

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ НЕЯСНОГО ГЕНЕЗИСА В ИЛЬЧИРСКОМ ОФИОЛИТОВОМ ПОЯСЕ (*Восточный Саян*)

А.Г. Миронов, С.М. Жмодик*

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Установлены и описаны высококалиевые породы среди гипербазитов Ильчирского офиолитового покрова. Штоко- и силлообразные тела сложены полнокристаллическими, иногда порфировидными породами от зеленовато- до темно-серого цвета. Выделяются три разновидности: альбитизированные монзонитоиды (мас. %): SiO_2 — 53,2—53,8; Al_2O_3 — 14,6—14,9; MgO — 3,3—8,3; Na_2O — 5,0—5,9; K_2O — 0,05—0,1; сиениты (ортоклазиты) (мас. %): SiO_2 — 63,0—66,1; Al_2O_3 — 17,2—18,6; Na_2O — 0,2—3,1; K_2O — 8,2—16,7; граносиениты (мас. %): SiO_2 — 71,5—77,3; Al_2O_3 — 11,5—13,5; Na_2O — 0,1—1,72; K_2O — 9,2—10,7. Наиболее высококалиевые разновидности сложены аллотриоморфными зернами пертитов, антипертитов калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза. В небольших количествах (1—5 об. %) присутствуют биотит, амфибол, хлорит. Породы значительно изменены вплоть до бластокатаклизмов с полевошпатовой основной массой. Наряду с интенсивным катаклизмом и псевдопорфировостью (порфирокласты) характерной чертой является обуглероженность КППШ и плагиоклаза, сохраняющихся в реликтах в виде порфирокластов. Новообразования КППШ, альбита и темноцветов не имеют облаковидной пигментации углеродистым веществом. Высококалиевые породы отличаются повышенными содержаниями Ba, Rb, а также отчетливым Eu минимумом на графике распределения РЗЭ. По данным Rb-Sr метода, возраст высококалиевых пород 419 ± 30 млн лет с величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7061 \pm 0,0021$, близкий, скорее всего, к возрасту последнего метаморфизма. Косвенные данные указывают на возможность формирования первичных высококалиевых пород в островодужной обстановке и, возможно, во фронтальной части островных дуг.

Офиолиты, высококалиевые породы, углеродизация, метасоматоз, катаклиз, милонитизация.

HIGH-POTASSIUM ROCKS IN THE IL'CHIR OPHIOLITE BELT (*East Sayan*)

A.G. Mironov and S.M. Zhmodik

High-potassium rocks have been found among ultrabasites of the Il'chir ophiolite nappe. Stock- and sill-like bodies are composed of greenish-gray to dark-gray holocrystalline (sometimes, porphyritic) rocks. Three rock varieties are recognized: albitized monzonitoids (wt. %): SiO_2 — 53.2–53.8; Al_2O_3 — 14.6–14.9; MgO — 3.3–8.3; Na_2O — 5.0–5.9; and K_2O — 0.05–0.1; syenites (orthoclases) (wt. %): SiO_2 — 63.0–66.1; Al_2O_3 — 17.2–18.6; Na_2O — 0.2–3.1; and K_2O — 8.2–16.7; granosyenites (wt. %): SiO_2 — 71.5–77.3; Al_2O_3 — 11.5–13.5; Na_2O — 0.1–1.72, and K_2O — 9.2–10.7. The K-richest varieties are composed of allotriomorphic grains of perthites, K-feldspar antiperthites, and, sometimes, plagioclase. Biotite, amphibole, and chlorite occur in small amounts (1–5 vol. %). The rocks are strongly altered to blastocataclases with a feldspathic groundmass. Along with intense shearing and pseudoporphyritic texture (porphyroclasts), a distinctive feature of K-feldspar and plagioclase preserved as porphyroclasts in relics is their carbonization. Neogenic K-feldspar, albite, and dark-colored minerals lack cloud-like carbon pigmentation. Potassium-rich rocks have high contents of Ba and Rb and show a distinct Eu minimum on their REE patterns. According to Rb-Sr dating, these rocks have an age of 419 ± 30 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7061 \pm 0.0021$), which is, most likely, close to the age of the last metamorphism. Indirect data evidence that primary island-arc rocks might have formed in island-arc setting, possibly, in the frontal part of island arcs.

Ophiolites, high-potassium rocks, carbonization, metasomatism, shearing, mylonitization

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы щелочно-сиенитового и нефелин-сиенитового рядов в юго-восточной части Восточного Саяна хорошо известны и давно описаны. Это касается, прежде всего, Ботогольского, Хушагольского и более мелких массивов, встречающихся среди карбонатных и терригенных пород иркутской, дабанжалгинской и некоторых других свит [1, 2]. Что касается офиолитовых ассоциаций, образующих две ветви Ильчирского пояса, то здесь, как показано Н.Л. Добрецовым, Е.В. Скляровым и др. [3], распространены преимущественно породы ультраосновного и основного составов, слагающие отдельные чешуи (пластины) в пределах пояса. Метабазиты и гипербазиты прорваны мелкими телами диоритов и плагиогранитов островодужного типа, гранитоидами сумсунурского и более поздних комплексов. Щелочные породы в пределах пояса не отмечались, за исключением калий-натриевых метасоматитов и альбититов, образующих зональные тела вблизи нефритовых тел [4].

В целом щелочные породы не характерны для офиолитов как реликтов океанической коры, сложенной толеитовыми базальтами, кремнистыми осадками, реститовыми и кумулятивными комплексами ультраосновного состава. Известны только исключения, связанные с наличием специфических щелочных пород (тылаитов) в офиолитах Урала, или щелочно-базитовых ассоциаций гайотов, находящихся иногда в пределах единых блоков с океаническими и островодужными террейнами [5, 6].

Нами при изучении в последние годы рудоносности офиолитовых комплексов Восточного Саяна среди серпентинизированных гипербазитов установлены породы неясного генезиса, содержание K_2O в которых достигает 15—16 мас.%.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Проявления щелочных пород выявлены в восточной части Оспино-Китойской гипербазитовой пластины в левобережной части р. Горлык-Гол. Здесь они сначала были установлены в 1989 г., описаны и закартированы В.А. Митюхиным как силловые тела в верхнем течении р. Борто-Гол под названием трахиандезитов и трахиандезитобазальтов, а затем обнаружены нами в правобережье среднего течения р. Хуша-Гол и в районе горы Аюшеева (левый борт р. Горлык-Гол) (рис. 1). Возможно, распространены они значительно шире, поскольку встречаются в виде развалов мелких тел, не отображаемых в масштабе карт.

Формы залегания тел щелочных пород из-за широкого распространения делювиальных свалов трудно установить, хотя в ряде случаев даже по свалам фиксируется штокообразная и силлообразная форма в гипербазитах и на контакте гипербазитов и сланцев ильчирской свиты. Вблизи контактов в сланцах наблюдается слабое ороговикование и окварцевание, серпентиниты амфиболизированы, иногда оталькованы. Размеры тел колеблются от первых до сотен метров. Сложены они полнокристаллическими, иногда порфирированными, от мелко- до среднезернистыми породами серого, зеленовато-серого до темно-серого цвета. Окраска во многом обусловлена распыленным графитистым веществом, слагающим иногда до 3—5 % объема породы, или наложенной минерализацией карбонатов, серицита и актинолита.

Выделяется, по крайней мере, три типа пород, тесно связанных между собой в пределах единых участков или преимущественно распространенных на одном из них.

Первый тип — это мелкозернистые афировые, реже порфирированные породы зеленовато- и коричнево-серого цвета, распространенные преимущественно на правобережье р. Борто-Гол и слагающие силловые и штокообразные тела. Породы сложены альбитом, олигоклаз-пертитом (70—80 об.%) с небольшой примесью кварца, биотита и вторичных минералов (серицит и карбонат). Наиболее основные члены этого ряда пород содержат также плагиоклаз (олигоклаз-андезин, 50—55 об.%), актинолит с реликтами роговой обманки, апатит, цоизит, хлорит. По химическому составу породы отвечают трахиандезиту, сиениту с содержанием (мас.%) SiO_2 — 54,95—59,0; Al_2O_3 — 16,45—17,45; Na_2O — 3,96—4,20; K_2O — 2,96—4,27 и монцониту (SiO_2 — 53,20—53,80; Al_2O_3 — 14,60—14,95; MgO — 3,34—8,29; Na_2O — 5,0—5,87; K_2O — 0,05—0,1).

На горе Аюшеева и в правобережье р. Хуша-Гол встречаются коренные выходы и элювиально-делювиальные развалы двух других типов пород, отличающихся главным образом количеством кремнезема.

Наиболее распространены средне- до крупнозернистых, светло-серые до серых иногда порфирированные породы, которые по составу могут быть отнесены к лейкократовым сиенитам (ортоклазитам) (2-й тип). Породы значительно изменены (вплоть до бластокатаклизитов с полевошпатовой основной массой), наиболее

Рис. 1. Схема геологического строения левобережья р. Горлык-Гол и участки распространения высококалийных пород (с использованием материалов В.А. Митюхина).

1 — карбонатные породы барунгольской свиты; 2 — конгломераты и песчаники безымянной толщи (V?); 3 — углеродистые сланцы, линзы и олистолиты известняков, доломитов, ультраосновных пород ильчирской толщи (R_3); 4 — серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты офиолитового покрова; 5 — диориты, гранодиориты, плагиограниты островодужного комплекса (V?); 6 — массивы габбро, габбро-пироксенитов, силлообразные и штокообразные тела трахибазальтов (7) и трахиандезитов (8) бортогольского комплекса; 9 — участки распространения высококалийных пород: (1) — Хушагольский, (2) — горы Аюшеева; 10 — граниты самсальского комплекса ($PZ_{2,3}$).

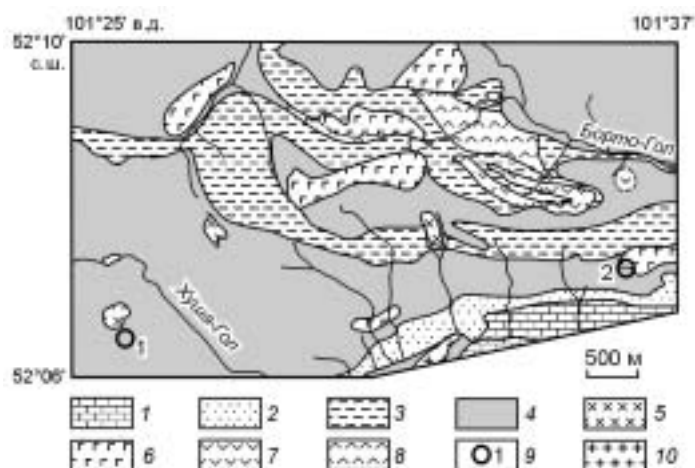


Таблица 1.

Химический состав (мас.%) и микроэлементы (г/т)

Ком- понент	vs-222	vs-224-02	vs-225-02	vs-226	vs-227-02	vs-228	vs-230	vs-231	vs-223	vs-233	vs-24-99	vs-27-99	vs-120-99	vs-121-99	vs-122-99
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	76,7	75,89	75,39	74,65	72,73	77,7	75,9	77,9	64,4	63,7	67,36	66,87	76,52	71,56	77,26
TiO ₂	0,09	0,07	0,08	0,07	0,08	0,06	0,05	0,06	0,07	0,11	0,06	0,1	0,03	0,12	0,04
Al ₂ O ₃	12,6	13,51	13,36	12,9	13,96	11,95	12,8	12,6	18,2	18,2	17,95	18,64	11,51	13,56	12,25
Fe ₂ O ₃	0,01	1,09	1,22	0,12	1,26	0,01	0,16	0,06	0,05	0,06	0,86	1,2	0,61	1,53	0,94
FeO	0,47	—	—	0,79	—	0,47	0,65	0,5	0,32	0,32	—	—	—	—	—
MnO	0,005	0,03	0,03	0,005	0,03	0,01	0,01	0,005	0,005	0,005	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
MgO	0,21	0,1	0,22	0,45	0,1	0,34	0,33	0,4	0,32	0,24	0,75	0,38	0,05	0,76	0,05
CaO	0,05	0,34	0,41	0,55	0,34	0,05	0,32	0,05	0,05	0,05	0,36	0,34	0,19	0,93	0,19
Na ₂ O	4,67	4,16	3,19	3,8	1,72	4,12	4,12	4,95	0,18	0,22	10,7	9,47	0,15	2,65	4,81
K ₂ O	4,37	4,02	5,59	5,67	9,23	4,2	5,07	2,31	16,4	16,4	0,25	1,24	10,75	7,71	3,42
P ₂ O ₅	0,025	0,03	0,03	0,025	0,32	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,015	0,03	0,033	0,039	0,036
П.п.п.	0,49	0,3	0,2	0,44	0,34	0,61	0,49	0,69	0,29	0,25	0,56	0,6	0,22	0,48	0,2
Сумма	99,61	99,58	99,86	99,44	100	99,47	99,9	99,47	100,2	99,5	98,85	98,88	99,95	99,77	99,13
Rb	43	35	46	46	80	38	48	24	145	150	2	19	100	100	62
Ba	620	430	1320	1320	1610	820	960	480	2550	2850	80	120	760	760	3650
Sr	40	42	105	120	140	43	120	21	86	92	67	33	27	27	140
Ni	17	6	13	20	9	7	12	15	6	15	62	23	10	10	8
Cr	44	10	57	30	28	10	10	35	28	32	94	10	—	10	10
Cu	7	15	—	18	30	6	11	15	6	16	20	34	20	20	7
Zn	—	9	32	13	16	4	38	—	—	5	2,5	7	15	15	72
Pb	17	7	20	8	5	9	13	—	6	—	2,5	—	17	17	—
Nb	2	10	11	14	10	5	9	4	2	4	10	17	2	2	14
Zr	57	42	46	55	51	53	40	52	92	70	29	99	60	60	45
Y	20	12	14	14	13	7	8	11	26	20	31	22	19	19	10
U	—	—	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	—	—	4,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

типичные сложены аллотриоморфными зернами пертитов, антипертитов калиевого полевого шпата (до 90 об.%), реже плагиоклаза (до 10 об.%). В небольших количествах (1—3 об.%) в них присутствуют мелкочешуйчатые ориентированные агрегаты биотита с амфиболом и хлоритом. Среди второстепенных минералов присутствуют магнетит, лейкоксен, сфен, апатит, циркон, монацит, паризит, ксенотим, пирит, арсенопирит. Изменения в породе выражаются в грануляции пертитов (иногда теневой), преимущественной ориентации удлинённых зерен пертитов и антипертитов, волнистом характере контакта зерен, наличии следов давления и т. д.

Наиболее измененные разности подвергнуты перекристаллизации, бластезу и катаклазу с образованием порфиroidной структуры. Порфиroidность породе придает наличие более крупных (2—5 мм) зерен калиевого полевого шпата среди зерен основной массы размерностью 0,1—0,3 мм. Крупные зерна обрастают мелкими (0,01—0,05 мм) агрегатами КПШ, альбита или серицита. Отчетливо видно, что крупные зерна часто дроблены, уплощены, превращены в порфирокласты в микрозернистом полевошпатовом агрегате, содержащем чешуйки биотита, зерна лейкоксена, рутила, иногда амфибол и пироксен. Пироксен образует призматические зерна бледно-зеленого цвета с углом погасания C_{Ng} 22—45°, по составу соответствует диопсиду (салиту). В отдельных разновидностях его количество достигает 12 об.%, хотя чаще содержания темноцветов не превышают 5—7 об.% и представлены тремолитом, актинолитом, биотитом, хлоритом. Щелочные темноцветы не установлены.

Наряду с интенсивным катаклазом и псевдопорфиroidностью для пород характерна пропитка тонкой пылью углеродистого вещества, придающая им серую, иногда темно-серую окраску. Как правило, пигментации тонким углеродистым веществом подвергаются крупные (порфиroidные) зерна калиевого

в высококальциевых и ассоциирующих с ними породах

vs-124-99	vs-125-99	vs-126-99	vs-127-99	vs-128-99	vs-129-99	vs-132-99	A-2	A-3	A-6	A-8	A-9	A-11	A-13	A-14
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
64,99	73,07	64,73	64,86	64,2	66	65,02	63,6	76,1	63,7	63,8	75,5	63,2	65,3	71,2
0,09	0,08	0,08	0,03	0,07	0,09	0,07	0,08	0,04	0,03	0,12	0,06	0,05	0,06	0,12
18,21	13,92	18,9	17,87	17,23	17,49	17,9	18,65	11,8	18,6	18,3	13,1	18,55	18,9	13,6
0,72	2,01	0,81	0,81	0,8	0,36	0,63	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05
—	—	—	—	—	—	—	0,94	0,79	0,28	0,41	1,1	0,48	0,69	0,53
0,015	0,035	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1
0,37	0,05	0,44	0,05	0,05	0,05	0,05	0,4	0,17	0,06	0,13	0,27	0,05	0,26	0,36
0,18	0,18	0,26	0,18	0,22	0,18	0,16	0,1	0,14	0,05	0,16	0,26	0,05	0,14	0,12
5,73	1,74	4,98	0,93	0,92	2,54	2,55	3,1	0,14	0,25	0,23	4,19	0,25	4,91	1,15
8,19	8,08	8,24	13,72	15,94	12,69	12,63	12,2	10,5	15,9	16,8	4,41	16,8	9,34	14,5
0,042	0,015	0,048	0,015	0,073	0,056	0,036	—	—	—	—	—	—	—	—
0,44	0,48	0,5	0,18	0,04	0,2	0,36	1,23	0,14	0,65	0,14	0,85	0,62	0,83	0,95
99,86	99,78	99,65	99,77	99,91	99,89	99,74	100,3	99,7	99,5	100,1	99,8	100	100	99,4
66	32	72	140	145	110	105	91	47	143	139	42	142	63	91
7800	760	6400	13000	—	—	—	—	820	7790	2450	720	8500	—	—
130	68	130	170	74	100	55	42	72	118	70	51	133	48	82
10	16	13	25	20	—	8	18	13	11	21	15	22	15	37
10	28	10	35	28	10	10	—	—	—	—	—	—	—	—
13	5	7	33	21	6	16	10	5	12	12	5	15	16	15
—	—	—	—	—	—	—	10	26	5	5	16	5	5	33
—	15	—	—	—	6	—	7	20	2,5	9	16	2,5	7	2,5
8	8	9	3	3	8	16	18	8	2	7	14	3	14	12
100	50	110	82	85	70	68	82	46	80	65	50	82	61	75
20	10	19	26	27	26	20	18	10	11	25	16	18	20	13
—	—	—	—	—	—	—	3,6	3	3,1	2,8	3,3	3,1	2,9	1
—	—	—	—	—	—	—	4,2	3	1,6	2	2,1	1,3	0,9	3,1

Примечание. Здесь и в последующих таблицах силикатные анализы выполнены в лаборатории спектрохимических методов анализа Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ, аналитик А.А. Цыренова), анализы микроэлементов — в лаборатории физических методов анализа ГИН СО РАН (аналитик Б.Ж. Жалсараев). 1—10 — участок правобережья р. Хуша-Гол, породы гранитного (1—8) и сиенитового (9, 10) составов; 11—30 — участок южного склона горы Аюшеева (левый борт р. Горлык-Гол), породы гранитного (13—15, 24, 27, 30), граносиенитового (11, 12, 17) и сиенитового (с высоким содержанием калия) (16, 18—23, 25, 26, 28, 29) составов. Прочерк — элемент не анализировался.

полевого шпата и плагиоклаза (рис. 2). Более мелкозернистые (калиевый полевой шпат, альбит и темноцветные минералы), включающие в себя крупные зерна, не имеют облаковидной пигментации. Количество пигментированных зерен в породе может достигать 30—40 об.%. Пелитоморфное углеродистое вещество представлено графитоидом — неупорядоченным графитом с коэффициентом упорядоченности 70—80 %.

Химический состав этих пород отличается умеренными количествами SiO₂ (63,07—66,08 мас.%), высокими содержаниями Al₂O₃ (17,23—18,64 мас.%) и K₂O (8,19—16,78 мас.%), низкими — CaO (0,05—0,33 мас.%), Na₂O (0,18—3,10 мас.%) (табл. 1). Из микроэлементов в повышенных количествах отмечается Rb (80—145 г/т) и Ba (1610—9300 г/т). Содержания U (0,2—3,3 г/т) и Th (0,9—3,1 г/т) в целом низкие, часто с нарушенным Th/U (<1).

В породах с таким уровнем кремнекислоты (63,07—66,08 мас.%) выделяются также разновидности с примерно равными содержаниями щелочей или даже превышением Na₂O над K₂O. Такие породы отличаются большим количеством ΣFeO (3,34—4,52 мас.%), CaO (3,17—3,83 мас.%), MgO (1,38—2,27 мас.%), наличием в их составе альбита, олигоклаза, пироксена.

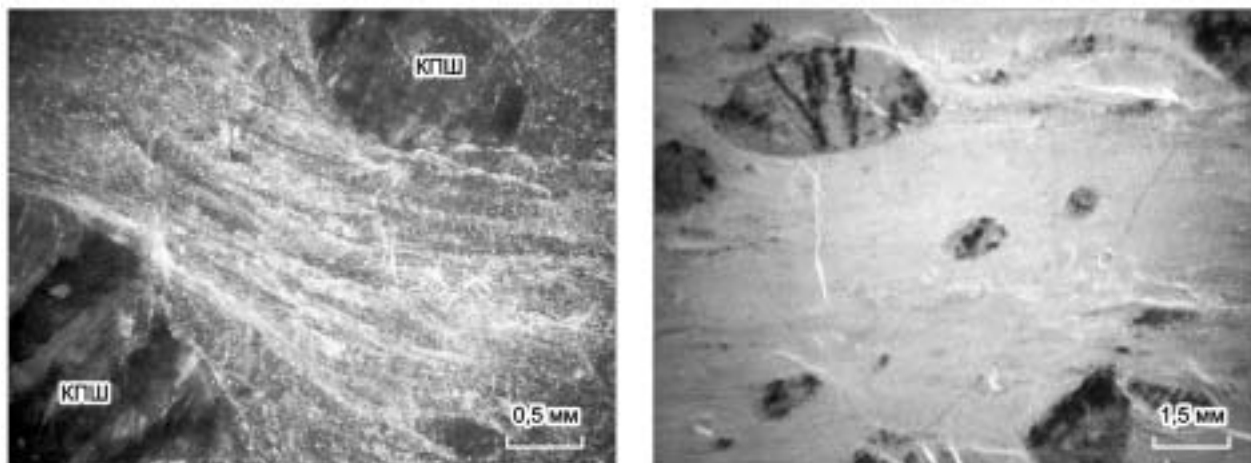


Рис. 2. Фотографии (при разном увеличении) шлифов калишпатовых пород, милонитизированных, с порфиробластами углеродизированного калиевого полевого шпата (КПШ).

Отчетливо видно, что углеродизация устанавливается только в порфирокластах КПШ и отсутствует в перекристаллизованной цементирующей массе.

Третья породная группа характеризуется большей лейкократовостью и наличием кварца. Содержание SiO_2 увеличивается до 71,5—77,3 мас.%, Al_2O_3 падает до 11,5—13,5 мас.%, K_2O достигает 9,2—10,7 мас.% при Na_2O , равном 0,15—1,72 мас.%. Встречаются разновидности с равным количеством Na_2O (4,45—5,73 мас.%) и K_2O (3,42—5,67 мас.%), соответствующие лейкократовым гранитам или граносиенитам. В целом в породах такого состава содержания Ва (810—1320 г/т) и Rb (38—80 г/т) заметно ниже, чем в породах второй группы.

На диаграмме SiO_2 —($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) рассмотренные породы попадают в поля трахитов, трахиандезитов, дацитов, риолитов, тогда как высококальевые — часто за пределы типичных полей (рис. 3). Это же характерно для дискриминационных диаграмм в координатах SiO_2 —(Zr/TiO_2)·0,0001 и (Nb/Y)—(Zr/TiO_2)·0,0001 (рис. 4). Согласно диаграммам Nb—Y и Rb—(Y + Nb), породы попадают в поле островодужных и синколлизонных гранитов (рис. 5).

Отличительной чертой распределения редкоземельных элементов в высококальевых породах является большой разброс их содержаний и наличие отчетливо выраженного Eu-минимума (рис. 6). Причем общее количество РЗЭ заметно уменьшается от пород сиенитового состава к гранитным образованиям. В то же время по характеру кривой на графике нормированных концентраций отдельные разновидности пород близки к высококальевым андезитам Авачинской бухты (Камчатка) [7].

Возраст высококальевого пород, определенный с помощью Rb-Sr метода (аналитик В.Ф. Посохов, ГИН СО РАН), дает значение 419 ± 30 млн лет с величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7061 \pm \pm 0,0021$. Учитывая степень изменения и метаморфизма этих пород, можно говорить, что этот возраст, скорее, отражает некую среднюю величину между действительным возрастом пород и возрастом последнего метаморфизма (динамометаморфизма).

Как отмечалось выше, все калишпатовые породы (как с кварцем, так и без него) несут следы

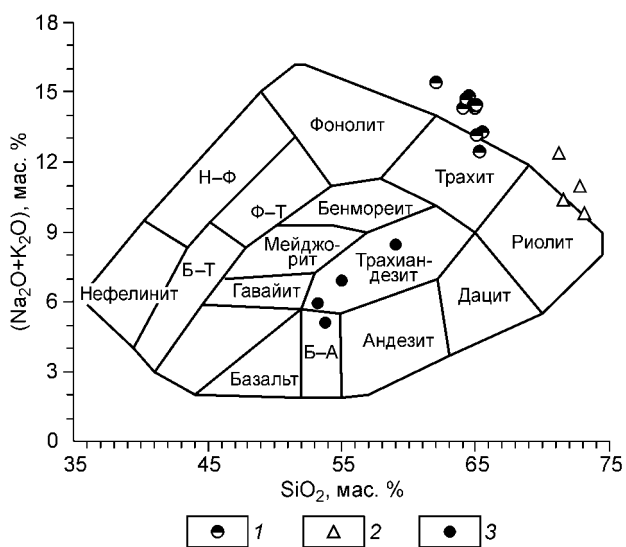


Рис. 3. Диаграмма SiO_2 —($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) с точками составов пород:

1 — высококальевого (2-й тип), 2 — с кварцем (3-й тип), 3 — трахиандезиты (1-й тип). Н—Ф — нефелинит-фонолит; Ф—Т — фонолит-трахит; Б—Т — базальт-трахит; Б—А — базальт-андезит.

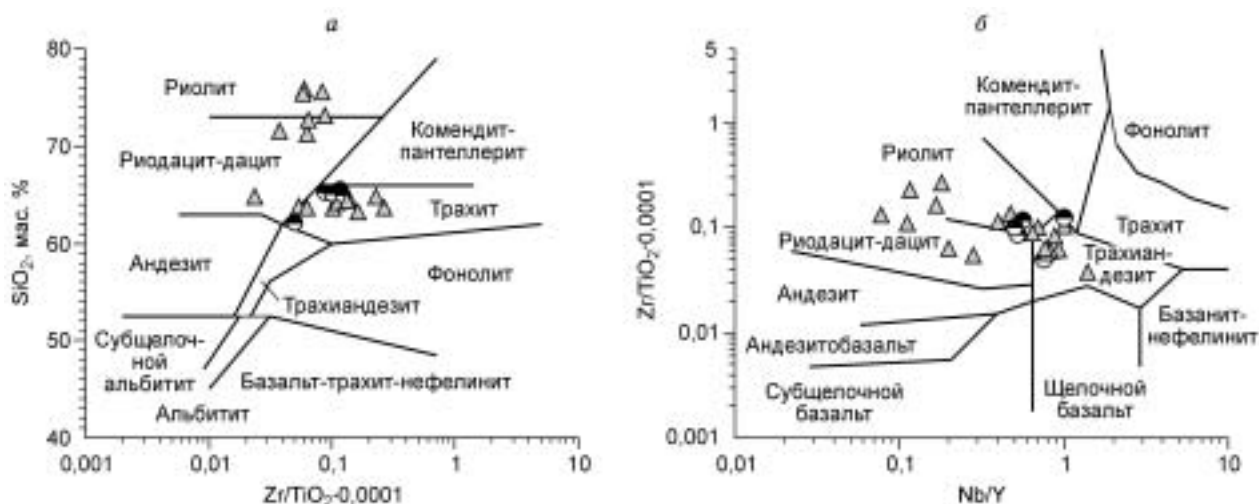


Рис. 4. Диаграммы в координатах SiO_2 — $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \cdot 0,0001$ (а) и (Zr/TiO_2) — $(\text{Nb}/\text{Y}) \cdot 0,0001$ (б) с точками высококальциевых и ассоциирующих с ними пород.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

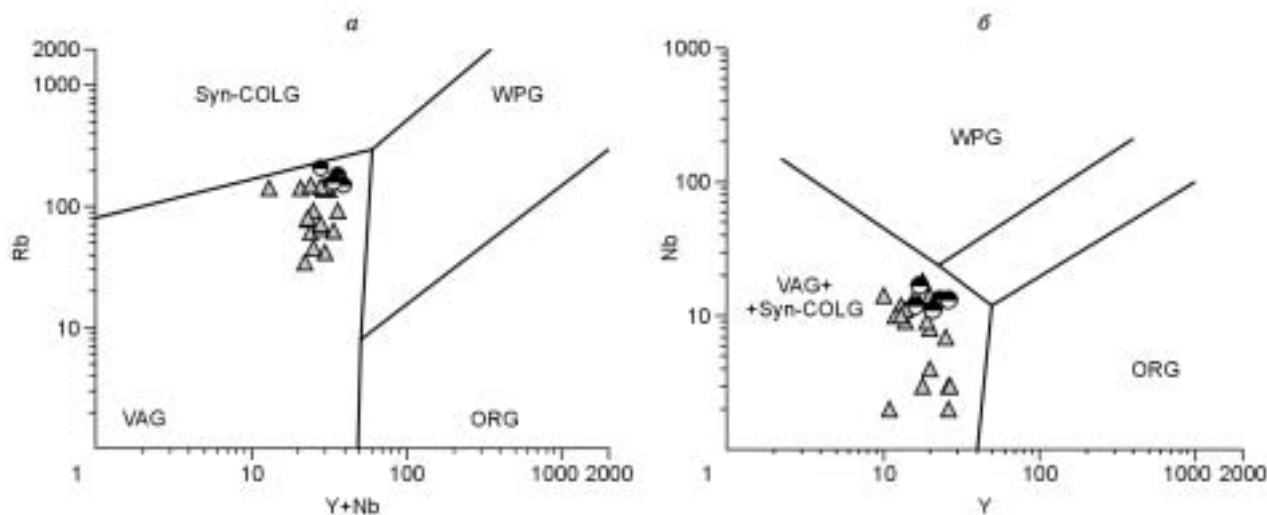


Рис. 5. Диаграммы в координатах Rb — $(\text{Y} + \text{Nb})$ и Nb — Y для ультракальциевых и ассоциирующих с ними пород.

Поле гранитов: Syn-COLG — синколлизионных, WPG — внутриплитных, ORG — океанических хребтов, VAG — островодужных.

интенсивного катаклаза, милонитизации и перекристаллизации. Характерны общие для всех пород структуры и текстуры (ориентированные, направленные, гнейсовидные текстуры и порфирокластические, бластомилонитовые структуры), образованные ориентированными порфирокластами калиевого полевого шпата и плагиоклаза в гранулированной тонкозернистой полевошпатовой массе с редкими включениями амфибола, биотита, пироксена, хлорита. Цементирующие альбит и калиевый полевой шпат сформировались, скорее всего, по милонитам (наиболее перетертым разновидностям) и вокруг реликтов оставшихся первичных калиевых полевых шпатов. Это легко доказывается тем, что обуглероженными являются только порфирокласты КПШ и плагиоклаза, тогда как калиевый полевой шпат, альбит, амфибол, пироксен и кварц в цементирующей массе абсолютно чисты и не имеют пылевидных обособлений и включений углеродистого вещества. К сожалению, невозможно выделить и отдельно проанализировать на абсолютный возраст порфирокласты и цементирующую массу, имеющих преимущественно полевошпатовый состав.

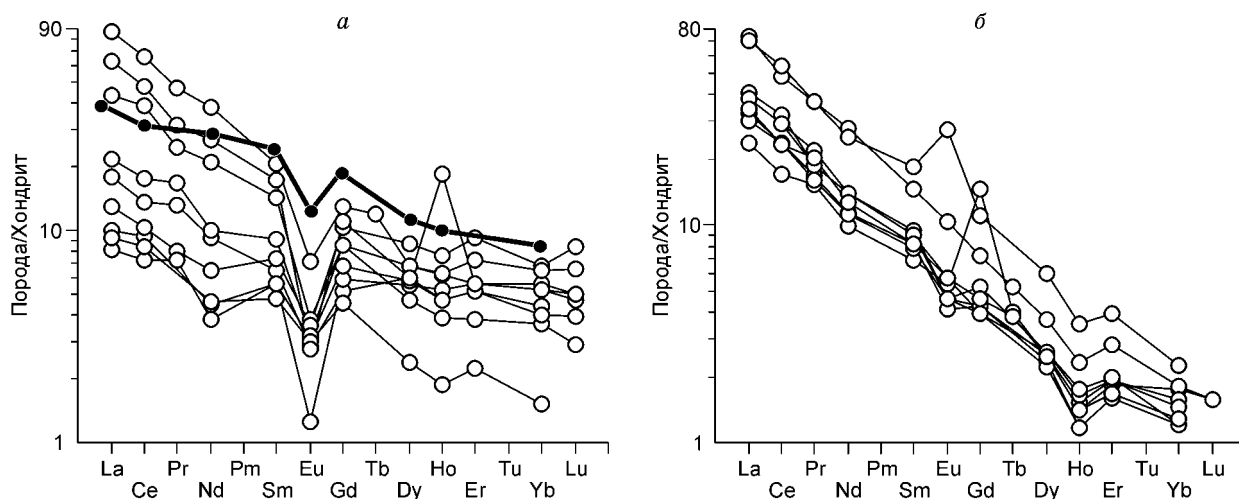


Рис. 6. Диаграммы редкоземельных элементов, нормированных по хондриту C1 для высококалийных пород (а) и натриевых метасоматитов (альбититов) (б).

Жирной линией выделен высококалийный андезит Авачинской бухты (Камчатка) [7].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ПОРОД

Несмотря на метаморфогенный облик высококалийных пород ясно, что их происхождение может быть связано или с магматическим, или с метасоматическим процессами. Важную информацию здесь может дать обнаружение и изучение расплавных и флюидных включений в главных породообразующих минералах. Изготовлены 30 пластин и исследованы более 250 кристаллов пироксена, калиевого полевого шпата, плагиоклаза. По заключению экспертов (Ф.Г. Рейф, А.А. Боровиков), к сожалению, не установлено ни одного достоверного расплавного включения, хотя отмечается множество (в том числе и в пироксене) вторичных газовой-жидких включений с температурой гомогенизации не выше 200 °С. Это, безусловно, не может считаться доказательством немагматического происхождения породы в целом, учитывая значительный ее катаклаз, милонитизацию и перекристаллизацию с проявлением грануляции полевого шпата, появлением вторичных минералов, в том числе, возможно, и пироксена. По крайней мере, диопсид, так же как и актинолит, хлорит, биотит, развивается в цементирующей порфирикласты массе.

По сравнению с типичными щелочными породами, рассматриваемые полевошпатовые породы характеризуются низкими содержаниями титана, фосфора, циркона, иттрия и ниобия, резким преобладанием одного из щелочных элементов (редко Na). Эти признаки в равной мере не характерны как для щелочных магматических, так и метасоматических (приразломные щелочные метасоматиты содержат часто даже рудные концентрации редких и редкоземельных элементов) пород.

Современный облик высококалийных пород свидетельствует не только об их интенсивном катаклазе и милонитизации, но и перекристаллизации, обуславливающей новообразования КПШ, актинолита, хлорита и, скорее всего, пироксена. В то же время наличие достаточно крупных порфирикласт КПШ свидетельствует о существовании калиевых кристаллических пород на раннем (додинамометаморфическом) этапе их существования, о происхождении которых можно лишь делать предположения. Расположение их в поле ультраосновных пород, пропитывающая углеродизация относительно крупных зерен КПШ (говорящая, скорее всего, о совместном их формировании в момент углеродизации) и геохимический состав свидетельствуют о существенном влиянии окружающего субстрата на становление этих пород.

Следует сказать, что для этой части Восточного Саяна и Ильчирского офиолитового покрова (Оспино-Китойский ультраосновной массив) характерна обуглероженность, развитие нефритов, кальциевых и натриевых метасоматитов [4, 8, 9]. Метасоматические процессы проявлены в основном в серпентинитовом меланже, где встречаются тела родингитов, альбититов, нефритов и тальк-карбонатных пород. Для нас интерес представляют альбититы, проявляющиеся в различных формах как в связи с телами нефритов, так и вблизи гранитоидов и дайковых тел. Вблизи нефритовых тел альбититы наряду с диопсидитами слагают зоны, в которых совместно с альбитом развивается биотит, актинолит, тремолит, иногда эгирин-авгит и арфведсонит [4].

Отдельные тела альбититов развиваются по дайкам основного и среднего составов. Обычно они сохраняют порфирировидный облик. В минеральном составе преобладает альбит, в меньших количествах —

Таблица 2.

Химический состав (мас.%) и микроэлементы (г/т) натриевых метасоматитов

Компо- нент	Тн-363	Тн-364	Тн-371	Тн-372	Тн-374	Тн-375	Тн-376	Тн-377	Тн-378	Тн-380	Тн-381	Тн-382	ТНЗ-41	ТНЗ-42	ТНЗ-43	ТНЗ-45	ТНЗ-46	ТНЗ-48	ТНЗ-49	ТНЗ-50	ТНЗ-51	ТНЗ-52
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	65,6	67,3	68,8	69,7	69,4	69	64,8	67,4	68,2	68,1	67,5	65,2	69,4	62,6	68,2	65	67,1	66,7	67,2	66,4	66,8	69,2
TiO ₂	0,29	0,35	0,25	0,23	0,26	0,26	0,32	0,23	0,25	0,25	0,26	0,34	0,32	0,45	0,29	0,35	0,31	0,27	0,37	0,31	0,35	0,3
Al ₂ O ₃	17,9	16,7	14,2	13,5	15,5	15,4	15,8	14,8	14,4	15,3	15,5	17,6	15,4	16,2	15,3	17,3	15,6	15	15,8	16,5	15,5	15,1
Fe ₂ O ₃	0,05	0,15	0,025	0,025	0,025	0,1	0,18	0,2	0,94	0,5	0,4	0,34	0,035	0,34	0,035	0,035	0,17	0,24	0,12	0,07	0,035	0,19
FeO	1,98	1,9	2,5	1,64	1,47	1,9	1,64	2,33	2,07	1,98	2,41	2,07	2,1	3,51	2,19	1,84	2,28	2,54	2,01	2,37	2,54	1,84
MnO	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
MgO	1,22	1,04	1,93	1,59	0,88	0,95	1,66	1,59	1,15	1,02	1,32	1,5	0,79	1,63	1,11	1,33	1,15	1,49	1,14	1,25	1,39	0,76
CaO	1,6	1,4	1,9	0,92	0,8	1,41	1,41	2,18	1,67	1,95	1,58	1,46	1,02	2,65	1,2	1,46	1,46	2,3	1,21	1,52	1,55	1,32
Na ₂ O	7,66	7,91	7,04	3,98	6,49	6,85	5,66	6,52	6,67	6,87	7,25	9,63	7,4	6,86	7,23	8,12	7,75	5,35	6,86	8,06	8,31	6,86
K ₂ O	3,06	2,97	1,55	5,65	3,09	2,65	5,19	3,19	2,97	2,41	2,03	0,95	1,89	3,21	2,56	2,11	1,8	4,51	3,1	1,76	1,82	3,03
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,05	0,02	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	0,09	0,08	0,21	0,07	0,08	0,08	0,05	0,07	0,07	0,09	0,07
П.п.п.	0,62	0,41	1,2	2,25	1,4	1,32	2,9	1,05	1	1,3	1,16	0,8	1,48	1,74	1,89	2,15	2	1,28	2,37	1,71	1,53	1,35
Сумма	99,94	100,2	99,44	99,53	99,32	99,9	99,63	99,54	99,35	99,7	99,46	100	99,58	99,43	100,06	99,76	99,72	99,76	100,27	100,05	99,9	100,04
Rb	—	22	21	40	23	30	31	—	—	29	19	21	22	27	23	19	19	49	31	16	16	43
Ba	1300	1000	1100	6800	3300	2300	7600	670	700	680	1200	1200	1060	1450	2600	3570	1000	2600	3500	760	780	840
Sr	290	300	350	230	360	360	240	240	310	340	300	300	470	200	360	310	390	310	360	350	360	290
Ni	34	34	88	63	58	67	77	58	67	29	38	—	50	43	38	58	41	60	46	60	41	32
Cr	320	380	290	310	200	320	290	160	290	270	230	—	120	180	110	180	150	130	100	120	50	100
V	20	20	25	20	20	20	20	20	20	20	20	—	48	63	51	60	25	48	48	50	25	25
Cu	—	200	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	15	15	65	15	320	30	15	34	36
Zn	29	33	99	75	—	38	110	47	32	30	38	39	57	95	140	53	89	100	200	59	57	170
Pb	—	7,5	44	39	—	—	29	19	—	—	—	—	55	8	21	8	8	30	44	8	8	22
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	8	4	9	5	9	7	3	5	7
Zr	110	120	100	86	100	100	120	91	99	97	100	200	100	100	100	130	130	120	110	130	120	120
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	7	7	3	7	7	7	6	10	4
U	1,9	2,3	1,6	3,3	2,5	1,5	2,8	1,8	1,4	—	1,7	0,4	1,5	1,9	2	2,6	2,3	4	2,6	1,8	2,4	1,8
Th	3,2	0,8	1,2	0,6	2	2,3	3,6	0,5	1,2	—	0,6	2,8	2,1	3,6	2,1	3,3	4,2	3,9	1,2	2,3	6	2,5

Примечание. Пробы: 1—12 — из альбитизированной дайки основных пород (руч. Зеленый, левый приток р. Горлык-Гол), 13—22 — альбититы и калий-натриевые метасоматиты вблизи тела нефритов (верховья руч. Зеленый).

актинолит, тремолит, биотит. В наиболее щелочных разностях присутствует арфведсонит, эгирин-авгит, биотит.

Крайне редко в альбититах появляются прожилки или маломощные зоны, сложенные микроклином или ортоклазом с реликтами альбита и небольшим количеством биотита, диопсида, гроссуляра, везувиана. По химическому составу эти породы близки между собой и отличаются только преобладанием натрия или калия (табл. 2). Следует сказать, что и по сравнению с рассматриваемыми высококалиевыми породами химический состав явно метасоматических образований довольно близок, но отличается коренным образом по тренду редких земель. Если в высококалиевых породах кривые распределения РЗЭ характеризуются европиевым минимумом и общим направлением, близким к высококалиевым породам Камчатки, то для альбититов и калиевых метасоматических пород присуще резкое уменьшение содержаний РЗЭ от легких к тяжелым (см. рис. 6). Причем такой тренд имеют все альбититы и калиевые метасоматиты, связанные с ними.

Все это позволяет предполагать другой характер (не дайки среднего и основного составов) исходных пород. Судя по реликтам калиевых полевых шпатов, которые подвергнуты углеродизации (графитизации) в рассматриваемых породах, можно считать, что исходные породы формировались одновременно с углеродизацией, как это, например, характерно для гранитоидов Таинского штока и даек гранит-порфиоров, локализованных в гипербазитах вблизи проявлений описываемых пород [9—11]. Здесь углеродистое вещество развивается также в калиевом полевом шпате, биотите, кальците, клиноцоизите и апатите. Возможно, что исходные породы рассматриваемых ультракалиевых образований были сформированы и подвергались углеродизации одновременно с островодужными гранитоидами, типичным представителем которых является Таинский шток гранодиоритов и плагιοгранитов. Для него было ранее показано [12], что он отчетливо прорывает серпентиниты, но в то же время вместе с ними в составе офиолитовой пластины участвует в обдукции офиолитов. Данные Rb-Sr метода по Таинскому штоку (670 ± 19 млн лет), как и ряд других признаков, подтверждают их формирование в островодужной обстановке [12].

Таким образом, несмотря на следы метасоматического и метаморфического преобразования полевошпатовых пород, ряд признаков свидетельствует о первично-магматическом генезисе исходных образований. Возможно, это были монцонитоиды или более кислые разновидности, реликты которых встречаются среди более щелочных пород. Неясным остается только механизм формирования высококалиевых пород во фронтальной (а не тыловой) части дуги. Как известно, щелочные разновидности характерны для глубоких тыловых частей островных дуг, хотя отдельные проявления высококалиевых андезитов во фронтальной части описаны для современной островной дуги [7].

ВЫВОДЫ

Установлены высококалиевые породы неясного генезиса среди серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов Ильчирского офиолитового покрова. Высокие концентрации калия (до 16 мас.% K_2O) связаны с калиевым полевым шпатом двух генераций: порфировидными реликтами обуглероженного КПШ и мелкозернистым агрегатом новообразованного калиевого полевого шпата, биотита, актинолита и диопсида. Породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы с образованием бластокатаклазитов. Высококалиевые породы содержат в повышенных количествах Ba, Rb, в пониженных — U, Th, редкие и редкоземельные элементы с отчетливо выраженным европиевым минимумом на графике распределения РЗЭ. Косвенные данные указывают на близкий возраст формирования первичных щелочных пород с островодужными гранитоидами, возможно, во фронтальной части островной дуги.

Работа выполнена при поддержке ведущей научной школы (грант НШ-2284.2003.05) и РФФИ (гранты 03-05-65162 и 03-05-64563).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Костюк В.П., Базарова Т.Ю.** Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., Наука, 1966, 168 с.
2. **Лобзова Р.В.** Графит и щелочные породы Ботокольского массива. М., Наука, 1975, 124 с.
3. **Геология** и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1988, 127 с.
4. **Колесник Ю.Н.** Нефриты Сибири. Новосибирск, Наука, 1966, 150 с.
5. **Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.** Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-пироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. РАН, Сер. геол., 1992, № 4, с. 74—84.
6. **Структурная геология** и тектоника плит. Т. 2. М., Мир, 1991, 350 с.
7. **Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б.** Минералого-геохимические особенности высококалиевых андезитов фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Геохимия, 1988, № 6, с. 813—823.

8. **Секерин А.П.** Нефриты Горлыкского месторождения в Восточном Саяне // Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 103—110.
9. **Савельева В.Б., Ущাপовская З.Ф.** Щелочные амфиболы из углеродистых тектонитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива // Зап. ВМО, 1997, т. 126, № 3, с. 66—75.
10. **Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М.** Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия, 2000, № 4, с. 355—360.
11. **Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. и др.** Геохимия высокоуглеродистых матасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1434—1440.
12. **Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др.** Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) — редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений, 2001, № 5, с. 395—413.

*Рекомендована к печати 10 марта 2006 г.
Ю.Р. Васильевым*

*Поступила в редакцию
1 апреля 2005 г.*