–05–64443, 03–05–64533) и Интеграционного проекта СО РАН (№ 6.7.2) и фонда “Университеты России” (грант УР № 09.01.018).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
2. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. и др. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–31.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 8–28.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1280–1293.
5. Jahn Bor-ming, Wu F.Y., Chen B. // Episodes. 2002. V. 23. P. 82–92.
6. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1/2. С. 5–27.
7. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1243–1261.
8. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1317–1334.
9. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28–42.
10. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
11. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. В сб.: Материалы совещ. “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. В. 3. С. 181–189.
12. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 786–801.
13. Foster D.A., Schafer C., Fanning C.M., Hyndman D.W. // Tectonophysics. 2001. V. 342. P. 313–350.
14. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. // ДАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378–382.
15. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Науч. мир, 2001. 185 с.