

УДК 550.93:551.2

Rb–Sr-ДАТИРОВАНИЕ АНАТЕКТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ БАЛКАШИНСКОГО КОМПЛЕКСА (КОКЧЕТАВСКАЯ ГЛЫБА, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2002 г. Академик Ф. А. Летников, Ю. А. Костицын

Поступило 26.02.2002 г.

На площади Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан), сложенной преимущественно докембрийскими метаморфическими породами, гранитоиды каледонского возраста занимают более 50% всей площади. На основании многолетних исследований выделяются комплексы наиболее распространенных гранитоидов: зерендинский – гранодиориты и граниты, балкашинский – лейкократовые граниты и аляскиты, золотоношский (орлиногорский) – колумбитоносные граниты и граносиениты [1–4]. Единичные и незначительные по размерам массивы выделяются в самостоятельные комплексы: еленовский – монзониты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты [1, 3] и лосевский комплекс альбитовых гранитов, представленный единственным Лосевским интрузивом [3].

Судя по геологическим и геохронологическим данным, это полихронные гранитные комплексы, образование которых происходило в результате отдельных импульсов гранитообразования с интервалами в несколько десятков миллионов лет. Наиболее ранние гранитоиды зерендинского комплекса сформировались на месте бывших гранито-гнейсовых куполов [1] и пользуются наибольшим развитием. Значения К–Аг-возраста этих гранитов занимают диапазон 440–465 млн. лет [5], по Rb–Sr-изохронным данным самый крупный Зерендинский массив сформировался 448 ± 9 млн. лет назад [6]. Последующие процессы гранитообразования в каледонское время привели к переплавлению ранее сформированных гранитных массивов и возникновению в их объеме новых гранитоидных магм [4]. Таким путем формировались анатектические граниты золотоношского и балкашинского комплексов, имев-

шие с гранитами зерендинского комплекса четкие активные интрузивные контакты и отличающиеся от них по химическому и минеральному составу. Особенно явные отличия выявляются при сопоставлении распределения редких и рассеянных элементов и акцессорных минералов [1, 4]. Судя по результатам изотопного датирования, оба эти комплекса сформировались в близком временном интервале, однако пространственно они разобщены: пегматитоносные лейкократовые граниты и аляскиты балкашинского комплекса размещаются в центральной и восточной частях Кокчетавской глыбы, а редкометальные, часто колумбитоносные граниты золотоношского комплекса встречаются и в его западной и северо-западной частях [1, 2, 4]. Многочисленные результаты К–Аг-датирования гранитов золотоношского комплекса занимают интервал 367–408 млн. лет [5], а для самого Золотоношского массива была получена Rb–Sr-изохрона по породам в целом, отвечающая возрасту 398 ± 3 млн. лет [7]. Для лейкогранитов и аляскитов балкашинского комплекса установлен большой разброс значений К–Аг-возраста, от 350 до 475 млн. лет [3, 5], а Rb–Sr-изохрона по гранитам Балкашинского массива 402 ± 12 млн. лет получена с большим СКВО и по небольшому количеству точек [8].

Все это побудило нас провести отбор проб из гранитов балкашинского комплекса, развитых в пределах Зерендинского массива, кислых дайковых серий на его южном экзоконтакте и из лейкократовых гранитов на западном контакте Боровского массива (рис. 1) для проведения Rb–Sr-изотопных исследований. Методика анализа описана в [9].

Образцы лейкократовых гранитов балкашинского комплекса отбирались из разных массивов (рис. 1). По мелко- и среднезернистым гранитам получена изохрона с возрастом 412 ± 6 млн. лет (рис. 2). Точки, отвечающие крупнозернистым гранитам, демонстрируют большой разброс, что связано с их большей степенью выветрелости.

*Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва*

В восточной части Зерендинского массива выделяется зона меридионального глубинного разлома, которая маркируется вытянутыми в субмеридианальном направлении телами гранитов балкашинского комплекса, серией даек диабазовых порфиритов, тешенитов и лампрофиров, Лосевским массивом альбитовых редкометальных гранитов, телами пегматитов и небольшим массивом колумбитоносных гранитов на северном контакте Зерендинского массива. На продолжении этой зоны на север размещается крупное Васильковское золоторудное месторождение с запасами Au более 1000 т (рис. 1), а на южном продолжении в метаморфическом докембрийском гранито-гнейсовом комплексе развиты малоглубинные дайки кислого состава с характерной микрофельзитовой или гранофировой структурой, отвечающие по составу гранитам балкашинского комплекса. Они пересекаются дайками диабазов, диоритовых порфиритов, спессартитов. Здесь же устанавливаются тела топаз-флюоритовых метасоматитов (грейзенов) по гнейсам.

По образцам кислых даек участка Васильевка получена изохрона с возрастом 395 ± 8 млн. лет при начальном изотопном отношении стронция 0.71124 ± 21 (рис. 3). Точки, отвечающие остальным дайкам, с заметным разбросом расположены вдоль этой же линии, а топаз-флюоритовые грейзены демонстрируют гораздо более высокие изотопные отношения, что указывает на более древний возраст их гнейсового субстрата.

В Боровском гранитном массиве выделяется центральная часть, сложенная преимущественно крупнозернистым калиево-полевошпатовыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми, зачастую порфиробластовыми, гранитами, в которых вкрапленники и порфиробласты представлены кристаллами калиевого полевого шпата. Возраст гранитов центральной части по данным K–Ar-метода оценивается в 425 млн. лет [5], а по Rb–Sr – 423 млн. лет [8]. Вдоль юго-западного эндоконтакта Боровского массива размещается тело мелко-среднезернистых лейкократовых гранитов протяженностью около 5 км и шириной от 0.5 до 1.5 км (рис. 1). Эти граниты имеют четкие интрузивные контакты с гранитами Боровского массива, характеризуются хорошо выраженной отдельностью, и в них были заложены два карьера для добычи строительного гранита, что позволило нам отобрать достаточно свежие образцы. В результате их изотопного анализа (рис. 4) получена изохрона, наклон которой отвечает возрасту 382 ± 20 млн. лет при начальном изотопном отношении стронция 0.7090 ± 41 . Довольно большие погрешности вызваны небольшими различиями в Rb/Sr-отношениях исследованных образцов и отсутствием точек с низким Rb/Sr. С учетом данных по минеральному и химическому составам полу-

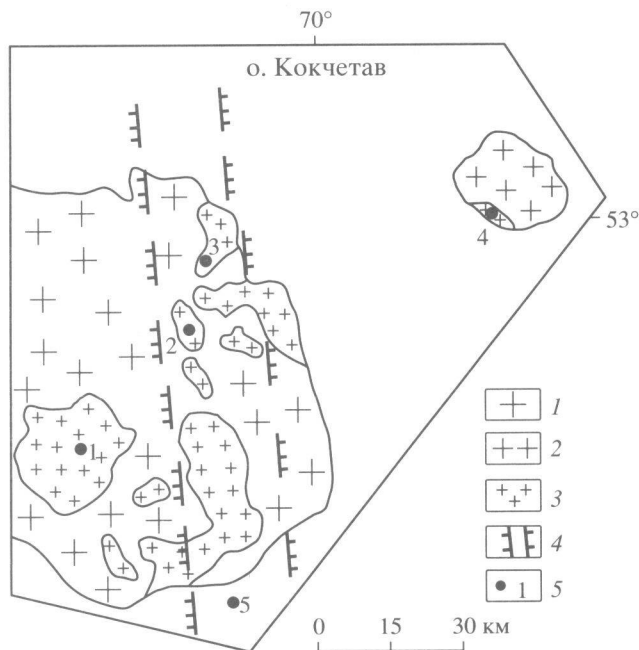


Рис. 1. Геологическая схема размещения гранитных массивов восточной части Кокчетавской глыбы. 1 – граниты Зерендинского массива; 2 – граниты Боровского массива; 3 – гранитоиды балкашинского комплекса; 4 – предполагаемые границы зоны глубинного разлома; 5 – места опробования: 1 – Балкашинский массив, Новоромановский карьер, 2 – Лосевский массив, 3 – Серафимовский массив, 4 – Боровской массив, 5 – дайковое поле участка Васильевский.

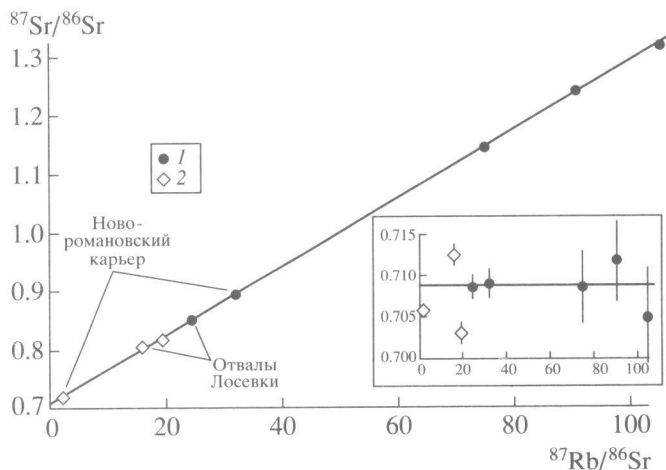


Рис. 2. Rb–Sr-изохронная диаграмма для гранитов балкашинского комплекса (мелкозернистые граниты; $T = 412 \pm 6$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7088 \pm 34$, СКВО = 1.03). На врезке – расположение точек относительно изохроны. 1 – мелкозернистый гранит; 2 – крупнозернистый гранит.

ченный результат позволяет отнести их к балкашинскому комплексу гранитоидов и считать их анатектическими гранитами в пределах Боровского массива.

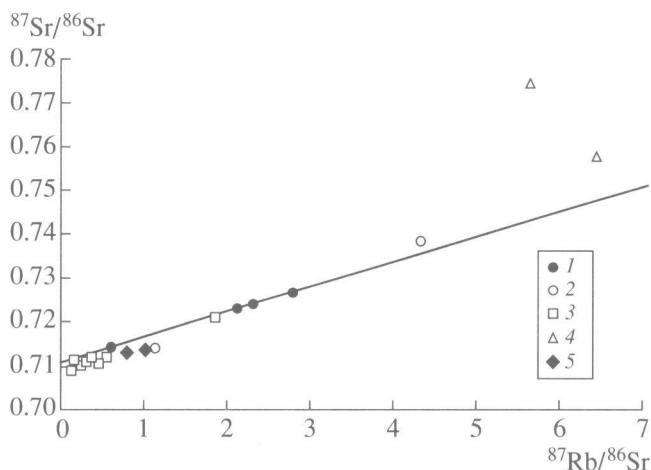


Рис. 3. Зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для различных пород участка Васильевка ($T = 395 \pm 8$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71124 \pm 21$, СКВО = 0.97). Изохрона построена только по образцам кислых даек. 1–3 – кислые (1), средние (2), основные и ультраосновные (3) дайки; 4 – Tz–FI-грейзены; 5 – дайки спессартитов.

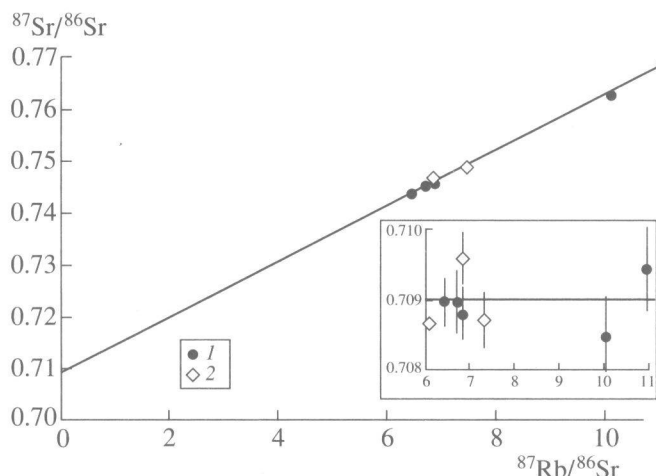


Рис. 4. Изохрона для анатектических гранитов Боровского массива ($T = 382 \pm 20$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7090 \pm 41$, СКВО = 3.7). 1 – старый карьер; 2 – новый карьер.

Новые Rb–Sr-данные для гранитов балкашинского комплекса позволяют сделать ряд общих выводов.

1. Воздействие глубинных высокотемпературных систем привело к выплавлению в пределах уже существующих Зерендинского и Боровского массивов гранитных магм, из которых сформировались тела аляскитовых гранитов, аляскитов и лейкократовых биотитовых гранитов. В экзоконтакте Зерендинского массива в докембрийских гнейсах близкосинхронно во времени происходило выплавление ультракислых расплавов, закри-

сталлизовавшихся в виде даек лейкогранитов и гранофинов. В пределах Зерендинского массива этот процесс завершился кристаллизацией гранитоидов 412 ± 6 млн. лет назад, во вмещающих гнейсах 395 ± 8 млн. лет, а в пределах Боровского массива 382 ± 20 млн. лет назад, т.е. вблизи временной границы силур/девон.

2. Одновременное формирование балкашинских гранитоидов на большой площади 412 ± 6 млн. лет назад может свидетельствовать о мощном глубинном источнике тепла для этого этапа гранитообразования.

3. Выявление в пределах Боровского массива, относимого к зерендинскому или боровскому комплексам, более молодых аляскитовых гранитов балкашинского комплекса позволяет полагать, что в аналогичных массивах Кокчетавской глыбы тела аляскитов или аляскитовых гранитов, выделяемых до сих пор как граниты “дополнительной фазы”, являются более молодыми анатектическими гранитами балкашинского комплекса.

4. В глубинной субмеридиональной зоне, пересекающей восточную часть Зерендинского массива, на протяжении более 100 км последовательность эндогенных процессов такова: выплавление анатектических аляскитовых гранитов балкашинского комплекса (412 ± 6 млн. лет), формирование зоны растяжения и внедрение даек диабазов, тешенитов и лампрофинов, которые в Большом Тюктинском массиве занимают около 30% его площади, внедрение редкометальных альбитовых гранитов Лосевского массива – 386 [5] и 395 [3] млн. лет по K–Ar- и 360 ± 20 по U–Pb-данным по колумбиту и малакону [3]. Таким образом, время активной эндогенной жизни субмеридиональной глубинной зоны составляет 20–40 млн. лет.

Полученные данные позволяют поставить вопрос о генетической принадлежности так называемых гранитов “дополнительных интрузивных фаз” в составе сложных многофазных массивов гранитоидов, полагая, что в значительной мере они могут иметь анатектическую природу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–64065 и 02–05–64961) и Программы поддержки ведущих научных школ (грант 00–15–98573).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
2. Серых В.И. В кн.: Геология СССР. М., 1972. Т. 20. Кн. 2. С. 81–115.

3. *Серых В.И.* В кн.: Магматические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. С. 45–68.
4. *Letnikov F.A.* In: Ore-Bearing Granites of Russia and Adjacent Countries. Moscow, 2000. P. 177–192.
5. *Kostitsyn Yu. A.* K–Ar Dates for the Kazakhstan Granites. Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan. INTAS–a3–1783 Project. St. Petersburg, 1996. P. 287–299.
6. *Шатагин К.Н.* // ДАН. 1994. Т. 336. № 5. С. 674–676.
7. *Шатагин К.Н.* // ДАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 106–109.
8. *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В.* // ДАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 525–528.
9. *Костицын Ю.А.* // Геохимия. 1991. № 10. С. 1437–1443.