

ГЕОХИМИЯ И Rb-Sr ВОЗРАСТ ГРАФИТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА

В.Б. Савельева, Ю.А. Костицын*, А.В. Травин, В.А. Пономарчук**, А.С. Мощенко***

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия*

*** Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Изучены петрографический состав и геохимия графитсодержащих гранитоидов — гранат-биотитовых гранитов, лейкогранитов, пегматоидных гранитов, пегматитов, плагиоклазитов, сиенитов, слагающих жилы мощностью до 2 м среди бластомилонитов и бластокатаклазитов в юго-восточной части Главного Саянского разлома, на границе Шарьжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и каледонского слюдянского кристаллического комплекса. Гранитоиды являются продуктами кристаллизации относительно низкотемпературного (760—710 °С) расплава пониженной щелочности; кристаллизация наиболее водонасыщенных гранитов происходила при P_{H_2O} около 2 кбар. В целом для гранитов характерны: резко пониженные по сравнению с кларками, содержания F, Li, Ba, Sr, Zr, Zn; для лейкократовых и пегматоидных гранитов также Rb, Y; низкие Ba/Rb и Sr/Rb (соответственно 0,9—3,5 и 0,3—1,7) и повышенные K/Rb (199—375); от умеренных до низких содержания РЗЭ, обедненность легкими лантаноидами, наличие на спектрах РЗЭ как отрицательных, так и положительных европиевых аномалий. Предполагается ограниченный дополнительный флюидный привнос в расплав K, Rb, Be, Nb, Th, Pb, Ta. Намечается тенденция к концентрированию в остаточном высокоуглеродистом расплаве Au, Pt, Pd, Cu, Ni, U. Полученная Rb-Sr методом по гранат-биотитовым гранитам изохрона с возрастом 334 ± 14 млн лет ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7058 \pm 41$, СКВО = 4) свидетельствует о проявлении раннекарбонového гранитоидного магматизма в зоне краевого шва. Изотопный состав углерода графита из гранитов ($\delta^{13}C_{PDB}$ от $-12,5$ до $-8,7$ ‰) отличается от изотопного состава углерода графитов метаморфических пород (от $-24,3$ до $-20,2$ ‰) и сходен с таковым в прожилках графита в магнезиально-кальциевых апоалюмосиликатных метасоматитах (от $-11,2$ до $-7,4$ ‰).

Граниты, лейкограниты, пегматиты, графит, углерод, Главный Саянский разлом.

GEOCHEMISTRY AND Rb-Sr AGE OF GRAPHITE-BEARING GRANITOIDS IN THE SOUTHEAST OF THE MAJOR SAYAN FAULT

V.B. Savel'eva, Yu.A. Kostitsyn, A.V. Travin, V.A. Ponomarchuk, and A.S. Moshchenko

The paper deals with the petrography and geochemistry of graphite-bearing granitoids (garnet-biotite granites, leucogranites, pegmatoid granites, pegmatites, plagioclases, and syenites) composing up to 2 m thick veins among blastomylonites and blastocataclasites in the southeast of the Major Sayan Fault, at the boundary between the Sharyzhalgai uplift of the basement of the Siberian Platform and the Caledonian Slyudyanka crystalline complex. The granitoids are the products of crystallization of low-temperature (760–710°C) low-alkali melt; crystallization of more water-saturated granites took place at $P_{H_2O} \approx 2$ kbar. The granites have much lower (compared with the element clarkes) contents of F, Li, Ba, Sr, Zr, and Zn (and, also, Rb and Y, in the leucocratic and pegmatoid granites), low Ba/Rb and Sr/Rb (0.9–3.5 and 0.3–1.7, respectively), high K/Rb (199–375), and medium to low contents of REE, being depleted in LREE; their REE patterns show both negative and positive Eu anomalies. Traces of K, Rb, Be, Nb, Th, Pb, and Ta might be due to their fluid supply into the melt. The residual highly carbonaceous melt shows a tendency for concentration of Au, Pt, Pd, Cu, Ni, and U. The Rb-Sr isochron constructed for garnet-biotite granites yields an age of 334 ± 14 Ma ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7058 \pm 41$, MSWD = 4) and evidences Early Carboniferous granitoid magmatism in the marginal-suture zone. The carbon isotope composition of graphite of the studied granites ($\delta^{13}C_{PDB} = -12.5...-8.7\%$) differs from that of graphite of metamorphic rocks ($\delta^{13}C_{PDB} = -24.3...-20.2\%$) and is similar to the carbon isotope composition of graphite veinlets in Mg-Ca-containing apocaluminosilicate metasomatites ($\delta^{13}C_{PDB} = -11.2...-7.4\%$).

Granites, leucogranites, pegmatites, graphite, carbon, Major Sayan Fault

ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе не редки упоминания о присутствии графита в кислых изверженных породах, свидетельствующем об участии в образовании гранитов восстановленного богатого углеродом флюида [1—5]. В то же время геохимия этого своеобразного типа пород охарактеризована слабо. В данной работе представлены результаты изучения графитсодержащих гранитоидов из юго-восточной части Главного Саянского разлома, являющегося границей Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающие петролого-геохимическую характеристику гранитоидов, геологические особенности их проявления и данные изотопного датирования.

© В.Б. Савельева, Ю.А. Костицын, А.В. Травин, В.А. Пономарчук, А.С. Мощенко, 2006

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Главный Саянский разлом в юго-восточной части служит границей между Шарыжалгайским краевым выступом фундамента Сибирской платформы и глубоко метаморфизованными (до уровня гранулитовой фации) образованиями слюдянского кристаллического комплекса и китойской зоны, которые входят в состав каледонского складчатого пояса, обрамляющего с юга Сибирскую платформу [6, 7] (рис. 1,а). Собственно разлом выражен рядом параллельных зон тектонитов по породам складчатого обрамления, различающихся по структуре, кинематике, времени образования и составу [9]. На границе с Шарыжалгайским выступом в зоне мощностью около 3,5 км степень метаморфизма пород складчатого обрамления понижена и соответствует амфиболитовой фации, что, как предполагается [9, 10], связано с проявлением раннего приразломного высокотемпературного диафтореза. Метаморфические породы в приразломной зоне представлены разнообразными плагиогнейсами (биотитовыми (\pm гранат), биотит-амфиболовыми, биотит-диопсидовыми, гранат-биотит-диопсид-амфиболовыми, диопсид-скаполитовыми), плагиосланцами (биотит-диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми, амфиболовыми (\pm гранат), кальцит-скаполит-диопсидовыми), гнейсами (биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми), мраморами и кальцифирами.

В алюмосиликатных породах проявлена гранитизация в условиях нормальной щелочности с образованием фельдшпатизированных гнейсов, мигматитов и гранитов. Наиболее ранние синметаморфические граниты в приразломной зоне образуют лейкосому в биотитовых и биотит-амфиболовых мигматитах, согласные и ветвящиеся жилы мощностью до нескольких метров и сравнительно небольшие тела среди биотитовых гнейсов и фельдшпатизированных кристаллосланцев [11]. Это неотчетливо гнейсовидные, среднезернистые породы, по петрографическому составу отвечающие биотитовым плагио- и двуполевошпатовым (микроклин-олигоклазовым) гранитам.

Практически повсеместно в приразломной зоне породы амфиболитовой фации (высокотемпературные диафториты) и синметаморфические гранитоиды (гранитоиды раннего тектонометаморфического цикла) несут следы катаклаза и милонитизации, а на многих участках преобразованы в бластомилониты биотит-амфибол-плагиоклазового, кварц-плагиоклаз-биотитового, кальцит-плагиоклаз-амфиболового, силикатно-карбонатного составов. Последние приурочены к контактам мраморов с алюмосиликатными породами и состоят из карбонатного матрикса и многочисленных разновеликих включений минералов и обломков кристаллосланцев, гнейсов и гранитов.

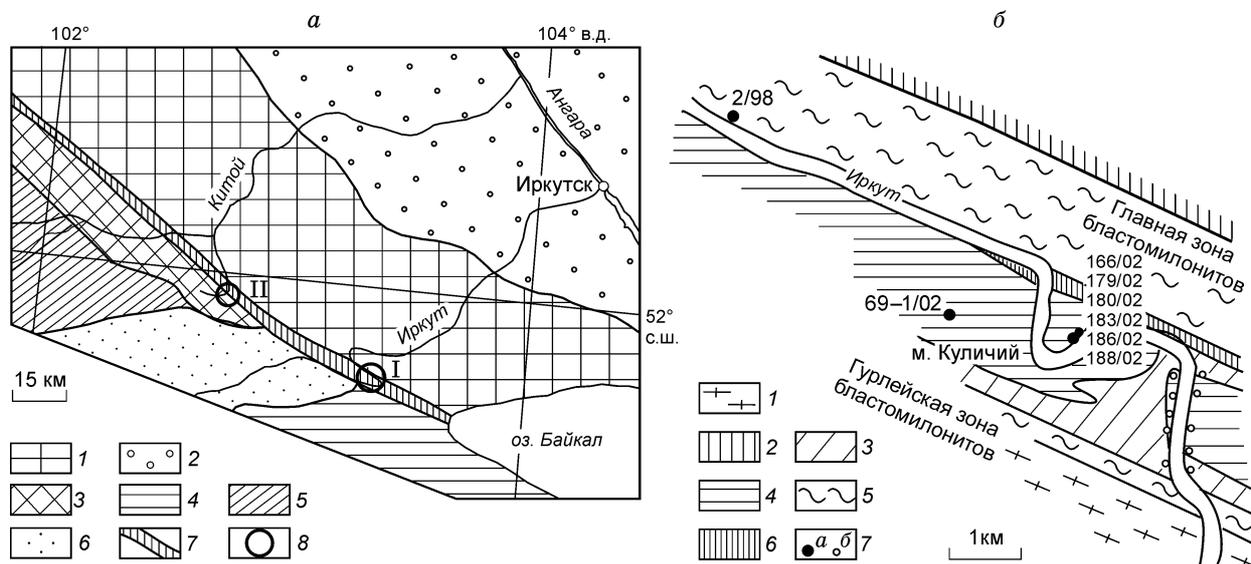


Рис. 1. Схемы геологического строения района (а) и отбора проб на изотопно-геохимические исследования (б), по [9] с дополнениями.

а: 1 — Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 2 — платформенный чехол; 3—5 — каледонские образования хр. Восточный Саян и Хамар-Дабан в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [8]: 3 — китойская подзона, 4 — слюдянский кристаллический комплекс, 5 — ильчирская подзона; 6 — современные отложения; 7 — зона Главного Саянского разлома; 8 — участки работ: I — Иркутский, II — Архутный.

б: 1 — гранитогнейсы и мигматиты по породам хангарульской серии; 2 — гранитогнейсы по породам шарыжалгайской серии; 3, 4 — бластокатаклазиты по породам серии: 3 — хангарульской, 4 — слюдянской; 5 — бластомилониты; 6 — катаклазированные ультрамилониты; 7 — места отбора проб: *а* — на изотопно-геохимические исследования, *б* — прочие виды анализов.

Кроме гранитов, формирование которых связано с ранней гранитизацией, в зоне разлома распространены лейкократовые граниты, слагающие жилы среди blastsомилонитов и blastsокатаклизитов. Более молодой возраст этих гранитов определяется по их инъекционным взаимоотношениям с тектонитами. В отличие от гранитов раннего тектонометаморфического цикла, жильные граниты не сопровождаются мигматитами.

Графитсодержащие гранитоиды изучались на Иркутном и Архутном участках разлома (см. рис. 1,а). На участке Иркутный (см. рис. 1,б) они слагают жилы мощностью от нескольких сантиметров до 2 м среди переслаивающихся милонитизированных мраморов, силикатно-карбонатных blastsомилонитов и blastsокатаклизитов по плагиосланцам и плагиогнейсам. Залегание жил наклонное под углом 40—65°, иногда более крутое, падение на юго-запад или северо-восток в основном согласное с вмещающими породами, и только на мысе Куличий отмечалось пересечение blastsомилонитов жилой мощностью 0,2 м. Жилы прямые или извилистые, во вмещающих породах отмечается порфиробластическая микроклинизация.

На отдельных участках в пределах этой же зоны разлома проявлено образование по катаклазироваанным и милонитизированным плагиогнейсам и кристаллосланцам крупнозернистых амфиболовых и амфибол-клинопироксеновых (\pm шпинель) метасоматитов, содержащих акцессорный графит. Графитсодержащие метасоматиты образуют тела до (5—7) \times (10—15) м, ясно выделяющиеся на фоне вмещающих пород.

Графитсодержащие пегматиты в долине р. Архут известны давно [12], однако в настоящее время на склоне, подмываемом рекой, сохранились лишь прожилки пегматита мощностью до 0,1 м и протяженностью до 2 м. Эти прожилки выполняют крутопадающие (70—80°) трещины, секущие переслаивающиеся амфиболовые плагиосланцы, мигматиты, биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы и прорывающие их биотитовые граниты.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы анализировались в лабораториях Аналитического центра Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) традиционным химическим методом (аналитики А.И. Курбатова и М.М. Смагунова), методами плазменной фотометрии (Li, Rb, аналитики А.И. Курбатова, М.М. Смагунова), рентгенофлуоресцентного (Sr, Zn, Nb, Zr, Y, Th, U, La, Ce, аналитики Е.В. Худогонова, Т.Ю. Черкашина, С.И. Штельмах) и спектрального (Ba, Be, Sn, Pb, Cu, Cr, V, Ni, Co, аналитики В.В. Щербань, Н.Н. Володина, А.В. Наумова, Л.В. Воротынова) анализов. Содержания редкоземельных элементов, а также Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U определялись на спектрометре VG Elemental Plasma Quad PQ-2 В.В. Марковой и С.В. Пантеевой. Анализ концентратов графита и графитсодержащих пегматитов на Au, Pt, Pd выполнен сорбционно-атомно-абсорбционным методом М.М. Смагуновой. Термические характеристики графитов получены на дериватографе Q-1500D в ИЗК СО РАН Н.В. Нартовой. Анализы породообразующих минералов гранитов выполнены на модернизированном электронно-зондовом микроанализаторе MAP-3, акцессорные минералы изучены на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP с энергодисперсионным анализатором INCAEnergy-300 Н.С. Кармановым и С.В. Канакиным в БГИ СО РАН (г. Улан-Удэ). Изотопный состав углерода измерялся на масс-спектрометре Finnigan-MAT Delta в АЦ ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) В.А. Пономарчуком после предварительного разложения графита в соляной кислоте. Изотопный анализ стронция выполнен Ю.А. Костицыным и А.С. Мощенко в ГЕОХИ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре Triton; Rb/Sr определены методом изотопного разбавления. Изотопный состав аргона измерялся А.В. Травинным на масс-спектрометре 5400 фирмы Микромасс (Англия) в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск), предварительно образец для ^{40}Ar - ^{39}Ar исследования облучался в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАФИТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОИДОВ

Графитсодержащие гранитоиды представлены гранитами, пегматоидными гранитами, пегматитами, плагиоклазитами и сиенитами. Среди гранитов выделяются гранат-биотитовые с содержанием темноцветных минералов до 3,5 об.% и преобладающие лейкократовые, где на долю граната и биотита приходится до 1,5 об.%. Структура гранитов в пределах отдельных жил меняется от мелкосреднезернистой гранитной с полосками кварца до неравномерно-зернистой с порфиробластами плагиоклаза или КПШ величиной до 2 см. В гранитах обычны гнейсовидность, обусловленная ориентировкой биотита и полосок кварца параллельно контактам жил, деформированность полевых шпатов, волнистое погасание кварца, свидетельствующие о кристаллизации в условиях стресса. Лейкократовые граниты часто катаклазировааны, милонитизированы, а порфиробласты КПШ растут по милонитизированной матрице.

Пегматоидные граниты неравномерно-зернистые; структура их варьирует от аплитовой до гипидиоморфно-зернистой с участками микрографической, порфиробластической и мирмекитовой. КПШ

представлен двумя генерациями — мелкий и более крупный метасоматический. Поздним метасоматическим процессом является окварцевание. Биотит и гранат встречаются в виде единичных зерен.

Плагиоклазиты и сиениты вместе с гранитами слагают зональные жилы среди карбонатных пород, характерные для мыса Куличий на р. Иркут (см. рис. 1, б). На других участках зональность в жилах отчетливо не проявлена, но на контакте с мраморами граниты обычно обогащены плагиоклазом. Строение зональных жил следующее: жила мощностью около 1,5 м в центре сложена двуполевошпатовым мелко-среднезернистым биотитовым (\pm гранат) гранитом (0,5 м), зона эндоконтакта представлена мелко-среднезернистым светло-серым плагиоклазитом (0,1—0,3 м), а промежуточная зона между плагиоклазитом и гранитом в лежачем боку жилы — белым сиенитом (0,65 м). При выклинивании жилы граниты сменяются плагиоклазитами или сиенитами, а жилы мощностью до 0,3 м обычно полностью сложены плагиоклазом. В плагиоклазитах встречаются единичные зерна диопсида, амфибола и кальцита.

В жилах графитом обогащены в основном висячие эндоконтактовые зоны, за исключением пегматоидных гранитов, где графит присутствует во всей массе породы. Представлен он мелкими (0,01—0,025 мм) чешуйками по зонкам катаклаза, включениями в полевых шпатах, крупными (0,2—0,25 мм) чешуйками по границам зерен или секущими их, бесформенными и радиально-лучистыми агрегатами величиной 0,5—1,5 мм, часто в сростках с мусковитом. В плагиоклазитах отмечаются сростки графита с серицитом, замещающим плагиоклаз, реже с кальцитом, альбитом, тремолитом. На контакте жил и доломитовых мраморов обычны графит-диопсидовые скарны мощностью до 0,2 м, где графит в ассоциации с тремолитом (\pm кварц, кальцит) замещает диопсид. Скарны характерны только для висячего контакта жил, причем графит образует тонкие прожилки, приблизительно перпендикулярные контакту.

Постоянно наблюдающаяся в гранитах тесная ассоциация графита с водосодержащими минералами, а также приуроченность графита к висячим эндо- и экзоконтактовым зонам жил дают основание предполагать отложение графита из восстановленного флюида, отделяющегося от кристаллизующегося расплава, при его последующем охлаждении с образованием элементарного углерода и воды.

Пегматиты р. Архут — неравномерно-зернистые до крупнозернистых породы с графической структурой, богатые графитом ($C_{\text{эл}}$ до 40 мас. %). Иногда пегматитовые прожилки зональные — по периферии они сложены гранитным материалом, а в центре — углеродисто-гранитным (рис. 2). В центре скопления графита скрытокристаллические, плотные, а в пегматитах графит чешуйчатый, радиально-лучистый, розетковидный, образующий сростки с альбитом, корродирующие кварц. С графитом ассоциируется магнетит, замещаемый оксидами железа. Редкий биотит частично хлоритизирован.

Плагиоклаз в гранат-биотитовых гранитах из центра зональных жил представлен альбит-олигоклазом An_{8-13} , иногда основность возрастает до An_{18} , а в плагиоклазитах до An_{20-32} . В жилах лейкократовых и пегматоидных гранитов состав плагиоклаза варьирует от An_{11-14} до An_{20-25} , что, по-видимому, связано с взаимодействием расплава с доломитами. В пегматитах плагиоклаз представлен олигоклазом An_{26-30} . Калиевый полевой шпат содержит 5—15 % альбитовой молекулы.

Биотиты характеризуются довольно высокими титанистостью (2,6—4,4 % TiO_2) и глиноземистостью (содержание истонит-сидерофиллитовой молекулы 52—73 %), что свидетельствует о пониженной щелочности расплава [13]. Железистость слюд из гранат-биотитовых гранитов около 80 %, а в биотитах из лейкократовых и пегматоидных гранитов снижается до 55—58 % (табл. 1).

Гранаты имеют спессартин-альмандиновый или спессартин-гроссуляр-альмандиновый состав (табл. 2). Гранаты из гранитов дифференцированных жил мыса Куличий незональные, что свидетельствует о слабом проявлении в породах постмагматических процессов, тогда как в гранатах из лейкократовых гранитов с проявлением динамометаморфизма отмечаются обратная зональность по Mg.

Редко встречающиеся в эндоконтактовых зонах жил амфибол и клинопироксен представлены феррочермакитом ($X_{Mg} = 0,42$) и диопсидом ($f = 46$ %).

Среди акцессорных минералов гранитов установлены алланит, фторапатит (содержание F = 3,2 %), циркон, пирит, торит, уранинит. В плагиоклазитах отмечается титанит. Алланит содержит от 8,6 до 18,2 % $TR(Se)_2O_3$ и 1,8—4,2 % ThO_2 . В торите установлены примеси урана (6,9 % UO_3) и свинца (1,1 % PbO), а в уранините тория (13,6—18,0 % ThO_2) и свинца (3,5 % PbO).

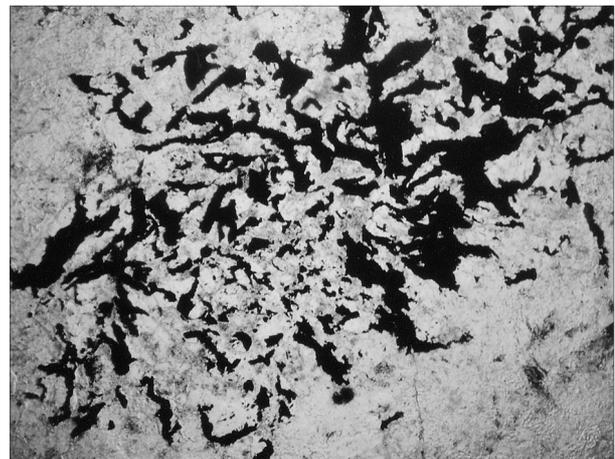


Рис. 2. Углеродисто-гранитный материал пегматита.

Фотография шлифа, ув. 60, проходящий свет.

Таблица 1.

**Микрозондовые анализы биотитов из графитсодержащих гранитоидов
и метаморфических пород участка Иркутский**

Компонент	Пр. 177/02	Пр. 166/02	Пр. 165/02	Пр. 170/02	Пр. 73/02	Пр. 71/02	Пр. 69-1/02	Пр. 400/98	Пр. 144/96	Пр. 153/96	Пр. 192/96
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	34,21	34,32	33,31	34,65	36,70	35,90	35,48	35,51	35,48	36,30	34,26
TiO ₂	3,45	3,38	2,58	3,51	4,43	4,17	3,48	2,11	3,52	3,76	2,86
Al ₂ O ₃	16,37	15,82	15,86	17,14	15,95	16,13	16,56	15,98	15,02	15,40	15,53
FeO	28,55	28,82	30,70	27,12	19,40	24,91	23,29	23,25	22,05	19,93	24,86
MnO	0,21	0,27	0,52	0,23	0,13	0,20	0,14	0,40	0,35	0,31	0,40
MgO	3,77	4,01	4,39	3,86	9,60	5,67	8,11	8,48	9,27	9,85	6,91
CaO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,10	0,05	0,07	0,10	0,08
Na ₂ O	<0,08	0,06	<0,08	<0,08	0,09	<0,08	0,09	<0,08	<0,09	<0,05	0,07
K ₂ O	9,64	9,21	7,80	9,56	9,78	9,58	8,38	9,47	9,41	9,99	9,51
H ₂ O	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50
Сумма	100,74	100,44	99,70	100,61	100,62	101,11	100,12	99,75	99,67	100,14	98,98
<i>Формульные коэффициенты (на 7 катионов)</i>											
Si, г/г	2,79	2,80	2,69	2,82	2,87	2,87	2,78	2,77	2,76	2,78	2,73
Ti	0,21	0,21	0,16	0,21	0,26	0,25	0,20	0,12	0,21	0,22	0,17
Al	1,57	1,52	1,51	1,64	1,47	1,52	1,53	1,47	1,37	1,39	1,46
Fe	1,95	1,96	2,07	1,84	1,27	1,66	1,53	1,52	1,43	1,28	1,66
Mn	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03
Mg	0,46	0,49	0,53	0,47	1,12	0,68	0,95	0,99	1,07	1,12	0,82
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K	1,00	0,96	0,80	0,99	0,98	0,98	0,84	0,94	0,93	0,98	0,97
f	81	80	80	80	53	71	62	61	57	53	67

Примечание. 1—7 — биотиты из графитсодержащих гранитов: 1—3 — из гранат-биотитовых, 4—7 — лейкократовых и пегматоидных, 8—11 — представительные анализы биотитов из гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов (8, 9) и биотитовых мигматитов (10, 11); $f = 100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$.

Таблица 2. Микрозондовые анализы гранатов из графитсодержащих гранитов участка Иркутский

Компонент	Пр. 177/02	Пр. 166/02		Пр. 165/02		Пр. 170/02		Пр. 73/02		Пр. 71/02	Пр. 69-1/02	Пр. 69/02	
		ц	к	ц	к	ц	к	ц	к			12	13
		1	2	3	4	5	6	7	8				
SiO ₂ , мас. %	36,77	37,08	36,99	36,81	36,88	36,16	36,76	37,27	37,91	36,69	37,04	37,33	37,19
TiO ₂	<0,04	0,07	0,07	0,06	0,07	0,15	0,08	<0,04	<0,04	0,32	<0,04	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	20,90	21,01	20,92	20,73	20,66	20,64	20,99	21,60	21,63	19,99	20,69	19,96	20,44
Fe ₂ O ₃	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	0,00	2,46	0,00	1,20	0,88	0,00	0,56
FeO	30,35	29,20	29,98	28,27	28,10	23,99	25,48	23,90	25,94	26,52	25,24	26,71	26,04
MnO	7,69	9,41	9,24	9,94	9,67	14,62	14,13	4,46	4,41	7,80	8,13	6,58	6,97
MgO	1,38	0,90	0,90	0,77	0,72	0,22	0,27	3,29	2,17	0,37	0,95	0,54	0,99
CaO	2,67	2,19	2,33	3,16	3,59	3,30	2,41	8,06	8,40	7,13	7,15	8,00	7,64
Сумма	100,01	99,87	100,43	99,74	99,68	99,99	100,11	101,04	100,45	100,03	100,08	99,28	99,96
<i>Формульные коэффициенты (на 12 атомов кислорода)</i>													
Si, г/г	2,99	3,02	3,00	3,01	3,01	2,97	3,00	2,93	3,00	2,99	2,99	3,04	3,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al	2,00	2,02	2,00	2,00	1,99	1,99	2,02	2,00	2,02	1,92	1,97	1,91	1,94
Fe ³⁺	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,15	0,00	0,07	0,05	0,00	0,03
Fe ²⁺	2,06	1,98	2,03	1,93	1,92	1,64	1,74	1,57	1,71	1,80	1,70	1,82	1,75
Mn	0,53	0,65	0,64	0,69	0,67	1,02	0,98	0,30	0,30	0,54	0,56	0,45	0,48
Mg	0,17	0,11	0,11	0,09	0,09	0,03	0,03	0,39	0,26	0,04	0,11	0,07	0,12
Ca	0,23	0,19	0,20	0,28	0,31	0,29	0,21	0,68	0,71	0,62	0,62	0,70	0,66
Alm, %	68,9	67,7	68,2	64,6	64,2	55,2	58,7	53,5	57,6	60,0	56,9	59,9	58,3
Py	5,6	3,7	3,7	3,1	2,9	0,9	1,1	13,2	8,6	1,5	3,8	2,2	4,0
Spes	17,7	22,1	21,3	23,0	22,4	34,1	33,0	10,1	9,9	17,9	18,6	15,0	15,8
Gros	7,1	6,5	6,8	9,2	10,5	7,7	7,1	17,9	23,9	16,9	18,2	23,0	20,1
Andr	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	5,2	0,0	3,8	2,5	0,0	1,8

Примечание. Гранаты: 1—5 — из гранат-биотитовых гранитов, 6—13 — из лейкократовых и пегматоидных гранитов; 1—7 — мыс Куличий, 8—13 — долина р. Иркут; ц — центр зерна, к — край.

Для графита из гранитов и пегматитов характерны температуры: начала выгорания 600—660 °С, максимума экзотермического эффекта 750—910 °С и конца — 890—1000 °С.

Графиты из гранитов имеют сходный изотопный состав с графитами из скарна и магнезиально-кальциевых метасоматитов, причем углерод в них обогащен тяжелым изотопом по сравнению с углеродом графитов из метаморфических пород (табл. 3). Изотопный состав последних характерен для органогенного углерода.

На диаграмме $Qu—Ab—Ort$ (рис. 3,а) составы гранат-биотитовых гранитов в основном группируются вблизи точки водонасыщенного расплава-минимума при $P_{H_2O} = 2$ кбар.

Оценка температуры расплава по концентрации Zr в гранитах [16] дает интервал значений 760—710 °С. Температура кристаллизации, рассчитанная по гранат-биотитовому геотермометру с учетом содержания Mn в гранате [17], для гранат-биотитовых гранитов составляет 770—640 °С, для лейкократового гранита — около 705 °С (пара $Gr_{центр}—Би$), а для пегматоидных гранитов — 528—553 °С. При этом температура вмещающих пород, судя по присутствию в скарнах ассоциации тремолит + кальцит + кварц, не превышала 600 °С [18], чем обусловлена относительно мелкозернистая структура жильных гранитов.

Для лейкократовых гранитов при близких к гранат-биотитовым содержаниях нормативного кварца, характерны повышенные Ort/Ab , свидетельствующие о кристаллизации лейкократовых гранитов при пониженной активности воды [19]. На это же указывает повышенная магнезиальность биотитов в лейкократовых и пегматоидных гранитах по сравнению с гранат-биотитовыми (при близкой глиноземистости слюд) [15] (см. рис. 3,б). Устойчивость алмандинового граната позволяет оценить f_{O_2} при кристаллизации расплава величиной менее 10^{-16} [20].

Таблица 3. Изотопный состав графитов из метаморфических пород, метасоматитов и гранитов Главного Саянского разлома

Номер		Порода	$\delta^{13}C_{PDB}, \%$	Место отбора
п/п	пробы			
<i>Метаморфические породы</i>				
1	54/02	Биотит-диопсидовый плаггиогнейс	-20,2	р. Иркут
2	57/02	»	-22,1	»
3	1709-3*	Кальцитовый мрамор	-24,3	р. Цаган-Угун
4	522/98	Окварцованный диопсидовый плаггиосланец	-21,2	р. Иркут
<i>Гранитоиды</i>				
5	131/02б	Гранит-лейкократовый	-12,5	р. Иркут
6	157/02	Плаггиоклазит	-10,0	»
7	69/02	Пегматоидный гранит	-8,7	»
8	1733-11*	Пегматит	-10,4	р. Архут
9	A95/95*	»	-9,1	»
<i>Метасоматиты</i>				
10	406/98	Шпинель-амфибол-клино- пироксеновый метасоматит	-7,4	р. Иркут
11	40/02	Амфиболовый метасоматит	-11,1	»
12	104/99	Гранат-шпинель-амфибол- клинопироксеновый метасоматит	-8,6	р. Мал. Белая
13	161/02	Скарн-графит-тремолит- диопсидовый на контакте с графитсодержащим гранитом	-9,4	р. Иркут
14	1708-4*	Прожилки графита в катакла- зированной плаггиоклаз- диопсидовом кристаллосланце	-1,2	р. Цаган-Угун

* Анализы выполнены в ЦНИГРИ (г. Москва) [11], остальные — в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск).

ХИМИЗМ ГРАНИТОВ

Гранат-биотитовые, лейкократовые и пегматоидные граниты характеризуются небольшим разбросом содержания SiO_2 — 71,4—75,0 %, и по соотношению $SiO_2—(Na_2O + K_2O)$ (рис. 4) относятся к гранитам, субщелочным гранитам, лейкогранитам и субщелочным лейкогранитам калиево-натриевой серии. В гранат-биотитовых гранитах содержания Na и K близки между собой ($Na_2O/K_2O = 0,8—1,1$), тогда как в лейкократовых гранитах отношение Na_2O/K_2O варьирует от 0,3 до 1,7, что обусловлено как взаимодействием расплава с карбонатными породами, так и развитием метасоматической микроклинизации, а в пегматоидных гранитах калий преобладает над натрием ($Na_2O/K_2O = 0,4—0,7$). Граниты плюмазитового состава, индекс Шенда $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$ равен 1,02—1,17, что, наряду с присутствием богатого глиноземом биотита и алмандинового граната, сближает их с гранитами S-типа [21]. В целом для рассматриваемых пород характерны низкие содержания TiO_2 , MgO , FeO^* , P_2O_5 , F и низкие или умеренные — CaO . Гранат-биотитовые граниты по сравнению с лейкократовыми и пегматоидными содержат больше MgO , MnO , меньше CaO и отличаются пониженными FeO^*/MgO (табл. 4).

Плаггиоклазиты эндоконтактных зон по химическому составу отвечают субщелочным кварцевым диоритам ($Na_2O/K_2O = 3,1—12,4$), а сиениты — щелочно-полевошпатовым кварцевым сиенитам

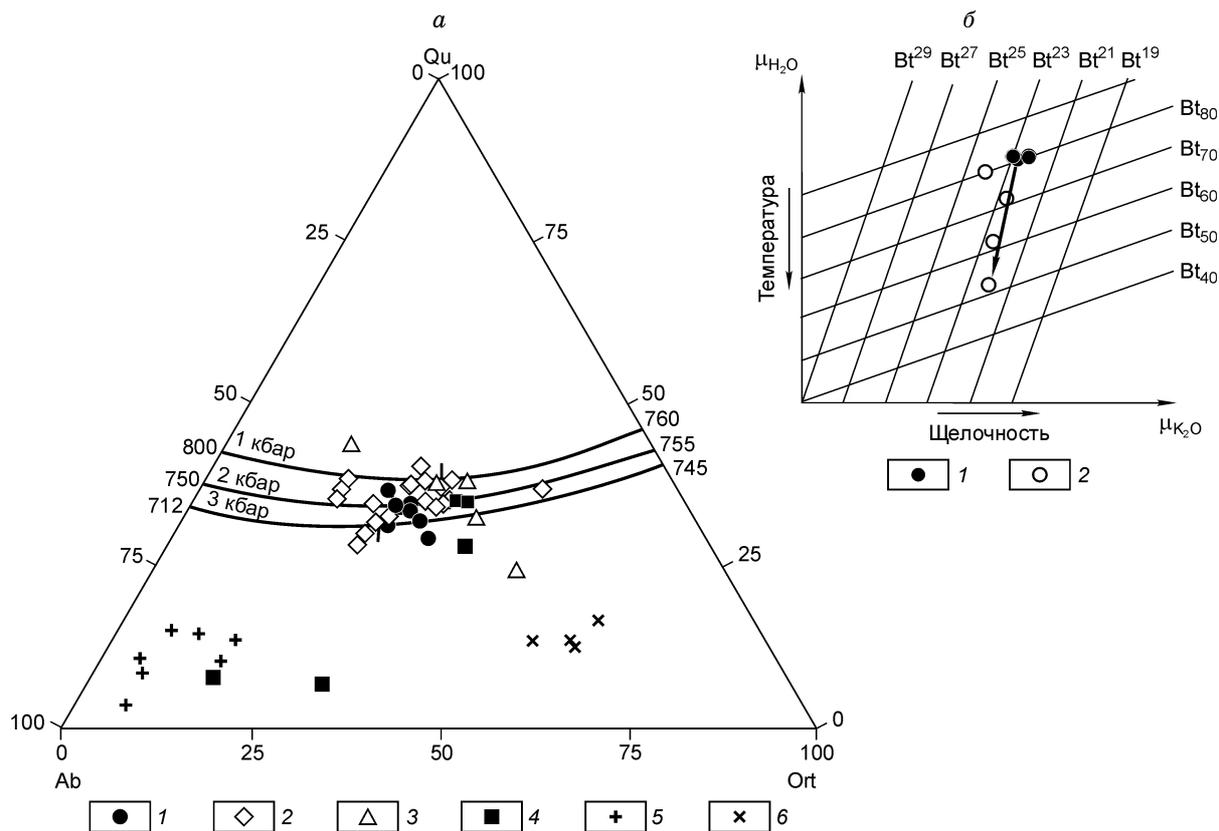
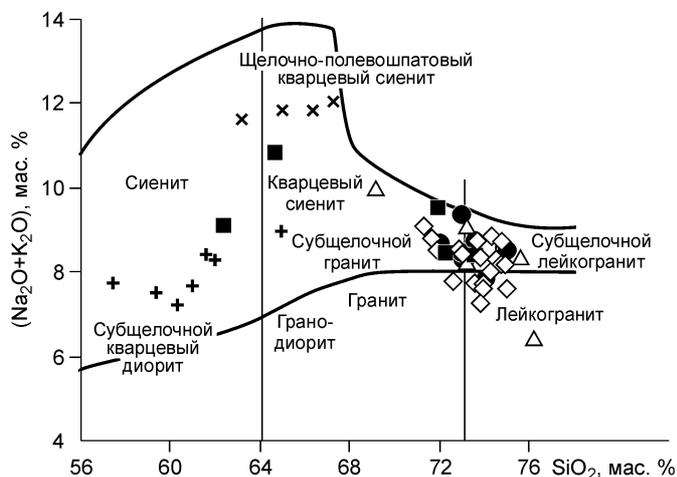


Рис. 3. Условия кристаллизации графитсодержащих гранитоидов.

a — составы гранитов на диаграмме Qu—Ab—Ort. Положение котектических линий, температурных минимумов и температуры эвтектик по данным Таттла и Боуэна [14]. 1—3 — граниты участка Иркутский: 1 — гранат-биотитовые, 2 — лейкократовые, 3 — пегматоидные; 4 — пегматиты р. Архут; 5 — плагиоклазиты; 6 — сиениты. *b* — составы биотитов из графитсодержащих гранитоидов на диаграмме $\mu_{K_2O} - \mu_{H_2O}$ [15]: 1 — биотиты из гранат-биотитовых гранитов, 2 — из лейкократовых и пегматоидных гранитов. Нижний индекс у Bt — железистость биотита $f = 100Fe/(Fe + Mg)$, верхний — глиноземистость $l = Al/(Si + Al + Fe + Mg)$.

($Na_2O/K_2O = 0,2—0,8$). Для них характерны пониженные относительно гранитов содержания SiO_2 и высокие Al_2O_3 . В сиенитах высокие содержания K_2O , а в плагиоклазитах — Na_2O и CaO (см. табл. 4).

Содержания элементарного углерода ($C_{эл}$) в наиболее графитизированных гранитоидах 0,4—4,2 мас.%, а в графит-пегматитовых прожилках достигают 40 мас.% (в табл. 4 они включены в потери при прокаливании). Силикатная часть графит-пегматитовых прожилков по соотношению SiO_2 и суммы щелочей отвечает субщелочным гранитам, лейкогранитам, кварцевым сиенитам с варьирующим



Na_2O/K_2O (0,6—3,4); индекс Шенда 1,06—1,18. Как и для гранитов, для пегматитов характерны низкие содержания P_2O_5 , F, CO_2 (см. табл. 4).

В гранитах в целом резко пониженные, по сравнению с кларками для гранитов по А.П. Виноградову [22], содержания F, Li, Ba, Sr, Zr, Zn, в меньшей мере Sn, Cu, Co, V, а в лейкократовых гранитах также Rb и Y (см. табл. 4). Несколько повышены относительно кларковых содержания Pb и Th. Для V, Cr и Cu в лейкократовых и пегматоидных грани-

Рис. 4. Соотношения $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ в графитсодержащих гранитоидах.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 4. Средние химические составы графитсодержащих гранитов, метаморфических пород и гранитов раннего тектонометаморфического цикла (в скобках — стандартное отклонение)

Компонент	Участок Иркутный								Архутный
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ , мас. %	58,32 (3,9)	69,80 (2,9)	72,20 (1,5)	73,61 (1,0)	73,60 (1,1)	73,49 (2,8)	60,97 (2,4)	65,32 (1,6)	50,61 (10,0)
TiO ₂	0,64 (0,21)	0,34 (0,16)	0,20 (0,07)	<0,02—0,11	0,07 (0,03)	0,05 (0,02)	0,07 (0,05)	0,04 (0,04)	0,05 (0,02)
Al ₂ O ₃	16,14 (1,3)	14,79 (0,7)	14,82 (0,6)	14,73 (0,3)	14,36 (0,5)	13,85 (1,1)	23,02 (1,79)	19,09 (0,86)	12,76 (2,22)
Fe ₂ O ₃	1,50 (0,76)	0,56 (0,38)	0,40 (0,26)	<0,25—0,15	0,14 (0,01)	0,13 (0,16)	0,13 (0,16)	<0,25	0,55 (0,39)
FeO	5,12 (0,84)	2,72 (1,19)	1,40 (0,68)	1,33 (0,73)	1,02 (0,31)	0,99 (0,41)	0,70 (0,52)	1,13 (2,2)	0,82 (0,28)
MnO	0,12 (0,04)	0,06 (0,06)	0,02 (0,02)	0,07 (0,03)	0,04 (0,03)	0,07 (0,08)	0,02 (0,02)	<0,01	0,01 (0)
MgO	4,08 (1,26)	1,14 (0,53)	0,45 (0,26)	0,24 (0,09)	0,07 (0,05)	0,06 (0,04)	0,25 (0,17)	0,36 (0,13)	0,21 (0,12)
CaO	6,21 (0,67)	2,19 (1,08)	1,84 (0,78)	0,80 (0,16)	1,20 (0,42)	1,27 (1,90)	4,48 (0,61)	0,67 (0,34)	1,29 (0,49)
Na ₂ O	3,48 (0,61)	3,39 (0,74)	3,67 (0,64)	4,14 (0,19)	3,91 (0,78)	3,32 (0,50)	6,78 (0,48)	2,75 (0,44)	3,33 (1,22)
K ₂ O	1,63 (0,49)	3,55 (1,60)	3,82 (1,67)	4,44 (0,45)	4,35 (1,01)	5,10 (1,76)	1,18 (0,65)	9,04 (0,51)	3,45 (1,36)
P ₂ O ₅	0,16 (0,04)	0,10 (0,05)	0,04 (0,03)	<0,03—0,04	<0,03	<0,03	0,03 (0,04)	0,03	<0,03
H ₂ O ⁻	0,19 (0,18)	0,22 (0,10)	0,19 (0,06)	0,18 (0,04)	0,15 (0,16)	0,21 (0,31)	0,22 (0,12)	0,27 (0,06)	0,04 (0,02)
П.п.п.	1,63 (0,50)	0,85 (0,15)	0,83 (0,28)	0,23 (0,11)	0,57 (0,65)	1,40 (1,11)	1,55 (1,78)	0,70 (0,07)	26,97 (11,2)
F	0,07 (0,04)	0,06 (0,03)	0,04 (0,03)	<0,03—0,04	<0,03	0,03	<0,03	0,03	<0,03
CO ₂	0,61 (0,41)	0,26 (0,21)	He опр.	He опр.	0,34 (0,24)	He опр.	0,35 (0,98)	He опр.	<0,06
Σ	99,89	100,03	99,92	99,85	99,85	99,99	99,75	99,68	100,09
Li, г/т	23 (2,3)	32 (17)	8 (3,8)	10 (7,7)	8 (4,7)	5 (2,3)	14 (7,4)	5 (1,4)	4 (2,2)
Rb	49 (21)	101 (42)	67 (26)	203 (77)	110 (60)	161 (91)	20 (16)	412 (43)	75 (23)
Sr	640 (184)	483 (375)	554 (207)	56 (19)	148 (83)	143 (62)	446 (402)	136 (49)	137 (64)
Ba	591 (285)	870 (420)	2730 (2123)	156 (129)	289 (220)	338 (247)	134 (103)	698 (408)	634 (270)
La	24 (3)	60 (35)	55 (74)	29 (8)	12 (9)	16 (13)	19 (8)	16 (16)	14 (14)
Ce	36 (14)	90 (61)	40 (43)	15 (11)	16 (8)	10 (4)	10 (6)	33 (20)	27 (25)
Pb	6 (1,6)	13 (4,4)	22 (12)	34 (6)	49 (21)	37 (25)	14 (5,6)	44 (39)	18 (14)
Sn	<1	<1	<1—3	2 (1)	<1—1,6	<1—1,7	<1—3	1	<1
Be	1 (0,6)	1,6 (1,0)	1,2 (0,7)	8 (3,6)	3,8 (2,4)	5 (3,1)	17 (4,8)	6 (4,2)	1,8 (0,5)
Co	22 (8,5)	7 (3,6)	3,7 (1,6)	<2—3	<2	<2—2,7	3	<2	<2
Ni	73 (50)	14 (5,9)	11 (5,6)	8 (5)	8 (3,4)	9 (6)	11 (10)	19 (22)	9 (3,7)
Sc	31 (14)	8 (6,2)	2,9 (1,6)	3 (0,5)	3,5 (1,6)	3,7 (3,5)	2 (0,5)	5 (1,7)	2
V	140 (54)	46 (30)	27 (23)	6 (5)	15 (20)	9 (13)	4 (2,4)	<2—44	6 (1,5)
Cr	101 (85)	29 (19)	36 (44)	7 (2,1)	32 (43)	24 (35)	8 (3,2)	7 (1,4)	7 (1,7)
Cu	34 (20)	11 (5)	16 (19)	4 (1,8)	16 (15)	9 (7)	2 (1,1)	4 (4,5)	18 (11)
Zn	55 (19)	56 (43)	<10—37	36 (15)	17 (6)	<10—33	15 (8,3)	<10	<10
Nb	9 (5)	9 (6,3)	5 (2,3)	24 (8)	13 (7)	16 (4)	22 (13)	46 (10)	<4
Zr	140 (118)	139 (44)	106 (24)	58 (33)	73 (31)	108 (12)	99 (58)	53 (41)	24 (13)
Y	19 (15)	15 (8)	15 (11)	28 (8)	16 (6)	23 (5)	26 (8)	45 (7)	8 (3,9)
Th	21 (16)	25 (11)	<9	32 (7)	14 (7)	23 (14)	<9—44	33 (15)	16 (12)
U	<10	<10	<10	<10—19	<10	<10	<10—20	<10—18	28 (13)
K _{апп}	0,46 (0,03)	0,64 (0,07)	0,69 (0,08)	0,79 (0,02)	0,78 (0,04)	0,79 (0,05)	0,54 (0,06)	0,75 (0,03)	0,72 (0,05)
FeO*/MgO	1,6 (0,3)	2,9 (0,3)	5,2 (4,3)	6,2 (3,6)	13,8 (8,9)	29,6 (25)	3,5 (3,0)	2,9 (3,1)	9,4 (8,0)
Na ₂ O/K ₂ O	2,51 (1,54)	1,23 (0,74)	1,36 (1,17)	0,94 (0,11)	0,98 (0,40)	0,79 (0,54)	7,3 (3,4)	0,3 (0,07)	1,31 (1,20)
K/Rb	310 (92)	311 (115)	471 (100)	199 (53)	375 (337)	301 (86)	720 (475)	182 (28)	376 (93)
Sr/Rb	19 (20)	3,2 (3,2)	10 (8)	0,32 (0,17)	1,7 (1,1)	1,1 (0,4)	24,5 (18)	0,33 (0,13)	2,0 (1,02)
Ba/Rb	12 (2,4)	10 (7)	42 (29)	0,90 (0,81)	3,5 (3,4)	2,2 (1,2)	8 (4,4)	1,76 (1,17)	9,1 (4,2)
Sr/Ba	1,4 (1,3)	0,32 (0,19)	0,35 (0,42)	0,48 (0,20)	0,77 (0,56)	0,72 (0,57)	4,4 (5,9)	0,23 (0,09)	0,20 (0,11)

Примечание. 1 — биотит-амфиболовые плаггиогнейсы ($n = 7$), 2 — биотитовые гнейсы ($n = 7$), 3 — биотитовые двуполошпатовые граниты раннего тектонометаморфического цикла ($n = 18$), 4—9 — графитсодержащие гранитоиды: 4 — гранат-биотитовые граниты из зональных жил мыса Куличий ($n = 8$), 5 — лейкократовые граниты ($n = 20$), 6 — пегматоидные граниты ($n = 5$), 7 — плаггиоклазиты ($n = 7$), 8 — сиениты ($n = 4$), 9 — пегматиты ($n = 5$). $K_{апп} = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ (мол. кол-во) — коэффициент аппаитности.

Таблица 5. Результаты ICP-MS определений PЗЭ, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U в графитсодержащих гранитоидах, метаморфических породах и гранитах раннего тектонометаморфического цикла

Элемент, г/т	Номер пробы														
	39/02	191/96	876/97	1737	179/02	165/02	166/02	155/02	162/02	131/02	942/97	921/97	69/02	170/02	1733-13
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
La	18,1	16,7	38,0	63,9	21,0	6,7	8,3	1,9	4,4	9,9	4,6	7,5	1,5	0,9	7,0
Ce	38,6	35,5	64,1	115,9	42,3	14,5	16,8	3,8	9,1	16,2	9,5	14,1	2,2	1,8	14,8
Pr	4,9	5,2	7,6	14,2	5,16	1,84	1,97	0,45	1,22	1,48	1,04	1,82	0,33	0,16	1,31
Nd	18,4	21,3	24,8	48,0	16,79	7,60	8,31	1,84	5,28	3,79	4,20	6,69	1,83	1,01	3,87
Sm	4,3	4,6	3,8	7,6	4,17	3,21	2,26	0,76	3,28	0,45	1,13	1,50	0,54	0,22	0,78
Eu	1,1	1,5	0,75	0,45	0,31	0,17	0,29	0,24	0,34	0,38	0,55	0,44	0,34	0,19	0,76
Gd	4,3	5,3	3,4	5,8	3,36	4,48	2,49	1,50	5,35	0,29	1,13	2,10	0,67	0,62	0,56
Tb	0,70	0,95	0,52	0,89	0,57	0,99	0,58	0,33	1,08	0,05	0,26	0,43	0,13	0,12	0,12
Dy	4,2	5,5	2,5	4,2	3,02	6,68	3,71	3,05	7,37	0,30	2,09	3,07	0,83	1,14	0,64
Ho	0,85	1,2	0,38	0,78	0,49	1,48	0,95	0,69	1,29	0,08	0,53	0,66	0,20	0,29	0,13
Er	2,7	3,5	0,81	1,9	1,19	4,88	2,98	2,70	4,30	0,20	1,72	2,44	0,58	1,21	0,44
Tm	0,40	0,59	0,15	0,29	0,23	0,83	0,57	0,49	0,65	0,06	0,24	0,41	0,11	0,20	0,07
Yb	2,5	3,4	0,59	1,5	1,05	4,67	3,15	2,16	3,30	0,30	1,59	2,91	0,74	1,51	0,60
Lu	0,38	0,53	0,09	0,26	0,16	0,77	0,48	0,27	0,46	0,04	0,24	0,50	0,10	0,22	0,12
ΣPЗЭ	101,5	105,8	147,5	265,5	99,8	58,8	52,9	20,2	47,5	33,5	28,8	44,5	10,1	9,6	31,2
TRC _с /TRY	5,3	4,0	16,4	16,1	8,9	1,4	2,5	0,8	1,0	24,4	2,7	2,6	2,0	0,8	10,6
Eu/Eu*	0,80	0,91	0,64	0,21	0,25	0,14	0,37	0,67	0,24	3,1	1,5	0,75	1,8	1,5	3,5
Y	27	34	12	19	12	43	25	18	44	3,4	20	20	3,8	7,3	5,4
Zr	22	162	131	228	96	86	48	34	3,1	66	80,2	55,6	58,7	194,3	54,7
Nb	9,8	8,9	4,6	9,1	37,4	51,2	26,6	23,0	78,6	5,8	5,2	15,1	5,5	2,6	5,1
Hf	0,87	4,6	4,0	5,4	4,7	5,2	3,3	3,0	1,7	1,8	2,3	2,3	1,6	7,9	2,3
Ta	0,93	0,50	Нпо	Нпо	6,6	15,7	1,6	0,97	14,7	Нпо	Нпо	0,57	0,59	<0,01	0,75
Th	9,3	4,3	11,1	10,1	23,2	18,7	28,5	23,1	18,1	3,6	10,9	4,3	10,4	18,0	22,1
U	2,7	1,8	0,65	4,0	9,5	16,9	11,3	11,1	18,8	1,7	1,5	5,5	0,76	21,6	34,1
Zr/Hf	25	35	33	42	20	16	15	11	2	36	35	24	38	24	24
Nb/Ta	11	18	—	—	6	3	17	24	5	—	—	27	9	—	7

Примечание. 1, 2 — метаморфические породы (плаггиогнейсы: 1 — биотит-амфиболовый, 2 — гранат-биотитовый), 3, 4 — биотитовые граниты раннего тектонометаморфического цикла, 5—15 — графитсодержащие гранитоиды: 5—9 — из зональных жил (5—7 — гранат-биотитовые граниты, 8 — плаггиоклазит, 9 — сиенит), 10—12 — лейкократовые граниты, 13, 14 — пегматоидные граниты, 15 — пегматит; Нпо — ниже предела обнаружения.

тах характерно крайне неравномерное распределение: содержания Sr варьируют от 6 до 130 г/т, V — от 2 до 55 г/т и Cu — от 2 до 68 г/т.

В плаггиоклазитах значительно повышены относительно гранитов содержания Sr и Be и понижены Rb, Pb, Zn. В сиенитах более высокие, чем в гранитах, содержания Rb, Ba, Nb, Ta и Y (см. табл. 4, 5).

Пегматиты по сравнению с гранитами имеют более высокие концентрации Ba, Cu и U (см. табл. 4), но более низкие Rb, Pb, Be, Nb, Zr, Y. Относительно кларка для гранитов пегматиты значительно обогащены только ураном. Содержание $S_{\text{общ}}$ от 20 до 370 г/т. В пегматите и концентратах графита установлены содержания Au = 0,10—0,30 г/т, Pt = 0,55—1,73 г/т и Pd = 0,04—0,14 г/т. Концентраты графита также содержат (г/т): Zn — 24—30, Cu — 18—46, Ni — 12—25, а также La — 25—28 и Ce — 50.

Для гранат-биотитовых гранитов характерны низкие K/Rb (в среднем 199), Sr/Rb (0,32), Ba/Rb (0,90), Sr/Ba (0,48). В лейкократовых и пегматоидных гранитах они несколько выше: K/Rb = 301—375, Sr/Rb = 1,1—1,7, Ba/Rb = 2,2—3,5, Sr/Ba = 0,72—0,77, а для пегматитов характерны высокие отношения Ba/Rb (9,1) и низкие Sr/Ba (0,2).

Особо следует остановиться на распределении Sr, Ba и Rb в зональных жилах. В гранат-биотитовых гранитах из центральных частей жил содержания Sr и Ba понижены, а Rb повышены по сравнению с более кальциевыми лейкократовыми и пегматоидными гранитами. Предполагается, что это — следствие взаимодействия расплава с доломитами: на контакте с ними в жилах формируется плаггиоклазитовая зона,

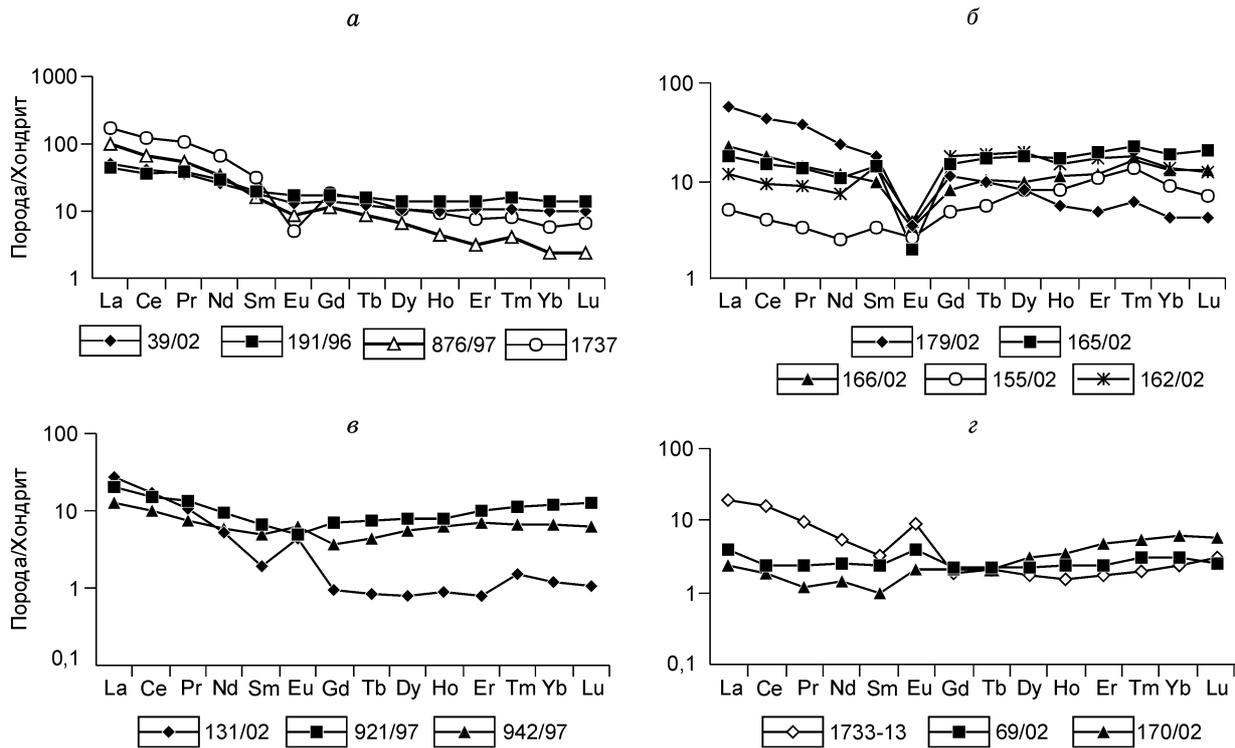


Рис. 5. Спектры РЗЭ, нормированных относительно хондрита, по [23].

a — породы раннего тектонометаморфического цикла: пр. 39/02 — биотит-амфиболовый плаггиогнейс, пр. 191/96 — гранат-биотитовый плаггиогнейс, пр. 876/97 и 1737 — биотитовые граниты; *б-з* — графитсодержащие гранитоиды: *б* — из зональных жил: пр. 179/02, 165/02, 166/02 — гранат-биотитовые граниты, пр. 155/02 — плаггиоклазит, пр. 162/02 — сиенит; *в* — лейкократовые граниты: пр. 131/02 (П.п.п. = 3,1 %), пр. 921/97 (П.п.п. = 0,5 %), пр. 942/97 (П.п.п. = 0,12 %); *з* — пегматит пр. 1733-13 (П.п.п. = 12,4 %) и пегматоидные граниты пр. 69/02 (П.п.п. = 3,1 %), пр. 170/02 (П.п.п. = 0,4 %).

резко обогащенная Са и Sr и обедненная Rb, а на некотором удалении от контакта, куда „отжимается“ калий, промежуточная сиенитовая зона, обогащенная Ba; расплав в центре жил при этом обедняется Са, Sr и Ba и обогащается Rb, соответственно снижаются Sr/Rb, Sr/Ba, K/Rb и Ba/Rb (см. табл. 4). При этом зональность в жилах возникает, по-видимому, только при кристаллизации расплава в относительно спокойной тектонической обстановке. Если сиенитовая зона в жилах не формируется, следствием расширения поля кристаллизации плаггиоклаза в расплаве на контакте с доломитами является накопление калия во флюидной фазе, что приводит к постмагматической микроклинизации как в самих жилах, так и на контакте с ними. По-видимому, этим обусловлены широкие вариации отношения Na_2O/K_2O в лейкократовых гранитах.

Суммарные содержания РЗЭ в гранитоидах невысокие — 10—100 г/т, в основном до 60 г/т, с тенденцией к снижению от гранат-биотитовых к пегматоидным гранитам (см. табл. 5). В зональных жилах проявлено обеднение редкоземельными элементами и особенно легкими лантаноидами эндоконтактной плаггиоклазитовой зоны ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 0,8$), тогда как отдельные пробы гранат-биотитовых гранитов из центра жил, напротив, показывают высокое суммарное содержание РЗЭ и значительное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 8,9$). Для других проб гранат-биотитовых гранитов характерны небольшие превышения содержаний легких лантаноидов над тяжелыми ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 1,4—2,5$), а для всех пород из зональных жил — наличие на спектрах распределения РЗЭ, нормированных относительно хондрита [23], отчетливой отрицательной европиевой аномалии (рис. 5, табл. 6), особенно резкой в гранитах и сиените и умеренной в плаггиоклазите, отражающей высокую степень фракционирования плаггиоклаза в исходном расплаве.

В лейкократовых и пегматоидных гранитах понижены относительно гранат-биотитовых гранитов концентрации как легких, так и тяжелых РЗЭ. Для этих гранитов характерны в основном слабовогнутые спектры распределения РЗЭ, со слабым или умеренным фракционированием как между крайними членами ряда, так и среди легких и тяжелых лантаноидов ($(La/Yb)_N = 1,4—1,9$, $(Ce/Sm)_N = 1—2,3$, $(Gd/Yb)_N = 0,6—0,7$), либо с обогащением тяжелыми лантаноидами ($(La/Yb)_N = 0,4$, $(Ce/Sm)_N = 1,9$, $(Gd/Yb)_N = 0,34$). Наряду с этим, в лейкократовых гранитах и пегматитах с обильным графитом (пр. 131/02, 1733-13)

Таблица 6. Результаты Rb-Sr изотопного анализа гранат-биотитовых гранитов из зоны Главного Саянского разлома

Номер пробы	[Rb]	[Sr]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
179/02	309,6	95,5	9,42	0,75129	0,00003
180/02	319,5	55,1	16,91	0,78561	0,00005
186/02	291,2	47,6	17,82	0,78920	0,00215
183/02	263,2	118,7	6,43	0,73603	0,00013
166/02	239,4	64,2	10,84	0,75712	0,00002
188/02	286,4	58,7	14,21	0,77320	0,00029

Примечание. Изотопные отношения стронция нормированы по $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Таблица 7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева полевого шпата пр. 69-1/02

Температура, °C	Продолжительность, мин	^{40}Ar , нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$
500	10	$29,2 \cdot 10^{-9}$	22,61	0,019	0,039	0,0080	0,140	0,8	198,1 \pm 4,8
500	20	$12,0 \cdot 10^{-9}$	16,24	0,014	0,040	0,0038	0,143	1,2	149,8 \pm 4,8
550	10	$20,7 \cdot 10^{-9}$	17,61	0,015	0,060	0,0034	0,215	1,9	164,0 \pm 3,1
550	20	$14,4 \cdot 10^{-9}$	16,55	0,015	0,046	0,0028	0,166	2,4	155,6 \pm 4,3
600	10	$21,8 \cdot 10^{-9}$	17,19	0,015	0,081	0,0024	0,293	3,2	162,9 \pm 4,0
600	30	$25,5 \cdot 10^{-9}$	17,07	0,016	0,071	0,0033	0,256	4,1	159,2 \pm 3,4
650	10	$22,6 \cdot 10^{-9}$	17,85	0,016	0,004	0,0012	0,016	4,8	172,6 \pm 3,2
650	20	$20,5 \cdot 10^{-9}$	17,49	0,014	0,031	0,0030	0,112	5,5	164,2 \pm 4,6
650	25	$20,1 \cdot 10^{-9}$	17,56	0,017	0,055	0,0017	0,196	6,2	168,3 \pm 3,6
700	10	$17,5 \cdot 10^{-9}$	18,28	0,015	0,049	0,0023	0,178	6,8	173,5 \pm 4,9
700	20	$17,6 \cdot 10^{-9}$	18,00	0,015	0,023	0,0027	0,083	7,4	169,7 \pm 3,7
750	10	$24,9 \cdot 10^{-9}$	18,82	0,015	0,008	0,0042	0,028	8,2	173,2 \pm 4,2
800	10	$32,9 \cdot 10^{-9}$	19,63	0,017	0,114	0,0054	0,410	9,2	177,5 \pm 3,1
850	10	$42,4 \cdot 10^{-9}$	20,26	0,016	0,020	0,0042	0,073	10,4	186,7 \pm 3,2
900	10	$62,4 \cdot 10^{-9}$	20,52	0,016	0,053	0,0048	0,191	12,2	187,6 \pm 3,9
925	10	$51,7 \cdot 10^{-9}$	20,63	0,016	0,043	0,0057	0,154	13,7	186,0 \pm 3,8
950	10	$70,6 \cdot 10^{-9}$	20,95	0,016	0,031	0,0081	0,111	15,7	182,3 \pm 3,6
975	10	$88,5 \cdot 10^{-9}$	21,16	0,016	0,009	0,0082	0,032	18,2	184,2 \pm 3,4
1000	10	$131 \cdot 10^{-9}$	21,15	0,016	0,010	0,0074	0,036	21,9	186,3 \pm 3,1
1025	10	$149 \cdot 10^{-9}$	20,91	0,017	0,007	0,0074	0,024	26,2	184,0 \pm 3,1
1050	10	$55,8 \cdot 10^{-9}$	21,01	0,017	0,036	0,0067	0,128	27,8	186,9 \pm 3,3
1100	10	$385 \cdot 10^{-9}$	20,82	0,017	0,015	0,0069	0,054	45,0	184,6 \pm 3,0
1150	10	$493 \cdot 10^{-9}$	20,84	0,016	0,016	0,0054	0,059	67,7	188,9 \pm 3,0
1200	10	$654 \cdot 10^{-9}$	20,63	0,016	0,013	0,0046	0,048	92,1	189,0 \pm 3,1
1250	10	$222 \cdot 10^{-9}$	21,58	0,016	0,007	0,0038	0,026	100,0	199,9 \pm 3,4

Примечание. Средний взвешенный возраст плато (850—1200 °C) = 186,1 \pm 3,0 млн лет (включая J). Интегральный возраст 186,0 \pm 2,7 млн лет (включая J).

отмечается обогащение легкими РЗЭ ($\text{TR}_{\text{Ce}}/\text{TR}_{\text{Y}} = 11—24$). Для них характерны наклонные вправо спектры РЗЭ с сильно проявленной дифференциацией среди легких и слабой среди тяжелых членов ряда ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 8—22,3$, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 4,6—8,6$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0,8$). Особенностью лейкократовых и пегматоидных гранитов является преобладание на спектрах РЗЭ европейского максимума или слабый европейский минимум. При этом отношение Eu/Eu^* наиболее повышено в лейкократовых гранитах и пегматите с высокими содержаниями $\text{C}_{\text{дл}}$ (см. рис. 5 и табл. 5), что позволяет рассматривать в качестве вероятной причины аномального поведения европия восстановительный флюидный режим кристаллизации гранитов [24].

РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr И ^{40}Ar - ^{39}Ar ДАТИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ

Для Rb/Sr изотопных исследований были опробованы граниты Иркутского участка (см. рис. 1,б), слагающие на отрезке протяженностью около 20 м мыса Куличий несколько субпараллельных наклонных жил мощностью до 1,5 м среди доломитовых мраморов и мелкозернистых биотитовых и биотит-амфиболовых blastsмилонитов. Образцы отбирались из трех жил, поскольку жилы дифференцированы, то пробоотбор осуществлялся из их центральных частей, сложенных собственно гранитами.

По 6 образцам гранитов получена изохрона, наклон которой отвечает возрасту 334 ± 14 млн лет при начальном изотопном отношении стронция $0,7058 \pm 41$, СКВО = 4 (рис. 6). Несколько повышенный разброс точек может быть обусловлен двумя факторами. Исследовались маломощные жилы, внедрявшиеся в метаморфические породы, что могло привести к первичной изотопной неоднородности гранитоидов вследствие контаминации гранитного расплава. С другой стороны, наложенный низкотемпературный метаморфизм также мог привести в частичному нарушению Rb-Sr изотопной системы гранитов.

Кроме того, было предпринято датирование ^{40}Ar - ^{39}Ar методом калиевого полевого шпата из графитсодержащего пегматоидного гранита пр. 69-1/02 (см. рис. 1,б). С целью учета влияния избыточного радиогенного аргона, выделяющегося при декрипитизации флюидных включений в низкотемпературной части спектра, была использована предложенная Т.М. Харрисоном с соавторами [25] методика, основанная на повторном прогреве для температур ниже 700°C . Результаты ступенчатого прогрева полевого шпата представлены в табл. 7 и на рис. 7, откуда видно, что в спектре после лестницы вверх наблюдается плато с возрастом 186 ± 3 млн лет. Для объяснения полученных результатов возможны два варианта. Поскольку полевые шпаты характеризуются относительно низкой устойчивостью радиогенного аргона, их датировка может отражать момент эксгумации рассматриваемых пород с глубины, на которой происходило их формирование, к поверхности, что сопровождалось проявлением в зоне разлома постгранитных деформаций [9]. В то же время нельзя исключать и наличия в зоне разлома более молодых графитсодержащих пегматитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По своему петрографическому составу и условиям залегания изученные графитсодержащие граниты юго-восточной части Главного Саянского разлома соответствуют выделяемым А.Г. Владимировым с коллегами стресс-гранитам [5, 26]. Графитсодержащие граниты отчетливо отличаются от гранитов раннего тектонометаморфического цикла более низкими $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, пониженными Ba/Rb, повышенными апгаитностью, Rb/Sr, Rb/Zr, содержаниями Nb, Th, Be, Rb, Pb и пониженными Sr, Ba, Zr, La, Ce, V (см. табл. 4, рис. 8). Это позволяет выделять их в самостоятельный интрузивный комплекс умеренных глубин, формирование которого было связано со сдвиговыми деформациями на границе Сибирского кратона и

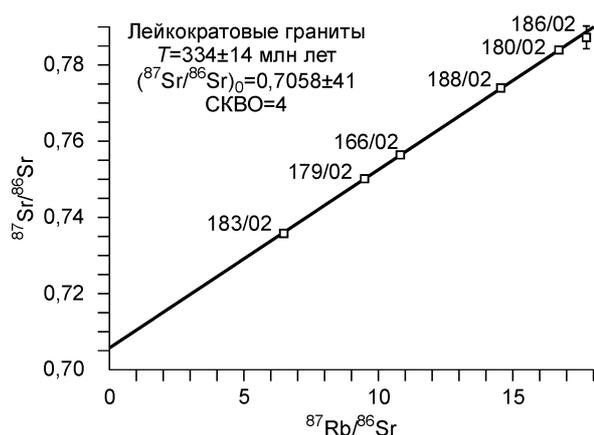


Рис. 6. Rb—Sr диаграмма для гранат-биотитовых гранитов зоны Главного Саянского разлома.

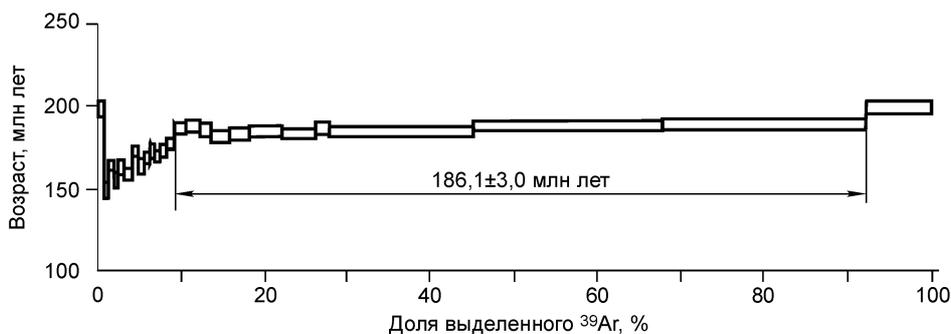


Рис. 7. ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастной спектр для калиевого полевого шпата из графитсодержащего пегматоидного гранита (пр. 69-1/02).

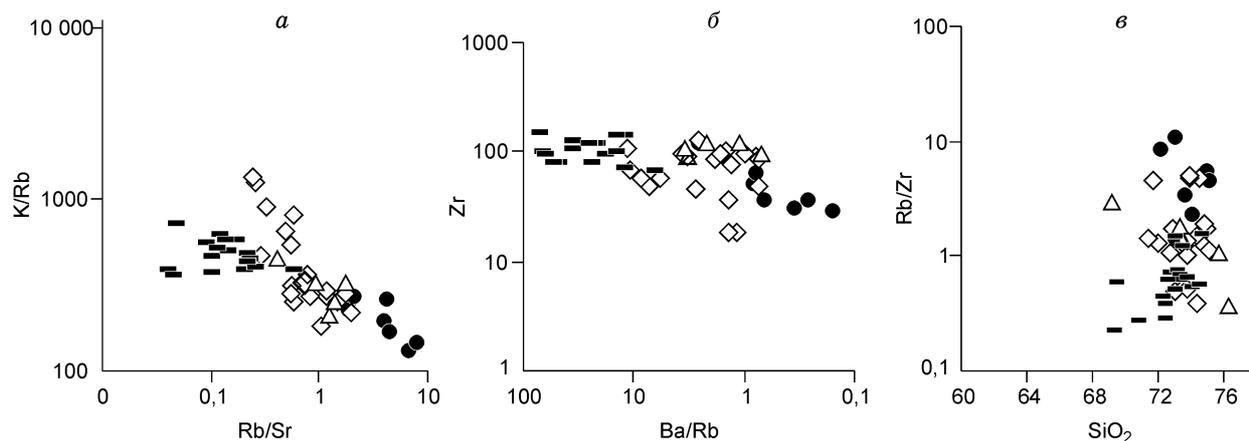


Рис. 8. Соотношения (K/Rb)—(Rb/Sr) (а), Zr—(Ba/Rb) (б), (Rb/Zr)—SiO₂ (в) в графитосодержащих гранитоидах и биотитовых гранитах раннего тектонометаморфического цикла (залитый прямоугольник).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

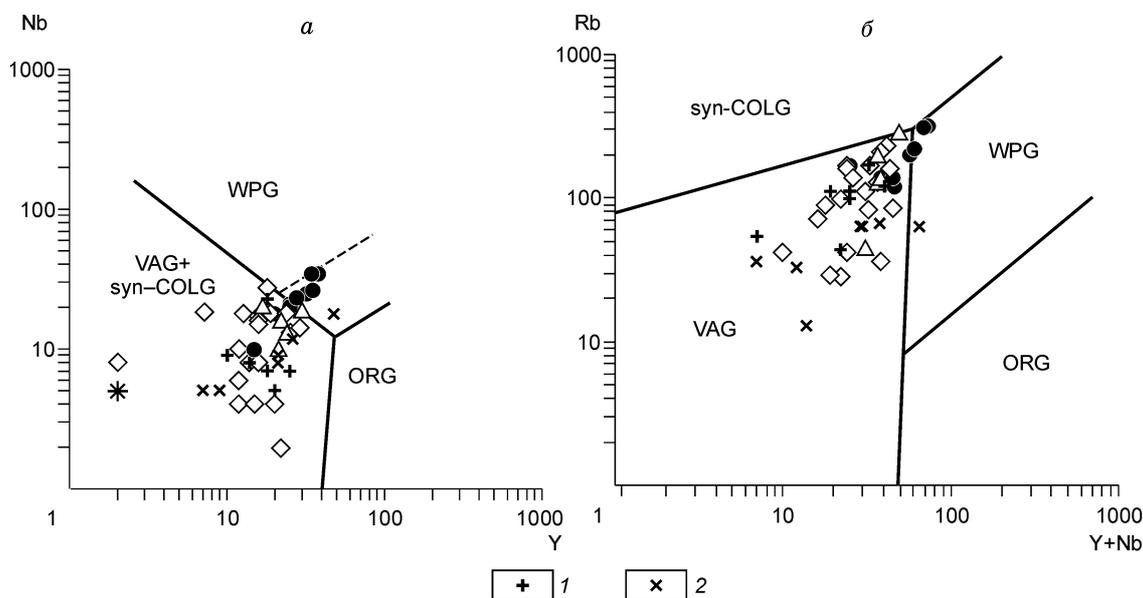


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы Nb—Y (а) и Rb—(Y + Nb) (б) для гранитов, по [28].

1 — биотитовые гнейсы, 2 — биотит-амфиболовые плагиогнейсы. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

складчатого пояса в раннем карбоне, спустя примерно 150 млн лет после гранулитового метаморфизма в складчатом обрамлении [6], и происходило при участии обогащенного углеродом восстановленного флюида.

Можно предполагать, что субстратом для выплавления гранитов служили развитые в зоне разлома биотитовые гнейсы, в пользу чего свидетельствует сходство составов биотитов из метаморфических пород и гранитов при несколько более высокой железистости слюд в последних (см. табл. 1). При этом сопоставление редкоэлементного состава графитосодержащих гранитов со средними составами гнейсов и гранитов раннего тектонометаморфического цикла позволяет предполагать дополнительный привнос в расплав восстановленным флюидом K, Rb, Pb, Be, Nb, Th, Ta (см. табл. 4, 5), содержания которых в графитосодержащих гранитах в 1,5—6,5 раза превышают таковые в более ранних гранитах. В то же время очевидно, что привнос этот был ограниченным, поскольку концентрации большинства гранитофильных элементов [27] в графитосодержащих гранитах ниже кларковых или околокларковые, и, вероятно, именно унаследованностью геохимических особенностей субстрата обусловлена локализация стресс-гранитов на дискриминационных диаграммах [28] в поле гранитов вулканических дуг (рис. 9).

Низкие содержания Sr и Ba и широкие вариации K/Rb, Rb/Sr, Ba/Rb позволяют рассматривать гранат-биотитовые, лейкократовые и пегматоидные граниты как продукты кристаллизационной дифференциации более крупного очага кислого расплава, эволюционировавшего в сторону увеличения активности калия (снижение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$), уменьшения активности сильного основания магния (рост FeO^*/MgO) и снижения активности воды при одновременном накоплении в расплаве соединений углерода. Кристаллизация графитсодержащих пегматитов происходила из остаточного расплава, наиболее обогащенного летучими. Наблюдаемые в пегматитах сростки-скопления графита с альбитом, корродирующие кварц, позволяют предполагать, что происходила ликвация расплава на собственно алюмосиликатный расплав и более низкотемпературный водно-щелочно-алюмосиликатный расплав (расплав-раствор), содержащий в большом количестве соединения углерода, из которых кристаллизовался графит [29, 30]. Особенностью наиболее богатых графитом пегматитов является обедненность их по сравнению с гранитами Rb, Be, Sn, Nb и Ta-элементами, обычно образующими устойчивые соединения с летучими, что, в частности, связано, вероятно, с низкой активностью F в расплаве. В то же время в остаточном высокоуглеродистом расплаве проявлена тенденция к накоплению халькофильных и сидерофильных элементов — Au, Pt, Pd, Cu, Ni, а также U и относительному обогащению легкими РЗЭ. Последнее сближает богатые графитом пегматиты с уран-редкоземельными, формирование которых происходит при участии флюидов с высоким содержанием CO_2 и низким — воды [31].

В качестве источника углерода для графита из магматических пород и жил чаще всего предполагается органическое вещество метаморфических пород, а вариации изотопного состава углерода в новообразованном графите связывают с изотопным фракционированием в системе $\text{C}-\text{CO}_2-\text{CH}_4(\text{H}_2\text{O})$ [3, 32, 33], изотопным обменом с карбонатными породами [34], смешением органического материала и мантийного углерода или участием мантийных эманаций [35—37]. Присутствие графита в метаморфических породах слюдянской и хангарульской серий в зоне Главного Саянского разлома, с одной стороны, и широкое развитие в разрезе карбонатных пород с другой [10], также позволяют рассматривать в качестве возможного источника углерода во флюиде, при участии которого происходили выплавление и кристаллизация гранитов, графит метаморфических пород, предполагая в то же время изотопный обмен с более тяжелым углеродом карбонатных пород с близким к нулю значением $\delta^{13}\text{C}$. В то же время приуроченность графитсодержащих гранитов к зоне глубинного разлома, пространственная ассоциация с графитсодержащими магнезиально-кальциевыми метасоматитами, сходство изотопного состава углерода из гранитов и метасоматитов Главного Саянского разлома с таковым из стресс-гранитов и магнезиально-кальциевых метасоматитов Чернорудско-Баракчинской тектонической зоны в Западном Прибайкалье, также входящей в систему глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы и характеризующейся аномальной графитизацией [4], не исключает вероятности участия в выплавлении гранитов мантийного флюида, который мог являться теплоносителем [38].

Полученные Rb-Sr методом значения возраста для графитсодержащих гранитов юго-восточной части Главного Саянского разлома близки к значениям возраста Харагульского массива редкометалльных гранитов в хр. Хамар-Дабан (южный борт оз. Байкал) [39] — 318 ± 7 млн лет, Хушагольского массива в юго-восточной части Восточного Саяна — 319 ± 9 млн лет [40], а также к возрастам, полученным для ранних стадий формирования на восточном берегу оз. Байкал крупнейшего Ангаро-Витимского батолита — около 330 млн лет [41]. Авторами статьи [41] показано, что на протяжении, по крайней мере, второй половины карбона (с 340—330 до 285 млн лет) литосфера в районе развития Ангаро-Витимского батолита находилась под постоянным тепловым и вещественным воздействием подлитосферного мантийного плюма. Можно предполагать, что влиянием этого плюма обусловлены деформации и термальное воздействие на породы в юго-восточной части Главного Саянского разлома и выплавление здесь графитсодержащих гранитов и пегматитов.

ВЫВОДЫ

1. Rb-Sr датирование жильных лейкократовых графитсодержащих гранитов в юго-восточной части Главного Саянского разлома (334 ± 14 млн лет) свидетельствует о проявлении раннекарбонатового этапа гранитообразования на границе Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и слюдянского кристаллического комплекса, связанного со сдвиговыми деформациями в зоне краевого шва.

2. Графитсодержащие граниты представляют собой продукты кристаллизации перемещенных порций относительно низкотемпературного ($760-710$ °C) расплава пониженной щелочности в условиях умеренных глубин: $P_{\text{H}_2\text{O}}$ при кристаллизации наиболее водонасыщенных гранат-биотитовых гранитов составляло около 2 кбар; температура вмещающих пород около $570-600$ °C.

3. Для графитсодержащих гранитов характерны низкие содержания: TiO_2 , MgO, FeO^* , P_2O_5 , F, низкие—умеренные CaO, значительно пониженные по сравнению с кларками для гранитов [22] F, Li, Ba, Sr, Zr, Zn, для лейкократовых и пегматоидных гранитов также Rb и Y; низкие Ba/Rb и Sr/Rb

(соответственно 0,9—3,5 и 0,3—1,7) и повышенные K/Rb (199—375); низкие содержания РЗЭ в целом, обедненность легкими лантаноидами, наличие на спектрах РЗЭ как отрицательных, так и положительных европиевых аномалий.

4. Геохимические особенности позволяют рассматривать графитосодержащие граниты как продукты кристаллизационной дифференциации более крупного очага кислого расплава. При этом от ранних к более поздним дифференциатам отмечаются снижение содержаний Be, Li, Rb, Nb, Zn, РЗЭ, сохранение примерно на одном уровне содержаний элементов группы железа и Cu и некоторое увеличение содержаний Ba, Sr, Cr, Zr. В остаточном высокоуглеродистом расплаве проявлена тенденция к концентрированию Au, Pt, Pd, Cu, Ni, а также U и относительному обогащению TR_{Ce}.

5. Выплавление гранитов не сопровождалось значительным дополнительным флюидным привнесом гранитофильных элементов. Последний вероятен для K, Rb, Be, Nb, Th, Pb, Ta.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 03-05-64781, 02-05-64455, 02-05-64961).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Минералы:** Справочник, Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960, 617 с.
2. **Новгородова М.И.** Самородные металлы в гидротермальных рудах. М., Наука, 1983, 287 с.
3. **Duke E.F., Rumble D., III.** Textural and isotopic variations in graphite from plutonic rocks, South-Central New Hampshire // *Contr. Miner. Petrol.*, 1986, v. 93, p. 409—419.
4. **Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заири Н.М.** Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38, № 3, с. 661—666.
5. **Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др.** Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 3, с. 398—413.
6. **Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З и др.** О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.
7. **Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.** Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // *Докл. РАН*, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.
8. **Геология и метаморфизм Восточного Саяна.** Новосибирск, Наука, 1988, 192 с.
9. **Васильев Е.П.** Главный Саянский разлом // Путеводитель геологической экскурсии 8 совещания рабочей группы 4.3 „Деформации и метаморфизм горных пород“. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1983, с. 46—55.
10. **Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А.** Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск, Наука, 1981, 196 с.
11. **Савельева В.Б.** Кремнещелочной метасоматоз и гранитоидный магматизм в зоне Главного Саянского разлома // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 3, с. 409—426.
12. **Солоненко В.П.** Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1951, 384 с.
13. **Маракушев А.А., Тарарин И.А.** О минералогических критериях щелочности гранитоидов // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1965, № 3, с. 20—38.
14. **Мигматиты** / Ред. Дж.Р. Эшуорт. М., Мир, 1988, 344 с.
15. **Иванов В.С.** О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки) // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1970, № 7, с. 20—30.
16. **Watt G.R., Harley S.L.** Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 550—566.
17. **Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К.** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М., Мир, 1983, 197 с.
18. **Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1979, 328 с.
19. **Ebady A., Johannes W.** Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz—Ab—Ort—H₂O—CO₂ // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 106, p. 286—295.
20. **Hsu L.C.** Selected phase relationships in the system Al—Mn—Fe—Si—O; a model for garnet equilibria // *J.Petrol.*, 1968, v. 9, p. 40—83.
21. **Chappell B.W., White A.J.R.** Two contrasting granite types // *Pacif. Geol.*, 1974, v. 8, p. 173—174.
22. **Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.

23. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора : ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
24. **Терехов Е.Н.** К проблеме происхождения кислых пород с положительной европиевой аномалией — индикаторов процессов растяжения (восточная часть Балтийского щита) // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 5, с. 675—679.
25. **Harrison T.M., Heizler M.T., Lovera O.M. et al.** A chlorine disinfectant for excess argon released from K-feldspar during step heating // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 123, p. 95—104.
26. **Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н.** Два типа синметаморфических гранитов в коллизионных обстановках // Докл. РАН, 1996, т. 348, № 1, с. 85—88.
27. **Козлов В.Д.** Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 1985, 304 с.
28. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25, № 4, p. 956—983.
29. **Власов К.А.** Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 1, с. 8—29.
30. **Глюк Д.С., Шмакин Б.М.** Роль ликвационной дифференциации в пегматитовом процессе // Геохимия, 1986, № 4, с. 445—457.
31. **Макагон В.М., Шмакин Б.М.** Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск, Наука, 1988, 210 с.
32. **Галимов Э.М.** Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973, 384 с.
33. **Rumble D., III, Hoering T.C.** Carbon isotope geochemistry of graphite vein deposits from New Hampshire, USA. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1986, v. 50, p. 1239—1247.
34. **Weis P.L., Friedman I., Gleason J.P.** The origin of epigenetic graphite: evidence from isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, v. 45, p. 2325—2332.
35. **Luque F.J., Pasteris J.D., Wopenka B. et al.** Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation // Amer. J. Sci., 1998, v. 298, p. 471—498.
36. **Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Носик Л.П.** К вопросу об изотопном составе углерода графитов // Геохимия, 1983, № 12, с. 1681—1687.
37. **Luque F.J., Rodas M., Galan E.** Graphite vein mineralization in the ultramafic rocks of southern Spain: mineralogy and genetic relationships // Miner. Deposita, 1992, v. 27, p. 226—233.
38. **Летников Ф.А.** Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1262—1269.
39. **Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др.** Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.
40. **Рассказов С.В., Масловская М.Н., Меньшагин Ю.В. и др.** Позднепалеозойский щелочной и субщелочной гранитоидный магматизм Окинской зоны Восточного Саяна: соотношения с метаморфизмом Ильчирской зоны // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза (Матер. II российской конференции по изотопной геохронологии). СПб., 2003, с. 387—391.
41. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, с. 18—32.

*Рекомендована к печати 20 июля 2005 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 24 июня 2004 г.,
после доработки — 14 мая 2005 г.*