

УДК 551.72:552.321

## ЭТАПЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2003 г. О. М. Туркина, Е. В. Бибикова, А. Д. Ножкин

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 26.07.2002 г.

Поступило 12.08.2002 г.

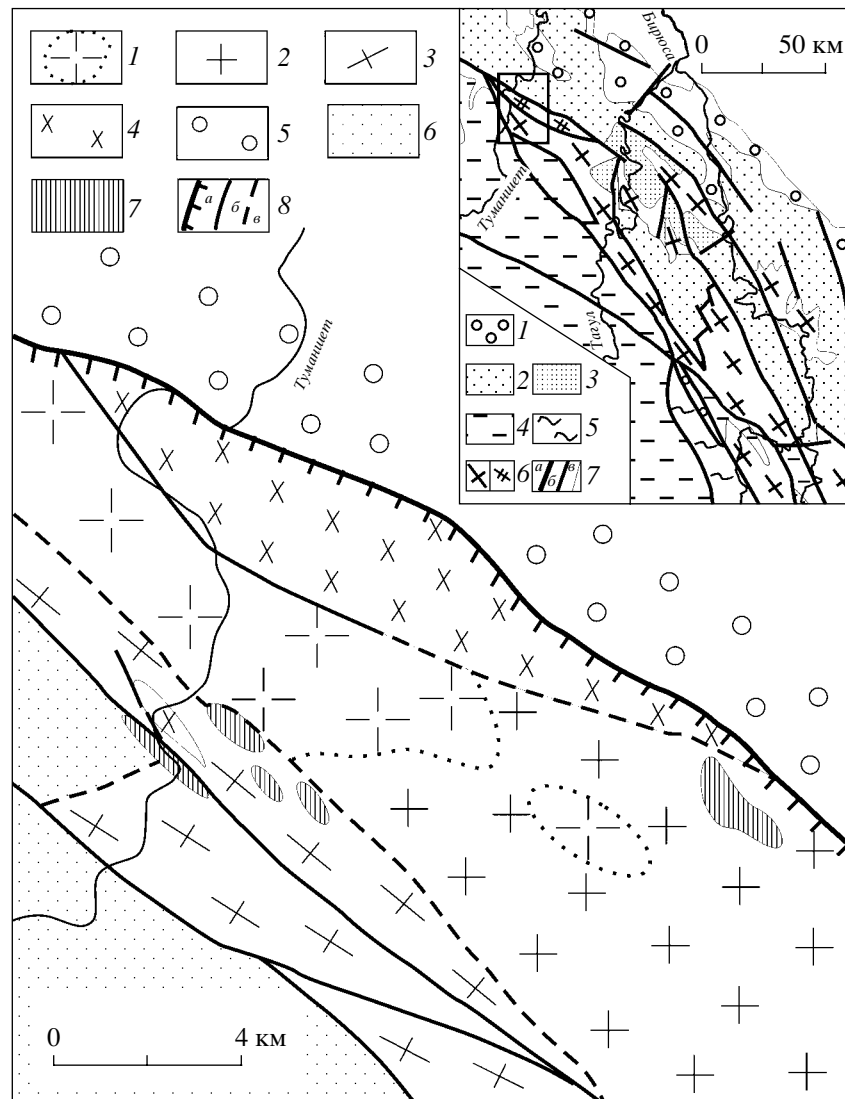
Протяженный пояс раннепротерозойских гранитоидов маркирует выступы фундамента Сибирского кратона вдоль его современной юго-западной и южной окраины. Метаморфизм и гранитоидный магматизм этих структур были сопряжены с аккреционно-коллизийными процессами, обусловившими формирование раннепротерозойского суперконтинента (Пангея I) [1], частью которого был и Сибирский кратон. Полученные в последние годы данные позволили существенно уточнить возраст и структурную позицию гранитоидов, рассматриваемых преимущественно в качестве постколлизийных или посткинematических образований. Установлено, что доминирующие микроклиновые граниты и подчиненные гранодиориты и кварцевые сиениты Шарыжалгайского ( $1861 \pm 1$  млн. лет), Ангаро-Канского ( $1837 \pm 3$  млн. лет) и юга Бирюсинского блоков ( $1858 \pm 20$  млн. лет) сформировались в узком временном интервале [2–4]. В данной работе представлены результаты исследования в северо-западной части Бирюсинского блока, которые свидетельствуют о разнобразии состава и тектонических условий формирования гранитоидов и длительной многоэтапной эволюции раннепротерозойского гранитообразования.

Северо-восточной границей раннедокембрийского Бирюсинского блока служит Присяянский разлом, отделяющий его от субплатформенных отложений позднего докембрия Присяянского прогиба (рис. 1, врезка). С юга и юго-запада тектоническая зона Главного разлома Восточного Саяна отделяет его от метатерригенно-карбонатных отложений Дербинского блока. Северо-западная граница фиксируется перекрытием метаморфических комплексов Бирюсинского блока

палеозойскими отложениями, выполняющими Рыбинскую впадину. Бирюсинский блок сложен биотитовыми, гранат-биотитовыми, реже амфиболовыми и глиноземистыми гнейсами и резко подчиненными амфиболитами хайламинской серии. Породы метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации, в виде реликтов встречаются гранулитовые парагенезисы. Состав гнейсов по петрогеохимическим параметрам соответствует терригенным осадкам от алевропелитов до пелитов. Прецизионные данные о возрасте гнейсов отсутствуют. Модельный возраст исследованных нами прорывающих гранитоидов  $T(\text{DM-2st})$  составляет 2.6–2.7 млрд. лет, что указывает на формирование коры Бирюсинского блока в позднем архее.

Подпорогский массив располагается на крайнем северо-западе Бирюсинского блока. С северо-востока и юго-запада он ограничен зонами региональных разломов, отделяющих структуры фундамента от соответственно нижнепротерозойских и верхнерифейских отложений Туманшетского и Присяянского прогибов, что обуславливает современное внутреннее строение массива, состоящего из ряда тектонических пластин (рис.1). Границы пластин подчеркиваются усилением гнейсовидности, развитием красных микроклиновых метасоматитов, к ним тяготеют линзы и маломощные пластины вмещающих лейкократовых биотитовых гнейсов. Практически все гранитоиды в той или иной степени подвержены разгнейсованию, наиболее недеформированный интрузивный облик имеют крупнозернистые порфирировидные биотитовые граниты ядерной части. Серые или серовато-розовые крупнозернистые микроклиновые граниты и гнейсо-граниты с варьирующим содержанием биотита (5–15%) составляют основной объем массива. Светло-серые средне-крупнозернистые биотитовые плагιοграниты слагают тектоническую пластину с видимой мощностью ~4–5 км, обнажающуюся вдоль северо-восточной границы массива, и маломощные тектонические линзы среди микроклиновых гранитов. Наличие в плагιοгранитоидах порфиробластов серого и

Институт геологии Сибирского отделения  
Российской Академии наук, Новосибирск  
Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского  
Российской Академии наук, Москва

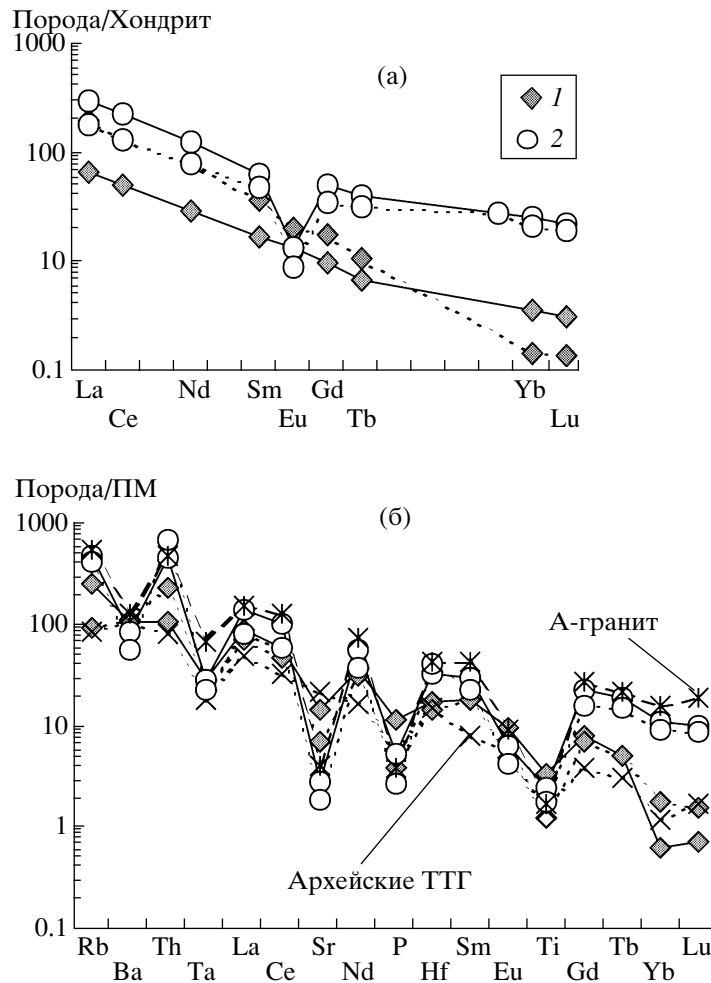


**Рис. 1.** Схема геологического строения северо-западной части Подпорогского массива. Подпорогский массив: 1 – биотитсодержащие граниты ядерной части, 2 – биотитовые граниты, 3 – биотитовые гнейсо-граниты, 4 – тоналиты и трондьемиты; 5 – верхнерифейские осадочные отложения карагасской серии; 6 – нижнепротерозойские метакарбонатно-терригенные отложения туманшетской свиты; 7 – архейские биотитовые гнейсы хайламинской серии; 8 – геологические границы: *a* – надвиги, *б* – разломы, *в* – предполагаемые разломы. На врезке: схема строения Бирюсинского блока: 1 – вендские и 2 – позднерифейские осадочные отложения Присаянского прогиба; 3, 4 – раннепротерозойские метаосадочно-вулканогенный (3) и метакарбонатно-терригенный (4) комплексы; 5 – архейский гранулит-гнейсовый (хайламинский) комплекс; 6 – раннепротерозойские гранитный и тоналит-трондьемитовый комплексы; 7 – геологические границы: *a* – региональные разломы, *б* – разломы, *в* – прочие геологические границы; прямоугольным контуром показано положение места работ.

розового микроклина связано с метасоматическим влиянием микроклиновых гранитов и свидетельствует о более позднем формировании последних.

По химическому составу доминирующие натрий-калиевые гранитоиды Подпорогского массива отвечают метаглиноземистым до слабо перглиноземистым гранитам, реже гранодиоритам нормального и субщелочного рядов. Характерными для них являются преобладание  $K_2O$  над

$Na_2O$ , повышенные железистость ( $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.7-0.87$ ) и содержание  $TiO_2$  (0.4–0.9%). Граниты обладают повышенными концентрациями Rb (140–300 г/т), Th (24–59 г/т) и высокозарядных элементов: Zr (140–450 г/т), Nb (18–24 г/т), Y (27–63 г/т); распределение редкоземельных элементов фракционировано с сильным обогащением легкими лантаноидами ( $Ce = 64-190$  г/т) и резким европиевым минимумом ( $Eu/Eu^* = 0.15-0.24$ ). По отмеченным характерным петрогеохимическим



**Рис. 2.** Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры для гранитоидов Подпорогского массива. 1 – тоналиты, 2 – микроклиновые граниты. Для сравнения показаны: А-граниты – раннепротерозойские рапакиви Финляндии [5], архейские ТТГ – архейские тоналит-трондьемиты [6].

ким параметрам породы соответствуют гранитам А-типа и, в частности, близки раннепротерозойским гранитам рапакиви [6] (рис. 2).

Плагиигранитоиды представлены главным образом высокоглиноземистыми тоналитами. В сравнении с гранитами они обеднены некогерентными редкими элементами (Rb, Th, Zr, Hf, Nb), но имеют повышенное содержание Sr (300–350 г/т). Крутые редкоземельные спектры с обеднением тяжелыми лантаноидами и без европейской аномалии, так же как и распределение других петрогенных и редких элементов, типичны для пород тоналит-трондьемитового ряда и сопоставимы с высокоглиноземистыми тоналит-трондьемитами архея [7] (см. рис. 2).

Для датирования были использованы пробы биотитовых крупнозернистых тоналитов (обр. 20-00) и биотитовых крупнозернистых гранитов (обр. 17-00), имеющих следующий состав, мас. %: SiO<sub>2</sub> 62.28 и 70.3; TiO<sub>2</sub> 0.79 и 0.57; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

17.36 и 12.86; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5.55 и 5.24; MnO 0.07 и 0.05; MgO 1.84 и 0.81; CaO 4.14 и 1.56; Na<sub>2</sub>O 3.23 и 2.38; K<sub>2</sub>O 2.53 и 5.7; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.26 и 0.12; п.п.п. 1.15 и 0.2.

Циркон из пробы тоналита представлен прозрачными, иногда трещиноватыми идиоморфными кристаллами темно-коричневого цвета гиагинтового габитуса призматической формы. Грани нередко шероховатые, ребра сглажены;  $K_{удл} = 1.5–2.0$ . В микроклиновом граните циркон образует прозрачные до полупрозрачных светло-коричневые идиоморфные кристаллы с цирконовым габитусом и  $K_{удл} = 1.5–2.0$ . Кристаллы имеют слабо выраженную магматическую зональность и твердофазные включения.

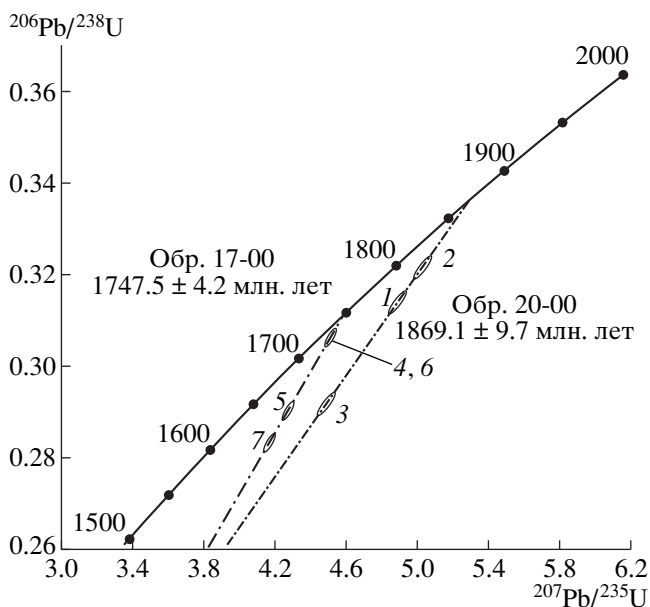
Для циркона из тоналита по трем фракциям получена дискордия, верхнее пересечение которой с конкордией составляет  $1869.1 \pm 9.7$  млн. лет (СКВО = 0.74) (табл. 1, рис. 3). В случае микроклинового гранита точки двух фракций циркона располагаются вблизи конкордии и образуют

**Таблица 1.** Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из гранитоидов Подпорогского массива

№ п.п.	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения			Изотопные отношения и возраст, млн. лет		
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Тоналит (обр. 20-00)										
1	>100	3.0	327.1	107.1	5000	8.640	10.676	0.3141	4.899	1850.4 ± 2.4
2	–100 + 75	2.7	372.1	129.3	1370	8.119	8.696	0.3227	5.046	1855.0 ± 5.3
3	<75	2.0	368.99	112.8	3450	8.667	10.056	0.2915	4.484	1824.9 ± 2.8
Гранит микроклиновий (обр. 17-00)										
4	>100	2.8	470.9	162.37	4070	9.0809	5.1114	0.3057	4.5051	1746.7 ± 2.7
5	>90	3.3	540.1	117.36	4800	9.1319	4.9056	0.2896	4.2627	1744.8 ± 2.6
6	>75	4.3	533.1	187.37	4430	9.1028	4.5006	0.3054	4.5002	1746.8 ± 2.6
7	<75	3.1	528.6	22.6	3100	9.009	4.2691	0.2824	4.1549	1743.8 ± 3.1

Примечание. Изотопное исследование цирконов проводилось по методу Т. Кроу [7] для микронавесок минерала. Концентрации урана и свинца определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера  $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$ . Холостое загрязнение составило 0.1 нг свинца. Изотопный состав измерен на твердофазном масс-спектрометре "Finnigan MAT-261". Изотопный возраст рассчитан по программе [8]. Ошибки в U–Pb-отношениях составили 0.5%. Поправка на примесь обыкновенного свинца введена на возраст 1750 и 1850 млн. лет по модели [9].

вместе с двумя другими фракциями дискордию с верхним пересечением  $1747.5 \pm 4.2$  млн. лет (СКВО = 0.0026). Учитывая морфологические особенности циркона, свидетельствующие о его магматическом происхождении, указанные значения можно интерпретировать как возрасты кристаллизации гранитоидов.



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитов (обр. 20-00) и микроклиновых гранитов (обр. 17-00) Подпорогского массива. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Полученные результаты несомненно свидетельствуют о проявлении двух дискретных этапов раннепротерозойского гранитообразования с временным разрывом порядка 120 млн. лет. В первый из них в довольно узком диапазоне (~1870–1840 млн. лет) произошло формирование пород тоналит-трондьемитовой серии и более широко представленных в структурах юго-западной окраины кратона калиевых гранитов [2–4]. Очевидно, к данному этапу относится и формирование автохтонных чарнокитов в Шарыжалгайском и Ангаро-Канском блоках (~1880–1860 и  $1840 \pm 40$  млн. лет соответственно) [10, 11]. Этот этап гранитообразования непосредственно следует за проявлением гранулитового метаморфизма, фиксирующего коллизию раннедокембрийских блоков коры с образованием раннепротерозойского суперконтинента. Он может рассматриваться как постколлизийный, исходя из имеющихся оценок максимума орогенических событий и проявлений гранулитового метаморфизма в интервале 1.95–1.9 млрд. лет [4, 11, 12]. О коллизийной природе гранитообразования свидетельствует и характерное для этой геодинамической обстановки сочетание в узком временном диапазоне (~30 млн. лет) гранитоидов различных геохимических типов.

Формирование микроклиновых гранитов Подпорогского массива относится ко второму этапу и коррелирует по возрасту с гиперстенowymi натрий-калиевыми гранитами, развитыми среди гранулитов Ангаро-Канского блока ( $1734 \pm 4$  млн. лет) [13]. Используя возрастной критерий для различия между посттектоническими и анорогенными гранитоидами, согласно которому

формирование анорогенных гранитов следует за главными орогеническими событиями спустя более чем 100 млн. лет [14], следует признать, что второй этап раннепротерозойского гранитообразования не имеет непосредственной связи с предшествующими коллизионными событиями. В пользу анорогенной природы рассматриваемых гранитов указывает их петрогеохимическое сходство с рапакиви-гранитами. По сути дела, продолжением этого этапа было формирование на южном фланге кратона граносиенитов и щелочных гранитов Ульканского грабена (1703–1727 млн. лет), которые рассматривались в составе типичной внутриплитной ассоциации [15].

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. На юго-западном фланге Сибирского кратона проявлено два дискретных этапа раннепротерозойского гранитоидного магматизма. В первый из них, сопряженный с аккреционно-коллизионными событиями, в узком временном диапазоне (1870–1840 млн. лет) произошло формирование гранитоидов различных геохимических типов (от тоналит-грандьемитов до микроклиновых гранитов, граносиенитов и автохтонных чарнокитов). Образованию гранитоидов предшествовал коллизионный гранулитовый метаморфизм, что наряду с петрогеохимическими особенностями продуктов магматизма указывает на их постколлизционную природу.

2. Магматизм второго этапа (1747–1734 млн. лет) представлен калиевыми гранитами и аллохтонными чарнокитами, сопоставимыми по составу с раннепротерозойскими гранитами-рапакиви или гранитами А-типа. Их формирование произошло спустя более чем 100 млн. лет после главных орогенических событий и фиксирует смену коллизионного тектонического режима на внутриплитный, сопровождавшийся растяжением и последующим рифтогенезом, отчетливо проявленным на южном фланге Сибирского кратона (Ульканский

грабен). Таким образом, с рубежа ~1.75 млрд. лет в проявлениях анорогенного и последующего рифтогенного (1727–1703 млн. лет) гранитоидного магматизма фиксируются признаки начала деформации раннепротерозойского суперконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01–05–65160).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 4. С. 13–24.
2. Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др. // ДАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.
3. Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8.
4. Ножкин А.Д. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1524–1544.
5. Rämö O.T., Haapala I. // Mineral. and Petrol. 1995. V. 52. № 3/4. P. 129–185.
6. Martin H. In: Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.
7. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 73. P. 485–494.
8. Ludwig K.R. USA Geol. Surv. Open-File Rept. 912. 1991. 80 p.
9. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
10. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. // J. Geol. 1991. V. 99. № 6. P. 851–861.
11. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
12. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
13. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 864–867.
14. Condie K. // Precamb. Res. 1991. V. 51. № 1/4. P. 161–172.
15. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. // ДАН. 1992. Т. 323. № 6. С. 1152–1156.