

УДК 550.41.01

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ГЛУБИННЫХ ГРАНИТООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

© 2003 г. Академик Ф. А. Летников

Поступило 31.03.2003 г.

В настоящее время представления о ведущей роли глубинных высокотемпературных газовых флюидов в процессах плавления пород литосферы являются общепринятыми. В этом плане особый интерес представляют процессы формирования полихронных гранитоидных комплексов, когда массы последующих (с достаточным разрывом в геологическом времени) друг за другом гранитоидных магм зарождались в теле ранее сформированных гранитоидных массивов. В таком случае процесс плавления протекает по схеме: исходная матрица (ранее образованный гранит) + + глубинный флюид = новообразованный кислый расплав, и после его кристаллизации – гранит. Детальное изучение составов исходного и вновь образованного гранитов (включая и флюидную компоненту) позволяет оценить состав и природу флюидов, под воздействием которых протекали процессы плавления.

Объектом нашего исследования служили граниты Зерендинского гранитного массива (Кокчетавская глыба, Северный Казахстан), достигающего ~100 км в поперечнике. В пределах этого массива закартированы гранитоиды трех комплексов. Биотитовые граниты зерендинского комплекса, слагающего собственно сам Зерендинский массив, их возраст по данным Rb–Sr-изохронного метода составляет 443 ± 11 млн. лет [1]. Лейкограниты и аляскиты балкашинского комплекса образуют отдельные массивы с размерами от нескольких до 10–20 км, которые залегают только среди гранитов Зерендинского массива и имеют четкие интрузивные взаимоотношения с вмещающими их биотитовыми гранитами. В над-апикальных частях интрузивов балкашинского комплекса широко проявлены процессы калишпатизации и реже грейзенизации. По данным Rb–Sr-изохронного метода их возраст оценивается в 412 ± 6 млн. лет [2]. Альбит-протолитионитовые редкометальные граниты Li–F-типа лосев-

ского комплекса представлены единственным Лосевским массивом площадью ~1.5 км², залегающим в центре Зерендинского плутона и имевшего четкие интрузивные взаимоотношения с гранитами зерендинского и балкашинского комплексов. По малакону и колумбиту из редкометальных гранитов U–Pb-методом был определен возраст в 360 ± 20 млн. лет [3]. Таким образом, в интервале ~100 млн. лет в субплатформенных условиях эпирифейской платформы на данной площади проявились три цикла гранитообразования. Как показано ранее [4, 5], сам Зерендинский массив образовался на месте громадного гранито-гнейсового купола, который сформировался по протерозойским метаморфическим породам зерендинской серии [4]. Сопоставление составов метаморфических пород зерендинской серии и гранитов Зерендинского массива позволило сделать вывод о привносе глубинными гранитообразующими флюидами Si, K и Na, на базе которых и протекала гранитизация метаморфических пород и последующее расплавление самого купола [4, 5], что обусловило монотонный состав гранитов Зерендинского плутона на протяжении нескольких десятков километров.

Два этапа гранитообразования, последующие друг за другом через несколько десятков миллионов лет, проявились за счет воздействия глубинных высокотемпературных газовых флюидов на сформированные ранее граниты Зерендинского массива. Сопоставление составов гранитов трех комплексов позволяет в первом приближении определить состав флюидов и спектр привносимых ими компонентов. В основу такого сравнительного анализа положен большой аналитический материал, полученный более чем за 40-летний период изучения гранитоидов Кокчетавской глыбы, который в последние годы был скорректирован более точными методами анализа JSP–MASS, а изотопное датирование возраста гранитов Rb–Sr-изохронным методом позволило выделить главные фазы гранитообразования [1–3]. Флюидные компоненты, заключенные в породах и минералах, определялись методами газовой хроматографии [6]. Судя по геофизическим данным нижние кромки Зерендинского гранитного

Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

массива фиксируются на глубинах 20–25 км от современной поверхности, а сам массив характеризуется по площади ровным монотонным магнитным и гравитационным полем [7]. Такая ситуация дает основание для вывода о том, что инициатором двукратного плавления гранитов в пределах Зерендинского массива явились не какие-то гипотетические массы мантийных магм, внедрившихся в земную кору, а глубинные высокотемпературные флюидные потоки, выступающие в роли теплоносителя. Это тем более верно, ибо если бы выплавление значительных масс гранитоидов могло иметь место за счет кондуктивного переноса тепла от внедрившихся в кору мантийных магм, мы бы в этом случае имели квазиизохимическое переплавление более ранних гранитоидов, чего на самом деле нет. Все последующие друг за другом выплавки характеризуются громадными по масштабам процессами привноса петрогенных, флюидных и редких элементов.

Биотитовые граниты Зерендинского массива (Кв 31, Пл (№ 15–25) 34, Кпш 26, Би 6, Амф 2%) характеризуются сфен-циркон-апатитовой акцессорной специализацией. Сопоставление аналитических данных по гранитам зерендинского и балкашинского комплексов позволяет в первом приближении оценить состав флюидов, под воздействием которых выплавлялись материнские магматические расплавы балкашинского комплекса. По данным газовой хроматографии это были преимущественно водные флюидные системы, в которых $H_2O > H_2 + CO_2 + CH_4 + CO$ в 5–7 раз [5].

Поскольку при воздействии такого флюида на исходную матрицу комплементарного выноса компонентов, как при процессах гранитизации, зафиксировано не было, то учитываются только привносимые компоненты. В каждую единицу объема зерендинского гранита флюиды привносили (в %) $2.7 SiO_2 + 0.6 Na_2O + 0.5 K_2O$. Судя по соотношениям FeO/Fe_2O_3 , равным для зерендинских гранитов 2.7 и балкашинских 1.2, процесс протекал на фоне роста окислительного потенциала флюида. В итоге во вновь образованном граните соответственно возросло содержание Кв (на 1.2%) и Кпш (на 10%), уменьшилось количество Би (на 3.8%), исчез Амф, понизилась основность Пл с № 25 до № 15. Привнос перечисленных выше компонентов во вновь образуемый расплав привел к снижению в нем содержания Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, P. Резко снизилось содержание сфена (с 3608 до 0.94 г/т), апатита (с 190 до 35 г/т), циркона (с 637 до 347 г/т), но увеличилось ильменита (с 40 до 860 г/т), ксенотима и монацита (с 0.14 до 77 г/т).

Среди редких и рассеянных элементов однозначно зафиксирован лишь привнос 97.3 г/т Rb, 20.1 г/т Nb и 27.7 г/т Th. Соответственно, во вновь образованном балкашинском лейкократовом граните по сравнению с зерендинским гранитом произошло снижение содержания Sr, Y, Zr, Sn, Ba, TR, Hf, U.

Судя по данным газовой хроматографии флюидные системы, под воздействием которых происходило выплавление балкашинских гранитов, были окисленными и существенно водородными, когда $H_2/CO = 5.4$ и $H_2O/CO_2 = 11.2$. По сравнению с исходной матрицей количество бора во вновь образованном граните не изменилось, но более чем в 2 раза возросло содержание F. Таким образом, глубинные флюидные системы, под воздействием которых ~400 млн. лет назад произошло выплавление и последующая кристаллизация масс биотитовых лейкократовых гранитов, были существенно водными окисленными системами. В их составе привносились Si, Na, K, Rb, Nb, Th. Иными словами – это типичные флюидные системы, характерные для процесса истощения над-астеносферной мантии [8]. Характерный тренд воздействия таких флюидных систем во времени проявляется в раскислении все более поздних разностей и монотонном возрастании количества кремнезема, щелочей и отдельных литофильных редких и рассеянных элементов на кларковом уровне.

Процесс выплавления гранитов такого типа носит общепланетарный характер, и массивы лейкогранитов и аляскитов достигают значительных размеров.

Совсем иная ситуация характерна для процесса выплавления специфических альбитовых гранитов лосевского комплекса. Во-первых, здесь происходит разрыв тренда, характерного для линейного развития во времени эволюции внутриплитного гранитоидного магматизма. Во-вторых, судя по аналитическим данным, состав флюидных систем, породивших лосевские граниты, резко отличался от предшествующих им флюидных систем, под воздействием которых формировались лейкограниты балкашинского комплекса.

Для выхода на состав исходных флюидных систем, под воздействием которых выплавлялись граниты лосевского типа, возможны два варианта. То обстоятельство, что лосевские граниты имеют интрузивные контакты с гранитами зерендинского и балкашинского комплексов, позволяет полагать, что они могли выплавиться из одной из этих матриц. Поэтому целесообразно произвести сопоставление друг с другом последовательно все три разновидности гранитов.

Первый вариант: выплавление шло из зерендинских биотитовых гранитов. Флюиды привносили (в %) $2.1 SiO_2 + 0.21 Mn + 1.2 Na + 0.2 K$.

Следствием этого явилось образование пород с более высоким содержанием Кв и Алб. Резко изменился состав акцессорных минералов, значительно (до промышленно ценных) возросло содержание циркона (малакона) и колумбита, снизилось количество апатита, но увеличилось ксенотима и монацита, упало почти до нуля содержание сфена, но возросло ильменита.

Если сравнить содержания редких и рассеянных элементов, то в больших количествах привносились Rb (1366 г/т), Zr (569.6 г/т), Nb (417.2 г/т), Hf (42 г/т), Ta (25.6 г/т), Th (145.8 г/т), U (76.2 г/т) и Y (61.6 г/т), в меньших количествах Sn (+4.4 г/т). Судя по данным газовой хроматографии, во флюидах преобладали H_2O , F (до 1910 г/т) и CO_2 . Кроме них в меньших количествах присутствовали N_2 , H_2 , CO и CH_4 . Флюиды обладали высоким окислительным потенциалом ($H_2/H_2O - 0.03$, $CO/CO_2 - 0.23$). Характерной чертой этих систем являлась их высокая фтористость. Таким образом, сопоставление с исходной предполагаемой матрицей, представленной зерендинскими биотитовыми гранитами, дает основание для вывода, что это могли быть Si–Na–K преимущественно водные системы, аномально обогащенные F и редкими элементами.

Второй вариант: при сравнении балкашинских и лосевских гранитов, что более соответствует реальной ситуации, поскольку лосевский массив залегает в основном среди лейкогранитов балкашинского комплекса, тенденция в общих чертах остается такой же, но появляются некоторые характерные черты отличия.

Во-первых, не фиксируется привнос SiO_2 , а среди петрогенных компонентов устанавливается привнос Al_2O_3 (+0.5%), Fe (+0.4%), Mn (+0.22%), Na_2O (+0.6%). Следует обратить внимание, что в отличие от двух рассмотренных выше случаев во флюидах привносились Fe и Mn, что привело к образованию в большом количестве своеобразных черных “родимых пятен” размером до нескольких сантиметров, сложенных магнетитом, гематитом, железистым хлоритом и оксидами Mn. Характерен привнос Al, но не Si и K. Эти существенные макроразличия в поведении петрогенных компонентов подчеркивают специфические особенности глубинных флюидных систем, под воздействием которых происходило выплавление гранитоидных магм лосевского типа. Во-вторых, в еще большей мере эти различия проступают при сопоставлении редких и рассеянных элементов, когда устанавливается аномально высокий привнос (г/т) Rb (1269), Y (75.2), Zr (806), Nb (397), TR (96), Hf (52), Ta (25), Th (118), U (79.6), Li (79), Pb (78). В меньших количествах привносились Sn (9.4), W (9.7), Mo (2.0) г/т. Судя по содержаниям F и по данным газовой хроматографии, это были высокофтористые (F +1380 г/т) собст-

венно водные флюидные системы, в которых $H_2O/CO_2 = 7.8$ и общий коэффициент восстановления не превышал 0.05.

Таким образом, сравнение по двум позициям однозначно подчеркивает резкое отличие флюидных систем, под воздействием которых формировались магматические расплавы, из которых впоследствии кристаллизовались балкашинские лейкограниты и лосевские микроклин-альбитовые редкометалльные граниты.

Таким образом, если исходить из представлений, что гранитообразующие флюидные системы являются результатом истощения верхней мантии, когда по мере выноса из пород мантии флюидных и некогерентных элементов нижняя граница мантия–астеносфера отступает в глубь мантии, то из полученных результатов следуют очевидные выводы:

1) Ранний этап, связанный с общепланетарным панкаледонским гранитообразующим процессом (~440–450 млн. лет), проявился в воздействии на протерозойские метаморфические породы зерендинской серии глубинных флюидов, в состав которых привносились Si, K и Na, когда количество K и Na было сопоставимо или $K > Na$; 2) через ~50 млн. лет состав глубинных флюидов по главным пороодообразующим компонентам существенно не изменился – Si, Na, K, где количество K и Na примерно одинаково; на субкларковом уровне зафиксирован привнос Rb, Nb и Th, но в 1.5 возросло содержание F; 3) самые молодые и вероятно самые глубинные флюидные системы, под воздействием которых через 40–50 млн. лет произошло выплавление редкометалльных лосевских гранитов, резко отличались по составу от флюидных систем двух предыдущих гранитообразующих этапов. Это собственно Na-системы с аномально высокими содержаниями F и широкого спектра редких элементов (в порядке уменьшения) Rb, Zr, Nb, TR, Th, U, Li и т.д., что обусловило формирование Li–F-гранитов с промышленными содержаниями циркона (малакон + циртолит) и колумбита.

Полученные результаты позволяют сделать предположение о том, что в интервале 450–460 млн. лет на Кокчетавской глыбе гранитообразующие флюидные потоки проявились в результате истощения верхней мантии, а завершающие процесс гранитообразования в интервале 360 ± 20 млн. лет наиболее глубинные флюидные системы отвечают специфическим условиям астеносферного слоя, весьма близким по набору редких элементов к карбонатитам [9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02–05–64065).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шатагин К.Н. // ДАН. 1994. Т. 336. № 5. С. 674–676.
2. Летников Ф.А., Костицын Ю.А. // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 378–381.
3. Серых В.И. Магматические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. С. 45–68.
4. Розен О.М., Серых В.И. // Геохимия. 1970. № 2. С. 1116–1130.
5. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
6. Летников Ф.А., Гантимурова Т.П. Петрология флюидно-силикатных систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.
7. Любецкий В.Н. Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 6–25.
8. Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В. // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
9. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 182 с.