

Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна

Б.Б.ДАМДИНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а), В.В.МУРЗИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им.акад.А.Н.Заварицкого (ИГГ) УрО РАН; 620075, г.Екатеринбург, пер.Почтовый, д.7), С.М.ЖМОДИК (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева (ИГМ) СО РАН; 630053, г.Новосибирск, проспект акад.Коптюга, д.3), А.Г.МИРОНОВ, Л.Б.ДАМДИНОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Проведено изучение минералогии второстепенных минералов и геохимических характеристик углеродистых метасоматитов, распространенных в ультрабазитах Восточного Саяна. Установлено наличие широкого спектра минералов некогерентных элементов в углеродистых метасоматитах. По геохимическим характеристикам выделены две контрастные группы метасоматитов, различающиеся как уровнем содержаний, так и характером распределения некогерентных элементов, в частности, редкоземельных элементов. Полученные данные подтверждают ранее сделанный вывод о формировании углеродистых метасоматитов в результате флюидной проработки офиолитовых ультрабазитов в островодужной обстановке.

Ключевые слова: Восточный Саян, углеродистые метасоматиты, минералогия, геохимия.

Дамдинов Булат Батуевич, damdinov@gin.bscnet.ru
 Мурзин Валерий Васильевич, murzin@igg.uran.ru
 Жмодик Сергей Михайлович, zhmodik@igm.nsc.ru
 Миронов Анатолий Георгиевич
 Дамдинова Людмила Борисовна, ludamdinova@mail.ru

New data on mineralogy and geochemistry of carbonaceous metasomatites in the East Sayan ultrabazites

B.B.DAMDINOV, V.V.MURZIN, S.M.ZHMODIK, A.G.MIRONOV, L.B.DAMDINOVA

Mineralogy of accessory minerals and geochemistry of carbonaceous metasomatites widespread in the East Sayan ultrabazites is studied. Wide ranges of incompatible and ore-forming element minerals are diagnosed. Based on geochemical characteristics two contrast groups of the metasomatites are determined. These groups differ by concentration and distribution of incompatible elements, particularly REE. Obtained data confirm early conclusion about carbonaceous metasomatites formation as a result of fluid treatment of the ophiolitic ultrabazites in the island-arc conditions.

Key words: East Sayan, carbonaceous metasomatites, mineralogy, geochemistry.

Углеродистые метасоматиты, известные в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива Восточного Саяна, издавна привлекают к себе внимание. Первые упоминания о наличии зон углеродизации или «углеродистых ксенолитов» («графититов») относятся к началу XX в. [20, 32]. Такие породы интересны, прежде всего, самим фактом наличия повышенных концентраций углеродистого вещества (УВ) в ультраосновных породах, а также в связи с их возможной алмазоносностью [5, 32]. Позднее, уже в конце XX в. такие породы стали рассматриваться как возможные концентраторы благородных металлов [9, 12, 19, 29]. Соответственно, многочисленные работы по этой тематике в последние годы посвящены большей частью или проблеме природы углерода, или возможности и условиям концентрирования благородных металлов. В меньшей степени охарактери-

зованы особенности минерального и химического состава метасоматитов, распределения примесных компонентов [9, 27, 28, 29]. Проведенные минералогическо-геохимические исследования позволили выявить некоторые особенности минерального и химического составов этих необычных образований.

Геологическое положение углеродистых метасоматитов. Углеродистые метасоматиты максимально распространены в южной «пластине» Оспинско-Китойского ультрабазитового массива, расположенного в юго-восточной части Восточного Саяна на водоразделе рек Китой и Онот (рис. 1). Описанию геологического строения и петрологии пород массива посвящено достаточно много публикаций [1, 2, 3, 6, 10, 17, 18, 25], поэтому детально эта характеристика не приводится. Известно, что массив представляет собой относительно крупный реликт офиолитового

покрова и расчленен на несколько пластин, подстилаемых зонами меланжа. Верхняя, наиболее крупная пластина сложена в основном серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, лишь в южной ее части развиты верлиты, клинопироксениты и габброиды кумулятивного комплекса, средняя офиолитовая пластина — диабазами, в меньшей степени габброидами и базальтами. Обе пластины тектонически залегают на терригенных отложениях ильчирской толщи, имеющей в нижней части существенно черносланцевый состав, а в верхней — граувакковый. Эти породы составляют третью (нижнюю) самостоятельную пластину. В основаниях пластин развиты мощные зоны сер-

пентинитового меланжа с обломками серпентинитов, габброидов, диабазов, родингитов и доломитов. В олистоэроумовой толще, слагающей одну из пластин офиолитового покрова, подстилающей базитовую и гипербазитовую части офиолитового комплекса, широко распространены углеродистые сланцы, вмещающие олистолиты гипербазитов, габброидов и карбонатных пород.

Углеродистые метасоматиты представлены двумя морфологическими типами: штокверковым и жильным. Штокверкоподобной углеродизацией охвачены практически все поля малоизмененных дунит-гарцбургитов в ядрах блоков южной и части северной

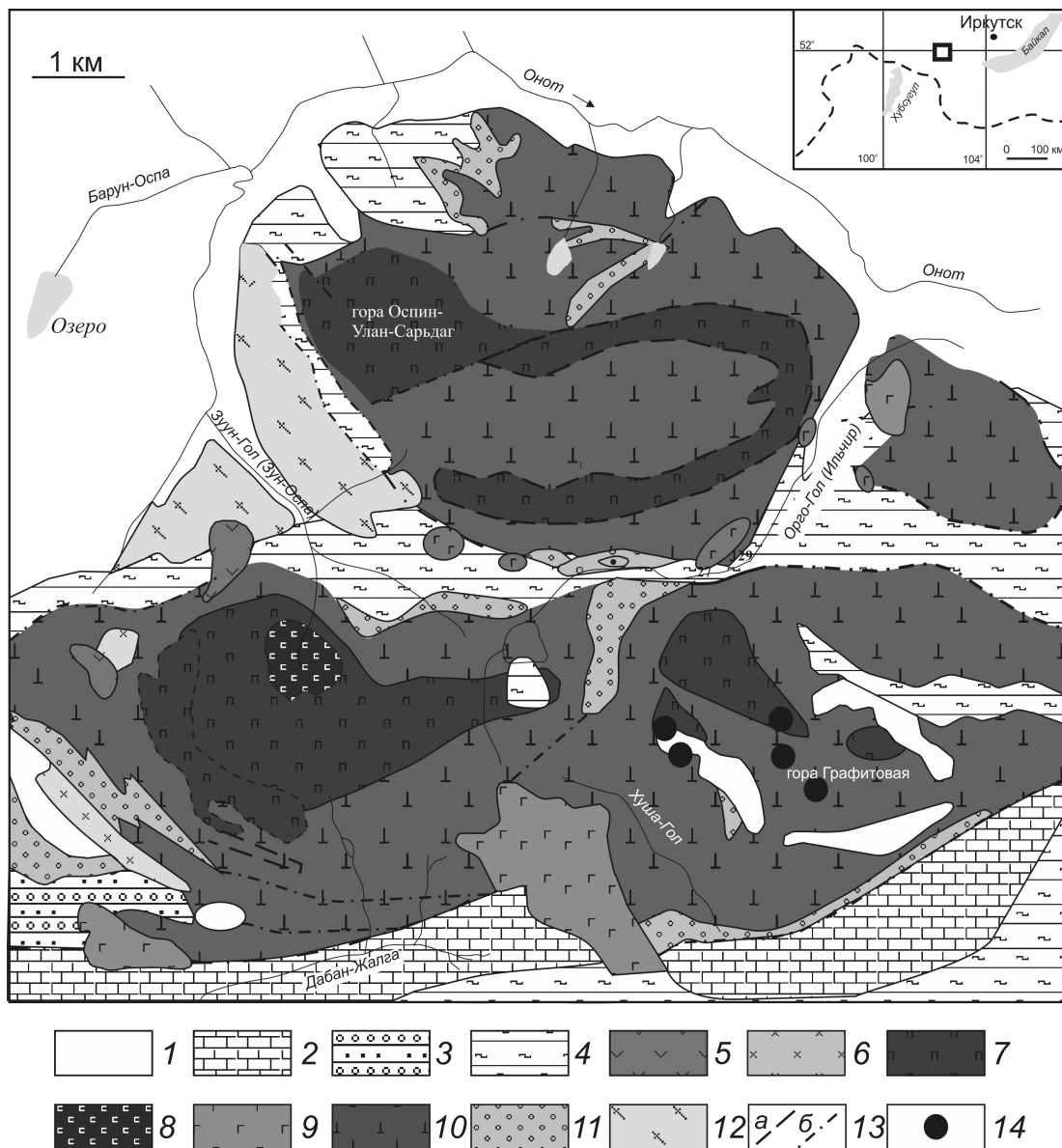


Рис. 1. Геологическая схема Осинско-Китойского массива. По работе 6 :

1 — четвертичные отложения; 2 — горлыкская свита, известняки, доломиты, песчаники; 3 — боксонская свита, конгломераты, песчаники; 4 — иркутская свита, мраморы, углеродистые сланцы, эффузивы; 5 — неоген-четвертичные базальты; 6 — гранитоиды; 7 — перидотиты; 8 — дуниты; 9 — габброиды; 10 — серпентиниты; 11 — листовениты; 12 — гранитогнейсы; 13 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — места отбора изученных образцов

пластин. Малоуглеродистые и умеренноуглеродистые гипербазиты в виде штокверков слагают целые зоны или поля. Иногда на границе слабо обуглероженных зон в гарцбургитах с серпентинитами встречаются зоны обильной углеродизации, причем прилегающие серпентиниты содержат незначительное количество углеродистого вещества. Первичные оливин и энстатит, а также замещающие их диопсид и гранат, часто содержат обильные пылевидные включения углеродистого вещества. Наблюдаемые соотношения свидетельствуют о том, что образование графита предшествовало серпентинизации, а углеродистое вещество сингенетично более высокотемпературным породообразующим минералам.

К жильному типу относятся разнообразны по составу линейно вытянутые (реже ветвистые) тела, сложенные как правило обильноуглеродистыми разновидностями метагипербазитов, преимущественно антигоритовых серпентинитов, серпентин- или тальк-карбонатных пород, в меньшей степени серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, развивающимися по зонам катаклаза и милонитизации. Следует отметить, что углеродизации подвержены как ультрабазиты, так и пространственно ассоциирующие граниты, альбититы, микроклиниты.

Авторы данной публикации изучили образцы из жильных тел обильноуглеродистых метасоматитов из района горы Графитовой — места максимального распространения углеродизации в пределах Оспинско-Китойского массива (см. рис. 1).

Петрография и минералогия углеродистых метасоматитов. Макроскопически углеродистые метасоматиты характеризуются массивной структурой и темной окраской с зеленоватым оттенком, иногда наблюдаются переходы окраски от почти черной до темно-зеленой. Петрографическое изучение углеродистых метасоматитов показало, что породы представлены антигоритовыми серпентинитами, не сохранившими структуру исходной породы, степень окраски которых соотносится со степенью их углеродизации. Под микроскопом видно, что серпентиниты обнаруживают пластические деформации и довольно интенсивный кливаж, на некоторых участках выявляется брекчиевидность. Характерная особенность тектонизированных серпентинитов — сеть разнонаправлено ориентированных микротрещинок с тонкодисперсным углеродистым веществом. Реже наблюдается пятнистое распределение этого вещества. Под оптическим микроскопом углеродистое вещество выявлено в двух основных формах: 1) рассеянная тонко- и ультратонко-дисперсная вкрапленность частиц размером от 500 нм до 25 мкм, изредка образующая сгущения (пятна) размером до 50—100 мкм; 2) концентрированные выделения в трещинах кливажа и разрыва более крупного размера. Вторичные изменения серпентинитов проявляются в постоянном присутствии в них карбоната от 5 до 20% (магнезита,

в меньших количествах доломита), талька и хлорита (5%). Таким образом, изученные углеродистые метасоматиты сложены преимущественно антигоритом с небольшим количеством других вторичных минералов — талька, карбонатов, хлорита и насыщенные углеродистым веществом.

Состав второстепенных и рудных минералов углеродистых метасоматитов необычный. Это обусловлено наличием относительно большого количества минеральных фаз некогерентных элементов, нехарактерных для ультрабазитов, таких как Pb, Zr, Ti, K, редкоземельные элементы, U, Th, As, Sb, Bi, Te, Zn. Диагностированные минеральные фазы отнесены к нескольким классам: самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, оксиды и силикаты.

Сульфиды и сульфосоли. Общее содержание минералов этих классов невелико — фактически в аншлифах фиксируются лишь единичные тонкие зерна. Однако при изучении проб-протолок установлена достаточно широкая распространенность минеральных видов, среди которых диагностированы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, блёклая руда, хизлевудит, миллерит, орселит, теллуrowисмутит, тетрадимит, бурнонит, бертьерит (табл. 1).

Пирит образует редкие кристаллы кубической формы, размером около 90 мкм, содержит единичные включения теллуrowисмутита. Халькопирит встречается в ассоциации с блёклой рудой и арсенопиритом, не содержит примесей. Галенит слагает как самостоятельные агрегаты, так и присутствует в виде включений в бурноните. Арсенопирит присутствует в виде идиоморфных кристаллов ромбической формы, размером около 30 мкм, массовая доля в нем примеси Sn до 0,42%. Встречается в ассоциации с халькопиритом и блёклой рудой. Орселит образует зерна треугольной формы размером, около 50 мкм. Теллуrowисмутит обнаружен в виде единичных мелких включений в пирите и арсенопирите овальной формы размером 5 мкм. Тетрадимит — в виде идиоморфных кристаллов вытянутой формы, размером около 40 мкм, примесей не содержит. Бурнонит близок к округлой форме, размером около 60 мкм, иногда содержит микровключения галенита. Блёклая руда по составу соответствует тетраэдриту (массовая доля содержания As не превышает 3,2%), содержит примеси Ag (0,9—1,6%), Fe, Zn. Этот минерал представлен зернами округлой формы, размером около 50 мкм с единичными включениями теллуrowисмутита, а также сростками с халькопиритом, самородной Sb и арсенопиритом. Бертьерит встречается в виде единичных угловатых зерен, массовая доля примеси As 2,22—4,56%. Отмечены единичные зерна сульфида Cu с составом, близким к Cu_3S_2 .

Оксиды. Минералы этого класса наиболее распространены за счет аксессуарных хромпинелидов и замещающего их магнетита (Sn-магнетита). Однако, кроме «ультрабазитовых» шпинелидов — хромита,

1. Химические составы минералов из углеродистых метасоматитов — сульфиды и сульфосоли (в массовых долях %)

Минералы	Номер пробы	Fe	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Ag	Sb	Bi	As	Te	S	Сумма
Пирит	ГГ-23-27	46,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	53,3	99,95
	ГГ-23-7	2,74	—	—	36,02	—	4,72	1,64	25,56	—	3,22	—	25,10	99,00
Тетраэдрит	ГГ-23-13	3,89	—	—	35,94	—	2,96	0,92	29,67	—	—	—	25,00	98,38
	ГГ-23-21	4,38	—	—	37,76	—	2,63	—	29,28	—	—	—	25,26	99,31
Арсенопирит	ГГ-23-58	35,28	—	—	—	—	—	—	—	—	43,22	—	21,63	100,13
	ГГ-23-49	35,47	0,42	—	—	—	—	—	—	—	42,46	—	21,80	100,15
Бергьерит	ГГ-23-10	25,87	—	—	—	—	—	—	56,18	—	2,22	—	15,64	99,91
	ГГ-23-9	26,95	—	—	—	—	—	—	52,64	—	4,26	—	14,92	98,78
Халькопирит	ГГ-23-12	29,03	—	—	32,66	—	—	—	—	—	—	—	33,64	95,32
Сульфид Cu	ГГ-23-60	—	—	—	70,92	—	—	—	—	—	—	—	26,55	97,47
	ГГ-23-55	—	—	—	—	—	—	—	—	46,92	—	34,04	—	80,96
Теллуросмугит	ГГ-23-56	—	—	—	—	—	—	—	—	45,55	—	33,52	—	79,07
	ГГ-23-53	—	—	66,94	—	—	—	—	—	—	33,57	—	—	100,51
Бурнонит	ГГ-23-19	—	—	—	11,89	44,96	—	—	25,01	—	—	—	18,31	100,17
	ГГ-23-46	—	—	—	12,74	43,87	—	—	24,71	—	—	—	18,47	99,79
Галенит	ГГ-23-39	—	—	—	—	87,56	—	—	—	—	—	—	12,18	99,74
	ГГ-23-41	—	—	—	—	87,43	—	—	—	—	—	—	12,3	99,73
Тетрадимит	ГГ-23-23	—	—	—	—	—	—	—	—	58,48	—	35,46	4,51	98,46

Примечания. — недостаток суммы связан с малым (1 мкм) размером зерен; анализы выполнены в ГИНСО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с приставкой для количественного анализа Inca-Energy; аналитик С.В.Канакин.

магнетита и ильменита, в углеродистых метасоматитах присутствуют в достаточно большом количестве такие нетипичные оксиды как бадделейт, корунд, уранинит-торианит (таблицы 2, 3).

Хромшпинелиды характеризуются высокой хромистостью (Cr 81—85%) и низкой глиноземистостью, редко содержат примеси Mn (MnO до 3,05%). По краям зерен и по трещинкам замещаются Cr-магнетитом, массовое содержание в нем Cr₂O₃ до 10,3%, NiO до 1,44% и MnO до 1,42%. Наряду с Cr-магнетитом, развивающимся по хромшпинелидам присутствует и магнетит, не содержащий Cr, формирование которого связано с процессом серпентинизации. Необычен состав ильменита, встречающегося в виде угловатых зерен, иногда в сростании с хлоритом. Минерал характеризуется высоким содержанием Mn (MnO 8,83—13,09%) и повышенным Mg (MgO 1,79—3,45%). В редких случаях содержит примесь Cr (Cr₂O₃ до 0,92%). Известно, что магнезиальные ильмениты распространены в кимберлитах и мантийных ксенолитах [24]. Однако, в первичных неизменных ультрабазитах Оспинско-Китойского массива ильменит, а тем более высокомарганцовистый, более характерный для базитовых пород, в значимых количествах не диагностируется. Бадделейт слагает гипидиоморфные зерна овальной формы, содержит примеси HfO 1,7—2,3%. Корунд от бесцветного до красного цвета, содержит примеси Cr₂O₃ до 3,31% и TiO₂ до 1,1%. Минералы ряда уранинит-торианит образуют зерна округлой формы, размером около 30 мкм. Th/U в минералах изменяются от 16,49 до 0,73, то есть от торианита до переходной разности минерала ряда уранинит-торианит. Фиксируются примеси PbO (до 4,13%) и Y₂O (до 3,21%).

Из второстепенных *силикатов* в углеродистых метасоматитах обнаружены циркон, калиевый полевой шпат, гранат, сфен, торит (см. таблицы 2, 3).

Циркон образует гипидиоморфные кристаллы округлой формы, иногда с изъеденными краями, размером около 25 мкм. Содержит примеси оксида гафния от (1,4—2,3%). Калиевый полевой шпат слагает единичные зерна, массовое содержание Na₂O в минерале не превышает 0,5%.

В составе углеродистых метасоматитов диагностированы и другие второстепенные минералы, нехарактерные для ультрабазитов (торит, гранат, рутил, апатит, монацит, шеелит, турмалин), находящиеся в породах в знаковом количестве, а также щелочные амфиболы (арфведсонит и магнезиорибекит), слагающие редкие скопления [13, 29].

Из *самородных элементов*, обнаруженных в углеродистых метасоматитах, наиболее хорошо изучены золото и элементы платиновой группы (ЭПГ). Подробное описание минералов благородных металлов приведено в монографии С.М.Жмодика и др. [13]. Можно отметить, что в породах установлены несколько типов самородного золота, различающиеся

по пробыности и по составу элементов-примесей (преимущественно Cu и Hg). Минералы ЭПГ представлены в основном сплавами Pt-Pd состава, в единичных случаях отмечены халькогениды Pt и Pd, при практически полном отсутствии минералов тугоплавких элементов платиновой группы — Ru, Ir, Os. В этом отличие геохимической специализации элементов платиновой группы углеродистых метасоматитов от первичных ультрабазитов, в которых минералы Ru-Ir-Os группы преобладают над Pt-Pd [11]. Кроме минералов благородных металлов в метасоматитах диагностировано достаточно большое разнообразие самородных элементов и сплавов: аваруйт, муассанит, самородные Sb, Zn, Ag, Pb, Fe, W [12, 13].

Таким образом, минеральный состав второстепенных минералов углеродистых метасоматитов абсолютно не соответствует составу акцессорных минералов первичных ультрабазитов. Здесь обнаружены как типичные гидротермальные минералы полиметаллических руд — сульфиды и сульфосоли, так и минералы кислых, щелочных пород и базитов — уранинит-торианит, марганцовистый ильменит, циркон, апатит, щелочные амфиболы и др. Необычный для офиолитовых ультрабазитов состав имеют и платиноиды — преобладают минералы Pt и Pd при практически полном отсутствии минералов Ru, Ir и Os. Следует также отметить широкий разброс составов самородного золота, тогда как известно, что золото ультраосновных пород чаще всего средней—высокой пробыности и содержит примеси Cu и Hg [30]. Очевидно, что появление такой минерализации не может быть связано с формированием ультрабазитов реститового комплекса. Возможность появления подобных минеральных ассоциаций в связи с другими типами вторичных изменений ультрабазитов — карбонатизацией, родингитизацией, оталькованием и др. исключается, так как продукты данных изменений были достаточно детально изучены ранее, и подобные минеральные ассоциации в этих метасоматитах не установлены [7]. Следовательно, их формирование связано с поступлением компонентов в составе углеродсодержащего флюида.

Углеродистое вещество. По имеющимся в литературе данным углеродистое вещество в углеродистых метасоматитах Оспинско-Китойского массива представлено «углеподобным битумом», «антраксолитом-керитом», «тонкодисперсным графитом», «полнокристаллическим графитом» и даже «тонкокристаллическим алмазом» [8, 22]. Дифрактометрический и термический анализы углеродистого вещества показывают, что в углеродизированных гипербазитах оно характеризуется значениями d_{002} , составляющими 0,337—0,339 нм и значениями пика экзотермического эффекта от 670 до 690 С. Экзотермический эффект кристаллического графита из Ботгольского месторождения 800—820 С. По данным КР- и ИК-спектроскопии, основной составляющей

2. Химические составы минералов — оксиды и силикаты (в массовых долях %)

Минералы	Номер пробы	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	ZrO ₂	HfO ₂	Сумма
Хромит	Гр23-19	—	12,24	8,45	—	—	—	63,43	—	16,22	—	—	—	100,34
	Гр23-24	—	13,02	8,31	—	—	—	63,49	—	15,88	—	—	—	100,7
	Гр23-46	—	9,72	8,18	—	—	—	62,25	—	19,37	—	—	—	99,52
	Гр23-50	—	11,74	8,86	—	—	—	63,29	—	16,24	—	—	—	100,12
	Гр23-53	—	9,37	8,77	—	—	—	61,96	3,05	17,81	—	—	—	100,95
Марганцовистый ильменит	Гр23-52	—	3,45	—	—	—	54,98	—	8,83	33,6	—	—	—	100,86
	Гр23-1	—	2,14	—	—	—	53,49	—	13,09	31,48	—	—	—	100,21
Хроммагнетит	Гр23-13	—	0,76	—	—	—	—	10,3	1,42	80,05	1,44	—	—	93,97
	Гр23-5	—	—	—	—	—	—	3,6	—	89,24	0,85	—	—	93,69
	Гр23-45	—	—	—	—	—	—	1,34	—	96,73	—	—	—	98,08
Циркон	Гр23-12	31,96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65,58	2,32	99,87
	Гр23-33	32,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65,91	1,44	99,54
Бадделейт	Гр23-35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98,46	1,73	100,19
	Гр23-37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	97,68	—	97,68
Калиевый полевой шпат	Гр23-1	63,47	—	17,91	0,5	16,77	—	—	—	—	—	—	—	98,65

3. Химический состав монацита и минералов U-Th (в массовых долях %)

Минералы	Номер пробы	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	YO	PbO	ThO ₂	UO ₂	P ₂ O ₅	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма
Монацит	Гр23-2	—	—	—	—	—	—	27,79	—	14,98	35,4	2,9	12,59	94,7
	Гр23-3	—	—	—	—	—	—	28	0,45	17,11	36,01	3,1	11,38	96,05
	Гр23-4	—	—	—	—	—	—	27,93	—	15,36	35,72	3,35	12,47	94,84
Уранинит-торианит	Гр23-8	—	—	—	4,13	36,97	50,72	—	—	—	—	—	—	92,84
	Гр23-7	—	—	3,21	4,04	39,01	48,74	—	—	—	—	—	—	95,00
	Гр23-15	—	—	—	2,74	93,37	4,99	—	—	—	—	—	—	101,09
Гр23-16	—	—	—	2,63	91,49	6,16	—	—	—	—	—	—	—	100,28

углеродистого вещества гипербазитов Оспинско-Китойского массива, является графит различной степени упорядоченности. Наряду с кристаллической фазой графита, присутствуют ультрадисперсный графит и аморфная фаза. По данным анализов углеродистое вещество гипербазитов может быть отнесено к графитоиду с максимальной степенью упорядочивания структуры. Проведенный в институте геологии и геохимии УрО РАН высокоточный термический анализ, подтверждает высокую степень графитизации углеродистого вещества вплоть до графита. На термограммах фиксируется, что начало термоокисления углеродистого вещества происходит при температуре 600 С. Термические эффекты данного вещества в этой области температур маскируются эффектами дегидратации серпентина. При отсутствии серпентина для образца углеродизированного альбитита удастся точно определить диапазон окисления углеродистого вещества — 600—820 С при максимуме в диапазоне 720—730 С. Потери веса при 200—400 С, которые возможно принадлежат битумам, составляют в разных образцах от 0,2 до 0,5%, что не более 10% от общего содержания в них углерода. В газовой фазе углеродистых метасоматитов преобладают метан и азот [13].

Геохимия углеродистых метасоматитов. По петрохимическому составу, углеродистые метасоматиты мало чем отличаются от своих безуглеродистых аналогов — ультрабазитов, серпентинитов. Массовое содержание углерода в метасоматитах достигает 10%. В то же время в распределении элементов-примесей выявляются некоторые отличия. Особенно контрастно это видно при анализе распределения

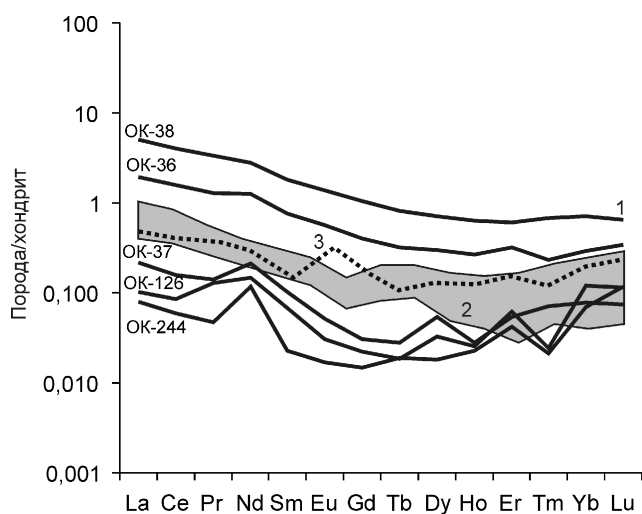


Рис. 3. Тренды распределения редкоземельных элементов в пробах углеродистых метасоматитов (нормирование по хондриту 34):

1 — состав углеродистых метасоматитов; 2 — распределение редкоземельных элементов в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива 1; 3 — состав серпентинита

редкоземельных элементов (РЗЭ). Так, на диаграмме соотношений La-Ce отчетливо разделяются две группы углеродистых метасоматитов с уровнем содержания, сопоставимым с серпентинитами и примерно на порядок выше (рис. 2).

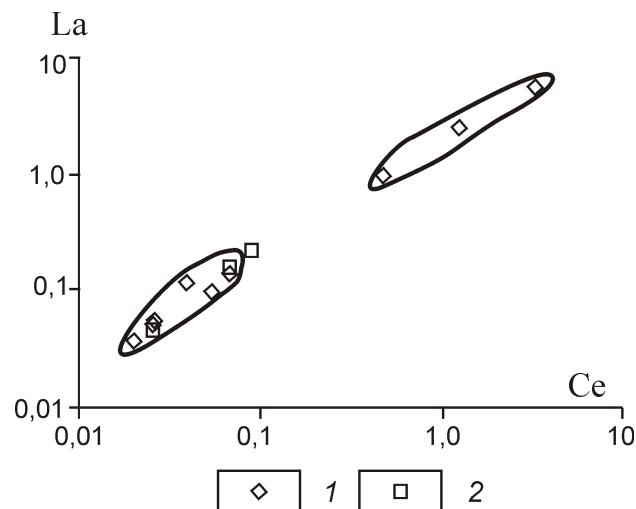


Рис. 2. Соотношение La-Ce (в г/г) в метаяльтрабазитах Оспинско-Китойского массива:

1 — углеродистые; 2 — безуглеродистые

На хондрит-нормализованных диаграммах распределения редкоземельных элементов, наблюдается такая же закономерность (рис. 3). Одна группа графиков характеризуется U-образным распределением редкоземельных элементов $(La/Sm)_n$ 1,49—3,53 при низком уровне отношения порода/хондрит около 0,1, с относительно слабым фракционированием редкоземельных элементов — $(La/Yb)_n = 0,84—2,76$. Эти характеристики близки к характеру распределения редкоземельных элементов в серпентинитах офиолитовых комплексов, однако абсолютные уровни содержания легких редкоземельных элементов несколько ниже, чем в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива. Суммарное содержание РЗЭ в этих пробах находится в пределах 0,45—0,88 г/т. Подобное распределение редкоземельных элементов в изучаемых углеродистых метасоматитах установлено также В.Б.Савельевой с соавторами [27].

Вторая группа проб углеродистых метасоматитов носит другой характер распределения некогерентных элементов и, в частности, редкоземельных. Их графики распределения описываются нисходящим прямолинейным трендом с резким преобладанием легких редкоземельных элементов над тяжелыми $(La/Yb)_n$ 6,60—13,34. Суммарное содержание РЗЭ (2,63—13,93 г/т) в них по сравнению с первой группой проб более, чем на порядок выше.

Редкоземельные спектры слабо измененных гарцбургитов Оспинско-Китойского массива имеют фор-

му близкую к U-образной, характеризуясь относительным обогащением легкими редкоземельными элементами и занимают промежуточное положение между двумя выделенными группами углеродистых метасоматитов. Близкие уровни концентраций редкоземельных элементов и схожий характер распределения имеют и апогарцбургитовые лизардитовые серпентиниты, отличаясь только наличием положительной Eu-аномалии — $(Eu/Eu)_n$ 16,8.

Кроме редкоземельных элементов, некоторые пробы углеродистых метасоматитов существенно обогащены (5—10 раз) такими высокозарядными элементами, как Zr, Y, Hf, Nb, Th, U (табл. 4, пробы ОК-36 и ОК-38). Содержания редкоземельных, редких и радиоактивных элементов по имеющимся данным термического и рентгенофазового анализа проб не обнаруживают прямой корреляции с содержаниями углеродистого вещества и степенью карбонатизации (содержаниями магнезита и доломита). Более того, намечается обратная зависимость между этими параметрами.

Таким образом, наличие аксессуарных минералов некогерентных элементов в углеродистых метасоматитах, зафиксированное минералогическими наблюдениями подтверждается их геохимическими характеристиками.

Для углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива был определен изотопный состав некарбонатного углерода (рис. 4). Значения ^{13}C в них изменяются от 8,8 до 16,6‰, причем максимум определений ложится в интервале от 10 до 14‰, одно определение показало значение 0,4‰. Значения изотопного состава не зависят от вмещающего субстрата, то есть в разных типах углеродизированных пород изотопный состав углерода близок. Полученные изотопные отношения углерода УВ из углеродистых метасоматитов в целом попадают в промежуточный интервал значений между мантийным интервалом и значениями ^{13}C в черных сланцах, интерпретируемый обычно как биогенный углерод. Следует отметить, что полученные значения изотопного состава больше тяготеют к мантийному интервалу, учитывая, что изотопный состав углерода в алмазах, углистых хондритах и мантийных ксенолитах может изменяться в относительно широких пределах [4, 33]. Значения ^{13}C при 15‰ формируют пик на гистограмме изотопных составов высокотемпературного углерода в мантийных ксенолитах [33].

Обсуждение результатов. Известные данные по геохимии и минералогии углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива свидетельствуют о том, что углеродизация является наложенным процессом, развивающимся как по ультраосновным, так и ассоциирующим с ними основным и кислым породам. На происхождение углеродистого вещества и чаще всего связываемой с ним благороднометалльной минерализации описываемых образований вы-

сказываются различные взгляды. В наиболее ранних работах углеродистые метасоматиты считались или ксенолитами углеродистых отложений, или продуктами переотложения органического углерода из черных сланцев и битуминозных известняков [16, 32]. Существуют также представления о связи графитизации с высокотемпературным метасоматическим процессом, вызвавшим альбитизацию основных и ультраосновных пород, родингитизацию и графитизацию, где последующие, более низкотемпературные процессы привели к серпентинизации и карбонатизации пород [15]. Часть исследователей поддерживает модель наложенной графитизации, проявляющейся в тектонических структурах глубинного заложения и значительно оторванной по времени от формирования вмещающих пород [9, 19, 27]. При этом в качестве источника углерода рассматриваются или черные сланцы с биогенным углеродом, или глубинные восстановленные флюиды, поступающие по зонам глубинных разломов. Существует и альтернативная модель, предполагающая происхождение углеродизации в результате воздействия горячей точки, продуцирующей поток углеродсодержащего мантийного флюида, на субдуцирующую океаническую кору, содержащую углеродистые отложения [13]. Локальная распространенность обуглероженных пород в ультрабазитах связана с тем, что литосферные и астеносферные слои верхней мантии в основном умеренно окислены в связи с продолжающейся дегазацией мантии, и лишь отдельные области характеризуются пониженными значениями fO_2 , где могут существовать восстановленные углеводородные флюиды [14].

Как установлено петрографическими наблюдениями, в углеродистых метасоматитах штокверкового типа, углеродистое вещество приурочено к первичным высокотемпературным минералам ультрабазитов — оливину и ортопироксену и отсутствует во вторичных — серпентине и карбонатах. Высокие температуры экзотермического эффекта (600—700 С) фиксируются и при термическом анализе углеродистого вещества. Это подтверждает, что первичная углеродизация происходила на высокотемпературной магматической стадии.

Жилообразные тела обильноуглеродистых метасоматитов развиваются по зонам трещиноватости, милонитизации и катаклаза, где происходит перераспределение и концентрация первичного углеродистого вещества, так как различий в изотопном составе углерода из штокверковых и жильных тел не установлено. Эти зоны углеродизации синхронны с образованием вторичных метасоматических пород (альбититов, родингитов, нефритов, диопсидитов, тальк-карбонатных и карбонатных пород). Так, интенсивно углеродизированные серпентиниты отмечаются в виде оторочки в экзоконтакте альбититовых тел. Ю.Н.Колесник [15] обнаружил прямую зависимость степени углеродизации и альбитизации исход-

4. Микрокомпонентный состав углеродистых метасоматитов (в г/т)

Элемент	ОК-36	ОК-38	ОК-37	ОК-121	ОК-126	ОК-244	ОК-27	ОК-29	ОК-30
Ti	112,93	157,81	43,65	30,43	35,32	33,51	37,33	19,61	26,79
V	16,178	15,866	14,584	25,194	11,715	17,774	15,041	14,565	16,831
Cr	1023,8	1080,8	861,3	1315,1	690,8	962,9	866,2	975,9	951,1
Co	89,242	81,057	95,250	82,829	75,918	75,692	76,527	72,924	76,855
Ni	1235,7	1279,6	1285,8	1207,4	1100,3	1042,7	1096,5	1347,6	1353,9
Cu	7,361	12,875	7,844	7,389	8,346	6,278	4,066	5,852	6,760
Zn	44,221	30,761	24,734	28,840	21,940	37,679	23,109	37,240	21,139
As	2,078	22,023	2,684	1,090	6,988	6,192	2,147	1,960	1,915
Rb	0,350	0,344	2,231	0,286	0,207	0,049	1,964	1,272	1,161
Sr	2,709	4,908	3,502	3,973	3,629	19,606	2,983	3,686	7,094
Y	0,396	0,870	0,062	0,131	0,053	0,036	0,031	0,039	0,033
Zr	3,139	10,165	0,164	0,334	0,114	0,072	0,130	0,105	0,137
Nb	0,239	0,477	0,004	0,020	He опр.	0,006	He опр.	0,009	He опр.
Cd	0,047	0,200	0,196	0,061	0,111	0,284	0,105	0,086	0,185
Sn	0,248	0,737	0,422	0,127	0,189	0,208	0,151	0,112	0,170
Sb	0,074	0,097	0,109	0,069	0,301	0,033	0,068	0,049	0,070
Cs	0,051	0,067	1,675	0,104	0,031	0,023	1,675	1,202	0,889
Ba	3,113	8,432	7,555	4,543	4,288	1,847	5,980	6,039	6,716
La	0,469	1,248	0,053	0,067	0,025	0,020	0,025	0,038	0,025
Ce	0,995	2,562	0,100	0,144	0,054	0,038	0,053	0,121	0,055
Pr	0,125	0,319	0,014	0,017	0,012	0,005	0,006	0,010	0,006
Nd	0,590	1,321	0,101	0,078	0,069	0,056	0,083	0,045	0,065
Sm	0,117	0,278	0,016	0,709	0,011	0,003	0,009	0,004	0,005
Eu	0,033	0,080	0,003	0,004	0,002	0,001	He опр.	0,002	0,001
Gd	0,082	0,212	0,006	0,010	0,005	0,003	0,005	0,007	0,002
Tb	0,012	0,031	0,001	0,003	0,001	0,001	He опр.	0,001	0,001
Dy	0,077	0,181	0,014	0,023	0,008	0,005	0,003	0,008	0,004
Ho	0,015	0,036	0,002	0,005	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Er	0,053	0,101	0,009	0,018	0,010	0,007	0,006	0,008	0,007
Tm	0,006	0,017	0,002	0,002	0,001	0,001	He опр.	0,000	He опр.
Yb	0,048	0,118	0,013	0,034	0,020	0,012	0,010	0,009	0,009
Lu	0,009	0,016	0,002	0,005	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Hf	0,105	0,218	0,007	0,008	0,005	0,005	0,003	0,007	0,006
W	8,247	5,695	8,751	16,497	7,931	4,195	3,154	6,060	18,094
Hg	0,107	0,086	0,119	0,258	0,115	0,043	0,010	0,079	0,318
Pb	1,679	5,936	6,772	1,540	1,330	0,305	1,740	3,400	4,741
Bi	0,118	0,396	0,227	0,118	0,247	0,283	0,151	0,044	0,254
Th	0,115	0,106	0,006	0,011	0,003	0,001	0,006	0,001	0,002
U	0,055	0,113	0,015	0,014	0,007	0,004	0,006	0,007	0,006

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS.

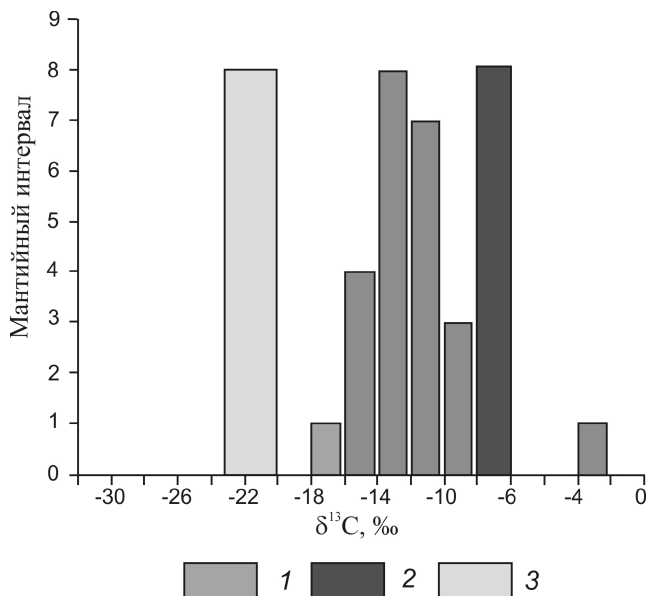


Рис. 4. Гистограмма распределения изотопного состава углерода:

1 — углеродистые метасоматиты; интервалы: 2 — мантийного и 3 — биогенного углерода черных сланцев 22

ных пород. Петрографические наблюдения обильно-углеродистых метасоматитов подтверждают наличие в них вторичных минералов — серпентина, актинолита, хлорита и др.

Выявленные особенности геохимии и минералогии углеродистых метасоматитов, свидетельствуют о некоторой «унаследованности» минералого-геохимических особенностей черносланцевых отложений палеоокеанического бассейна. Так, углеродистые сланцы определенных типов, входящих в состав офиолитовой ассоциации, обогащены Y, Zr, U, Th, P3Э и др., особенно K [22]. Повышенные концентрации этих элементов, а также их минеральные фазы диагностированы авторами и в составе углеродистых метасоматитов. Установленный характер обогащения углеродистых метасоматитов некогерентными элементами связан, по-видимому, с сильно неравномерным распределением этих элементов в телах углеродистых метасоматитов, которое отмечается всеми исследователями, изучавшими эти образования. Крайне неравномерно в породах распределены и благородные металлы — частицы минералов Au, Pt, Pd и Ag могут фиксироваться в значительном количестве или отсутствовать совсем в протолочках проб, отобранных близко друг от друга и в породах, имеющих одинаковый минеральный и химический состав [13, 19]. Этим же можно объяснить наличие двух групп углеродистых метасоматитов с разными уровнями содержания некогерентных элементов. Другой причиной может быть наличие узких зон повышенных концентраций примесных компонентов (в т.ч. благородных металлов), представляющих собой наиболее

проницаемые участки, сквозь которые происходило поступление углеродсодержащих флюидов.

Известно, что офиолитовые ультрабазиты рассматриваемого региона формировались в островодужной геодинамической обстановке, где происходила субдукция океанической коры насыщенной углеродсодержащими глубоководными отложениями [10]. При плавлении слэба, углерод, содержащийся в породах субдуцирующей океанической коры, как один из летучих компонентов, уходил во флюидную фазу и обогащал породы вышележащего мантийного клина. В таком случае, взаимодействие первично мантийного углерода из ультрабазитов с просачивающимся флюидом, содержащим изначально биогенный углерод глубоководных отложений, должно было привести к формированию углеродистого вещества с необычным изотопным составом, значения ^{13}C которого соответствовали бы промежуточным между мантийными и биогенными. Однако содержание углерода в мантийных породах невелико (кларк 0,01%), поэтому влияние углерода пород мантийного клина на просачивающийся флюид незначительно. Следовательно, для формирования углерода с измеренным изотопным составом (максимум определений ^{13}C приходится на значения 10... 14‰) необходимо поступление дополнительного мантийного вещества. Наиболее реальной моделью, по мнению авторов публикации, является наложение горячей точки (плюма) на зону субдукции с образованием зоны плавления. С глубинным флюидом поступали Pt, Pd, поскольку при частичном плавлении мантии эти элементы первыми из элементов платиновой группы уходят во флюид [26]. С этим же процессом, по-видимому, связано и поступление некоторых других элементов-примесей, в частности Hg и Sn. Известно, что золотортутные и золотооловорудные металлогенические провинции приурочены к геодинамическим обстановкам островной дуги — зонам субдукции, где появление ртути происходит в процессе дегазации мантии [23, 31]. Кроме того, характерная особенность островодужных толеитов и субдукционных комплексов — аномальное обогащение пород некогерентными элементами (Ba, K, Sr, Zr, Li и др.) [21]. Эти же элементы, а также их минеральные фазы характерны и для высокоуглеродистых метасоматитов.

Приведенные данные подтверждают ранее сделанный вывод о том, что наиболее реальной для формирования углеродизированных гипербазитов является геодинамическая обстановка островной дуги — зоны субдукции [12, 13].

Авторы выражают благодарность В.И.Силаеву и И.И.Голубевой за проведенные аналитические исследования. Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-У-5-1042), Интеграционного проекта СО РАН-УрО РАН-ДвО РАН ИП-89, программы РАН ОНЗ-5.1, проекта РФФИ №12-05-01164.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анциферова Т.Н.* Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —Улан-Удэ, 2006.
2. *Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л.* и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. —Новосибирск: Наука, 1988.
3. *Белов И.В., Богдаева М.В.* Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // Петрография СССР. Т. 2. 1962.
4. *Бужайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н.* и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. —М.: Наука, 1983.
5. *Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А.* Происхождение углерода в алмазонасных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808—810.
6. *Глазунов О.М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. —Новосибирск: Наука, 1981.
7. *Дамдинов Б.Б.* Нетрадиционные типы благороднометалльной минерализации в офиолитах Восточно-Саянского и Джидинского поясов (минералогия, геохимия, генезис) / Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. —Улан-Удэ, 2004.
8. *Данилова Ю.В., Шуმიлова Т.Г.* Минералогические особенности нанокристаллического графита метасоматитов Тункинского разлома // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 7. С. 7—11.
9. *Данилова Ю.В., Данилов Б.С.* Углеродсодержащая минерализация в тектонитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 71—82.
10. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Склярков Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. —Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.
11. *Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч.* Уникальная платинометаллическая и Ni-минерализация в офиолитах Оспино-Китойского района (Вост. Саян) // Доклады РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 73—77.
12. *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В.* и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228—243.
13. *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.* Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). —Новосибирск: «Гео», 2008.
14. *Кадик А.А.* Восстановленные флюиды в мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003. № 9. С. 928—940.
15. *Колесник Ю.Н.* Нефриты Сибири. —Новосибирск: Наука, 1966.
16. *Коржинский А.Ф.* Природа графитита в гипербазитах Оспинского массива в Восточном Саяне // Геология и геохимия горючих ископаемых. —Киев: Наукова Думка, 1967. Вып. 9. С. 115—126.
17. *Кузьмичев А.Б.* Рифейские офиолиты Китойских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 4. С. 11—25.
18. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. —М.: Пробел-2000, 2004.
19. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина (Данилова) Ю.В., Смагунова М.М.* Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Доклады РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795—798.
20. *Лодочников В.Н.* Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. / Тр. ЦНИГРИ. Вып. 38. 1936.
21. *Мартынов Ю.А.* Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики) // Автореф. дис. ...д-ра. геол.-минер. наук. —Иркутск, 1997.
22. *Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч.* и др. Геохимия и металлоносность углеродистых отложений различных геодинамических обстановок Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3—4. С. 348—365.
23. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. —М.: Наука, 1986.
24. *Патрин Г.С., Мацюк С.С., Костровицкий С.И., Альмова Н.В.* Минералогия ильменита из глубинных ксенолитов в кимберлитах (типохимизм, генетическое и поисковое значение) // Минералогический журнал. 2004. Т. 26. № 4. С. 60—77.
25. *Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. —М.: Наука, 1966.
26. *Рудашевский Н.С.* Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // ЗВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 2. С. 222—237.
27. *Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Данилов Б.С.* и др. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1434—1440.
28. *Савельева В.Б., Уцаповская З.Ф.* Щелочные амфиболы из углеродистых тектонитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива // ЗВМО. 1997. № 3. С. 66—75.
29. *Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В.* Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 598—610.
30. *Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А.* Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63—77.
31. *Степанов В.А., Моисеенко В.Г.* Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. // Золотортутные месторождения. —Владивосток: Дальнаука, 1993.
32. *Шестопалов В.Ф.* Ультраосновной массив Китойских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Тр. Центр. науч.-исследов. лаборатории камней-самоцветов. —М.—Л., 1938. С. 84—100.
33. *Deines P.* The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // Earth-Science Reviews. 2002. Vol. 58. Pp. 247—278.
34. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. Pp. 1199—1212.