

ГЕОХИМИЯ И ИСХОДНАЯ ПРИРОДА МЕТАБАЗИТ-ЭНДЕРБИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ДЖУГДЖУРСКОГО БЛОКА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

© 2007 г. М. А. Мишкин, А. М. Ленников, Г. М. Вовна, З. Г. Бадреддинов, Р. А. Октябрьский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, e-mail: gala1367@mail.ru

Поступила в редакцию 09.11.2005 г.

Показано, что основание разреза джугджурского глубинного гранулитового комплекса сложено стратифицированной метабазит-эндербитовой ассоциацией. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов-примесей установлено, что протолитами пород ассоциации являются вулканиты известково-щелочной, коматиит-толеитовой и пикритовой серий. Принятая модель формирования исходных вулканитов метабазит-эндербитовой ассоциации включает две стадии. Первая стадия предусматривает декомпрессионное частичное плавление вещества поднимающегося мантийного плюма с образованием расплавов коматиит-толеитовой серии. Во вторую стадию происходит образование вулканитов известково-щелочной серии путем частичного плавления метабазитовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма. Формирование протолитов метабазит-эндербитовой ассоциации происходило в раннем протерозое.

В результате предшествующих петрологических исследований метаморфических комплексов Алданского щита было установлено, что наиболее глубинные гранулиты (сутамская фация глубинности) распространены в его южной части [1]. Эти гранулиты, значительную часть которых составляют эндербиты, выходят здесь на поверхность в отдельных тектонических блоках – Сутамском, Зверевском, Курульгинском, Джугджурском. Данные минеральной геотермобарометрии свидетельствуют о том, что породы этих блоков были метаморфизованы в температурных условиях гранулитовой фации при давлениях 8–10 кбар [2–4]. Это дает основание полагать что такие блоки пород представляют нижние уровни земной коры, отвечающие глубинам около 30 км. Поэтому гранулитовые комплексы этих блоков представляют особый интерес для решения вопроса о составе нижней коры востока Азиатского континента.

Цель исследований, проведенных авторами настоящей статьи, состояла в установлении природы протолитов слабо изученного гранулитового комплекса Джугджурского блока и их роли в становлении сиалического фундамента восточного сегмента Алданского щита. В работе приведены первые данные по геохимическим особенностям гранулитов джугджурского комплекса и их Sm-Nd изотопной систематике.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Джугджурский блок расположен в юго-восточной части Алданского щита в бассейнах рек Кун-Маньё, Аюмкан и Мая (рис. 1, 2). Впервые

стратифицируемая природа гранулитовых пород Джугджурского блока была показана В.М. Мошкиным [8], который выделил среди них две толщи: нижнюю – пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Позднее территория Джугджурского блока была охвачена геолого-съёмочными работами масштаба 1 : 200000, выполненными под руководством Ю.Н. Гамалеи [9]. В процессе этих работ Ю.Н. Гамалеей была предложена более дробная стратификация архейских метаморфических отложений, с подразделением их на 4 согласно залегающих свиты (снизу вверх): верхне-суннагинскую, кюриканскую, сутамскую и худурканскую. Однако авторы настоящей статьи на основании анализа опубликованных работ и результатов собственных полевых исследований сочли необходимым вернуться к схеме В.Н. Мошкина [8], разделив метаморфический комплекс Джугджурского блока на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеневыми плагиогнейсами – эндербитами, переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами. В верхней толще преобладают биотит-гранатовые, биотитовые, биотит-графитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчиненным количеством эндербитов и пироксен-биотитовых гнейсов. Распространение этих толщ в пределах изученного района показано на рис. 2. Нижняя толща, представляющая начальные этапы формирования земной коры на юго-востоке Алданского щита, выделена нами в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации. Описанию этой ассоциации и посвящена настоящая работа.

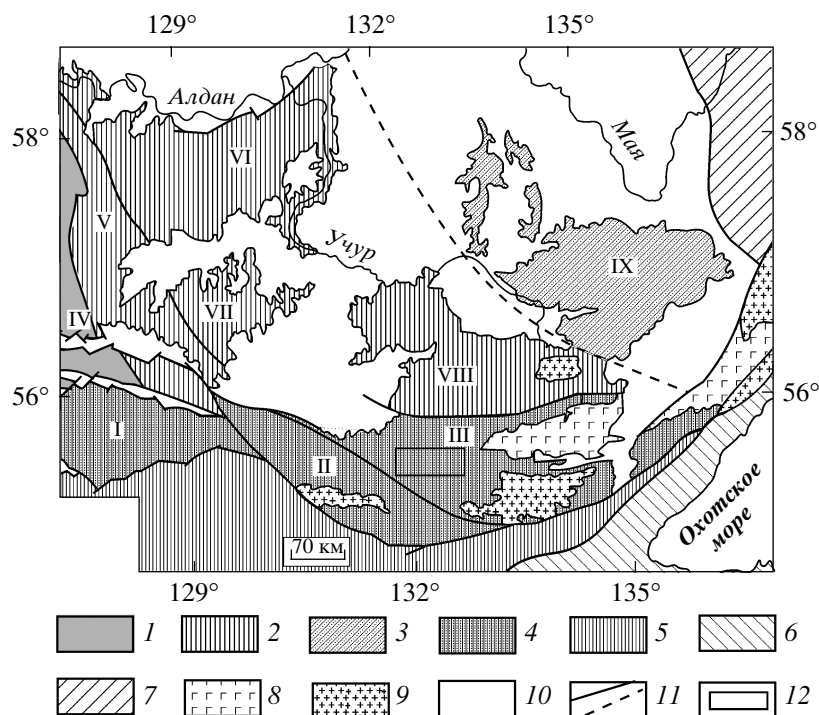


Рис. 1. Схема тектонического строения восточной части Алданского щита.

(1–4) Алданский щит: 1 – Западно-Алданский мегаблок, 2 – Восточно-Алданский мегаблок, 3 – Батомгская гранит-зеленокаменная область, 4 – Южно-Алданский геоблок; 5 – Становая складчатая область; 6 – Монголо-Охотская складчатая область; 7 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 8 – анортозиты; 9 – фанерозойские гранитоиды; 10 – кайнозойские отложения; 11 – разрывные нарушения; 12 – район работ. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Сутамский, II – Аюмканский, III – Джугджурский, IV – Нимнырский, V – Холболухский, VI – Суннагинский, VII – Гонимский, VIII – Тюрканский; IX – Батомгский блок. Схема составлена по [5], с упрощениями.

Эндербиты, слагающие большую часть объема пород ассоциации, имеют мелко- или среднезернистые структуры и темно-серый с зеленоватым оттенком цвет. Их полосчатость подчеркнута меланократовыми полосами, обогащенными зернами гиперстена, иногда с присутствием роговой обманки. В целом нижняя толща имеет слоистый облик и содержит прослой и линзы метабазитов (до 30% объема толщи) и реже – метальтрабазитов (до 5% объема толщи). Это позволяет предполагать ее существенно вулканогенный первичный состав, в отличие от верхней толщи, для которой наличие мраморов и графит-биотитовых сланцев свидетельствует о существенной роли в ее составе исходных осадочных пород. Породообразующие минералы эндербитов на 50–70% представлены плагиоклазом (40–50% *An*) с антипертитовыми вростками, кварцем (5–10%), гиперстеном (5–10%), роговой обманкой – 8–10%, магнетитом – до 7%, моноклинным пироксеном – до 5% и редкими чешуйками биотита. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, циркон, ильменит, рутил и пирит.

Двупироксеновые сланцы на 30–40% состоят из плагиоклаза (50–58% *An*), моноклинного пироксена (20–40%), ромбического пироксена (5–10%).

Отдельные разновидности двупироксеновых сланцев содержат примесь граната или биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, титаномагнетитом и ильменитом.

Кристаллосланцы ультраосновного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксен-амфиболовые) имеют однородную текстуру и сложены ортопироксеном – 10–35%, клинопироксеном – 10–45%, оливином – 0–19%, амфиболом – 0–80%. В виде примеси присутствуют ильменит, иногда биотит и шпинель.

Метаморфизм пород Джугджурского блока, по данным минеральной геотермобарометрии осуществлялся в условиях гранулитовой фации с максимальными параметрами $T = 800^{\circ}\text{C}$ и $P = 9$ кбар [3].

Возраст джугджурского комплекса условно считался архейским. Однако эти представления не были подтверждены изотопным датированием. Одновременно было установлено, что анортозиты Джугджурского массива прорывают гранулиты джугджурского комплекса [10]. В то же время возраст джугджурских анортозитов тоже является дискуссионным. В частности, свинцовым изохронным методом для анортозитов получены значения

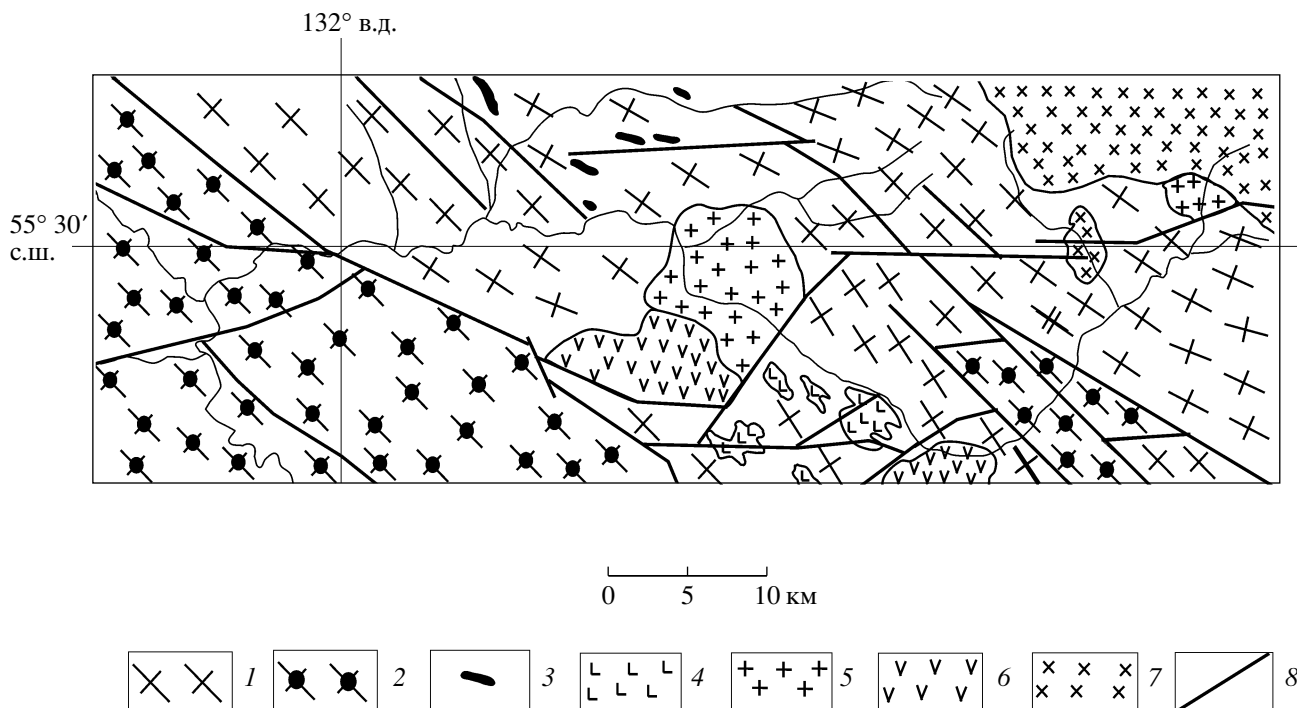


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района исследований (составлена с использованием Геологической карты СССР, масштаб 1 : 200 000, листы – N-53-I, N-52-VI [6, 7] и полевых наблюдений А.М. Ленникова, Р.А. Октябрьского и М.А. Мишкина). (1, 2) – джугджурский гранулитовый комплекс: 1 – гранулиты нижней толщи (эндербиты, метабазиты), 2 – гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, эндербиты, метабазиты, кальцифиры); (3, 4, 5) – метаволканические образования нижнего протерозоя: 3 – метагипербазиты и базиты, 4 – анортозиты, 5 – граниты; 6 – образования платформенного чехла; 7 – меловые гранитоиды; 8 – тектонические нарушения.

от 2.7 млрд. лет [11] до 1.734–1.736 млрд. лет [12], а Sm-Nd методом – две минеральные изохроны с возрастными 1702 ± 27 млн. лет и 1705 ± 30 млн. лет [10]. Нами получены первые данные по Sm-Nd изотопной систематике пород метабазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса, которые могут свидетельствовать о его раннепротерозойском возрасте.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛИТОВ И ИХ ИСХОДНАЯ ПРИРОДА

Содержания элементов в породах джугджурского комплекса определялись в ДВГИ ДВО РАН классическим химическим методом, аналитик Л.В. Недашкова. Элементы примеси определены методом ICP-MS в лаборатории изотопных исследований Института геохимии СО РАН, г. Иркутск. Sm-Nd изотопные определения выполнены Г.М. Вовна на приборе Финниган-МАТ-262 под руководством профессора Д. Маеды (Университет Хоккайдо, г. Саппоро, Япония). Данные о химическом составе пород метабазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса основаны на результатах анализа 52 проб. Пробы отбирались среди пород, не подверженных процессам гранитизации. Представитель-

ные анализы пород метабазит-эндербитовой ассоциации приведены в табл. 1 и 2.

Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализа петрохимических данных и закономерностей распределения элементов примесей в породах.

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, включительно, свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, за исключением щелочей. Это положение позволяет считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Все вышесказанное не относится к породам, подвергнутым процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при гранулитовом метаморфизме рассматривалось во многих работах. Известно, что гранулиты обеднены некоторыми литофильными элементами, такими как Rb, U, Th [13]. Некоторая подвижность отмечается для Ba и Sr. Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме за исключением Eu [14].

Часть исследователей предполагает возможность подвижного поведения легких РЗЭ [15]. Однако этот вопрос дискуссионен, и, вероятно, в этих случаях имеют место проявления метасоматических процессов. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов – Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ta и для феррофильных элементов – Ni, Co, Cr [15].

Известно, что при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным.

Для решения этого вопроса У. Деннеом и Б. Муром [16], была предложена дискриминантная диаграмма (рис. 3), на которой гиперстеновые плагиогнейсы среднего состава metabазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса располагаются в поле магматических пород.

На классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 4) для вулканитов [17] составы гранулитов metabазит-эндербитовой ассоциации располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щелочности, начиная от ультраосновных пород до андезитов.

Подобная схема интерпретации исходного состава гранулитов подтверждается на петрохимических диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{Ca}/\text{Mg} - \text{Fe}_{\text{общ}}/\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общ}}$ [18] (рис. 5) и на диаграмме [19] (рис. 6), учитывающей отношение Zr к наиболее инертному петрогенному элементу – Ti, что особенно важно для диагностики исходного состава пород гранулитовой фации метаморфизма. На классификационной диаграмме $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ [20] (рис. 7) гранулиты располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматитит-толеитовой серий.

Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены metabазальты, метаандезибазальты (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (эндербиты). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве базальт-андезитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 1. Метабазальты и метаандезибазальты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %). Спектры распределения РЗЭ в metabазальтах соответствуют архейским базальтам типа ТН2, по К. Конди [22] (рис. 8а). Для них характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.68 - 6.63$. Сходной топологией спектров распределения РЗЭ характеризуется андезибазальты, отличаясь несколько повышенным общим содержанием легких РЗЭ (рис. 8б).

Метаандезиты по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским андезитам группы II по К. Конди [22] и характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5 - 13$ и наличием слабых Eu аномалий (рис. 8в).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 9) метаандезиты исходной базальт-андезитовой ассоциации отличаются повышенным содержанием литофильных элементов (за исключением Zr) от андезитов Курило-Камчатской островной дуги [23] и в этом отношении сходны с “серыми гнейсами” архея основания щитов [24].

Происхождение исходных расплавов “серогнейсовой” сиалической коры рассматривается многими исследователями как результат частичного плавления мафического источника, что подтверждено многочисленными экспериментами.

Выше было показано, что спектры распределения РЗЭ джугджурских метаандезитов обеднены тяжелым РЗЭ. Это может свидетельствовать о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом.

Существующие эксперименты по плавлению базитов свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рестита плавящегося metabазита появляется гранат составляет 10 кбар [26]. В эксперименте указанных авторов расплавам с кремнеземистостью $\text{SiO}_2 = 58$ мас. % (средняя кремнеземистость метаандезитов джугджурского комплекса) соответствуют следующие условия плавления metabазитов: $T = 975^\circ\text{C}$, степень плавления 40%; состав рестита (объем. %): гранат – 15, *Оpx* – 1, амфибол – 2, клинопироксен – 40, плагиоклаз – 2. Используя эти данные и содержание РЗЭ в природных образцах, можно рассчитать состав модельного расплава андезита на основе известного соотношения Д. Шоу [27], описывающего зависимость концентрации микроэлемента в расплаве от исходного его содержания в источнике, степени плавления и суммарного коэффициента распределения между реститовыми фазами и расплавом. Предполагается, что источником исходных андезитовых расплавов джугджурского комплекса служили толеитовые базальты более ранних магматических событий в южной части будущего Алданского щита. К таким событиям может быть отнесено формирование базитовых протолитов гранулитового комплекса соседнего Сутамского блока, происходившее 3.1 млрд. лет назад. Средний состав толеитовых metabазальтов Сутамского блока, по [28], (табл. 2, ан. 20) принят нами в качестве магматического источника при выплавлении андезитовых расплавов джугджурского комплекса. Полученные результаты расчетов (рис. 8в) показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам.

Таблица 1. Химические составы метабазитов и эндербитов исходной базальт-андезитовой ассоциации

Ком- понен- ты	Э- 24/222	Э- 14/136	Э- 37/318	Э- 17/159	Э- 17/177	Э- 25/238	Э- 16/148	Э- 17/163	Э- 17/165	Э- 17/164	Э- 33/285	Э- 17/158	Э- 35/296	Э- 17/171	Э- 17/168	Э- 36/312	Э- 42/343	Э- 17/156
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	<i>Кристаллосланцы двупироксеновые</i>														<i>Плагиогнейсы гиперстеновые</i>			
SiO ₂	45.02	50.88	51.99	53.01	53.59	53.48	53.86	54.67	54.8	54.88	55.31	55.58	56.74	56.83	57.41	58.22	58.19	59.78
TiO ₂	0.75	0.71	0.84	0.84	1.07	0.69	0.7	0.61	0.55	0.7	0.42	0.49	0.59	0.69	0.7	0.68	0.69	0.59
Al ₂ O ₃	20.91	17.1	16.78	18.25	18.1	18.95	17.39	17.19	17.26	17.62	19.5	18.14	18.25	16.61	16.83	16.09	16.28	17.06
Fe ₂ O ₃	5.83	2.11	2.84	4.99	4.35	4.59	4.03	2.98	2.75	4.1	2.45	4.64	4.73	3.32	3.61	1.28	3.65	2.61
FeO	6.37	7.1	6.7	4.65	4.93	4.83	5.79	5.63	5.83	4.66	4.17	3.82	2.8	4.71	4.51	6.98	5.21	4.12
MnO	0.1	0.12	0.13	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.17	0.14	0.09	0.14	0.1	0.14	0.16	0.12	0.15	0.13
MgO	6.54	7.04	6.59	3.78	3.92	3.95	4.74	5.2	4.61	4.32	3.72	4	3.45	4.27	3.93	3.77	4.03	3.16
CaO	9.63	9.12	9.51	7.55	7.53	7.36	7.68	7.46	7.62	7	8.3	7.33	6.96	7.3	6.65	6.44	6.84	5.74
Na ₂ O	2.67	3.32	2.75	4.4	4.3	4.22	4.0	3.81	3.84	4.01	4.27	4.12	4.66	3.7	3.4	3.6	3.65	4.25
K ₂ O	1.03	1.03	0.61	1.26	0.98	1.33	0.85	1.35	1.61	1.12	1.13	1.06	1.12	2.02	1.91	1.52	0.58	1.75
P ₂ O ₅	0.18	0.29	0.41	0.49	0.52	0.38	0.3	0.33	0.32	0.32	0.33	0.26	0.29	0.41	0.27	0.31	0.31	0.36
п.п.п.	0.97	1.18	0.85	0.61	0.54	0.07	0.51	0.62	0.64	1.13	0.31	0.42	0.31	0	0.62	0.99	0.42	0.45
U	0.18	0.25	0.04	0.03	–	–	0.02	–	0.02	0.03	0.07	0.02	–	0.01	0.01	0.75	0.03	0.01
Th	0.58	0.86	0.28	0.12	–	–	0.06	–	0.09	0.26	0.43	0.09	–	0.03	0.26	3.22	0.08	0.04
Ba	310.93	225.66	410.58	398.66	–	–	413.21	–	490.56	692.03	856.76	544.95	–	838.12	685.77	339.44	286.11	700.21
Sr	939.3	268	483.38	976.86	–	–	586.7	–	758.69	822.75	870.58	911.86	–	718.98	715.94	594.24	555.65	712.35
La	12.56	14.56	18.27	34.86	–	–	17.2	–	19.22	21.12	20.99	20.67	–	24.08	17.37	33.44	11.57	20.5
Ce	25.42	34.03	41.27	78.77	–	–	37.23	–	41.73	46.57	41.87	45.65	–	58.02	40.53	70.28	24.82	44.01
Pr	3.32	4.68	5.65	10.06	–	–	5.07	–	5.62	6.52	5.36	6.19	–	7.85	5.63	8.86	3.41	5.9

Таблица 1. Окончание

Ком- понен- ты	Э- 24/222	Э- 14/136	Э- 37/318	Э- 17/159	Э- 17/177	Э- 25/238	Э- 16/148	Э- 17/163	Э- 17/165	Э- 17/164	Э- 33/285	Э- 17/158	Э- 35/296	Э- 17/171	Э- 17/168	Э- 36/312	Э- 42/343	Э- 17/156
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Кристаллосланцы двупироксеновые</i>														<i>Плагиогнейсы гиперстеновые</i>				
Nd	12.7	19.32	22.99	40.77	–	–	21.23	–	23.54	27.42	22.5	26.12	–	33.13	23.41	34.8	13.83	24.78
Sm	2.44	4.31	4.55	7.41	–	–	4.47	–	4.69	5.45	4.57	5.27	–	6.4	4.76	6.39	2.74	4.93
Eu	1.02	1.2	1.45	2.14	–	–	1.6	–	1.38	1.61	3.58	1.34	–	1.54	1.07	1.39	1	1.35
Gd	2.23	4.34	4.53	6.06	–	–	3.96	–	4.14	4.87	4.4	4.83	–	5.47	4.27	5.85	2.85	4.34
Tb	0.33	0.7	0.72	0.96	–	–	0.59	–	0.65	0.81	0.71	0.76	–	0.9	0.7	0.94	0.47	0.72
Dy	1.55	3.7	3.68	3.96	–	–	2.88	–	3.22	3.86	3.66	3.8	–	4.23	3.35	4.46	2.51	3.63
Ho	0.29	0.77	0.75	0.78	–	–	0.58	–	0.66	0.79	0.74	0.75	–	0.88	0.69	0.87	0.51	0.76
Er	0.82	2.27	2.18	2.32	–	–	1.72	–	1.95	2.3	2.11	2.21	–	2.56	2.04	2.49	1.52	2.19
Tm	0.1	0.31	0.29	0.3	–	–	0.22	–	0.28	0.33	0.3	0.32	–	0.37	0.29	0.34	0.22	0.32
Yb	0.69	2.02	1.86	1.79	–	–	1.5	–	1.79	2.03	1.82	2.09	–	2.35	1.87	2.16	1.45	2.06
Lu	0.1	0.29	0.27	0.29	–	–	0.23	–	0.27	0.31	0.27	0.3	–	0.36	0.28	0.32	0.23	0.31
Zr	25.4	41.76	49.04	29.01	–	–	17.33	–	34.32	25.51	40.79	21.1	–	34.08	26.3	22.68	49.7	25.07
Hf	0.73	1.35	1.32	0.98	–	–	0.7	–	1.12	1.01	1.12	0.84	–	1.13	0.89	0.88	0.24	0.96
Ta	0.61	0.38	0.39	0.64	–	–	0.3	–	0.5	0.39	0.45	0.26	–	0.34	0.51	0.85	0.31	0.44
Nb	3.25	5.18	5.27	12.16	–	–	5.2	–	4.82	6.81	3.17	4.53	–	6.76	6.26	16.54	5.54	6.23
Y	7.15	18.48	18.23	19.43	–	–	14.96	–	15.97	18.88	16.99	16.8	–	21.14	15.42	21.03	12.34	18.49
Sc	18.92	28.44	25.46	18.53	–	–	20.46	–	22.23	24.32	23.31	21.86	–	21.78	19.69	17.71	20.19	19.39
Ni	27.69	34.86	62.59	20.25	–	–	21.79	–	45.36	30.91	47.12	26	–	39.16	36.84	58.35	25.3	21.55
Co	52.14	37.95	36.83	25.86	–	–	29.46	–	28.35	26.96	22.85	24.29	–	25.66	23.64	20.91	21.59	21.39
V	310.37	201.08	137.37	151.08	–	–	150.16	–	164.74	192.92	151.64	158.59	–	121.48	159.70	179.89	83.80	141.20

Примечание. Оксиды в мас. %, элементы-примеси в г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%, “–” – содержание элемента не определялось, 1–3 – метабазалты, 4–14 – метаандезибазалты, 15–18 – метаандезиты.

Таблица 2. Химические составы метавулканитов основного и ультраосновного состава джугджурского комплекса

Компоненты	Э-13/104	Э-14/119	Э-17/162	Э-14/121	Э-25/237	Э-10/77	2107-А	Э-14/134	Э-35/301	Э-17/174	Э-17/160	Э-14/117	Э-7/66	Э-17/175	Э-37/313	Э-37/319	Э-32/284	Э-40/337	Э-14/126	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Кристаллосланцы двупироксеновые</i>																				
SiO ₂	42.10	42.43	43.84	43.86	44.2	44.66	45.70	46.06	46.06	46.61	46.92	47.73	48.56	48.04	50.34	50.72	51.65	52.29	53.9	49.83
TiO ₂	1.01	0.45	1.55	0.46	1.11	1.23	0.58	0.65	1.23	0.66	0.72	1.56	0.25	1.01	1.94	2	0.94	0.85	0.45	1.65
Al ₂ O ₃	14.67	12.74	12.06	13.63	14.78	12.79	9.16	8.45	8.39	8.84	8.00	13.02	2.82	16.20	14.5	15.44	15.79	14.02	14.53	13.98
Fe ₂ O ₃	6.61	4.89	5.83	3.55	5.73	5.85	1.29	1.01	4.15	5.23	4.66	4.11	2.54	4.24	1.6	3.78	2.45	3.09	2.7	5.00
FeO	6.90	13.59	8.12	14.35	8.67	9.7	9.97	11.19	11.38	6.95	6.53	12.15	9.49	7.66	11.04	8.58	7.45	7.54	7.33	10.09
MnO	0.17	0.22	0.16	0.20	0.14	0.96	0.25	0.17	0.23	0.17	0.17	0.23	0.24	0.14	0.16	0.14	0.13	0.16	0.17	0.22
MgO	11.17	9.91	13.11	9.81	10.78	8.22	22.10	11.53	13.1	17.39	24.30	6.65	27.64	9.18	5.09	5.18	7.35	8.02	7.12	6.31
CaO	10.92	10.31	9.46	8.99	11.11	13.22	8.13	12.4	11.84	10.13	5.57	10.57	6.48	9.00	8.64	8.58	9.34	9.35	8.99	9.72
Na ₂ O	2.20	0.40	2.33	0.66	2.10	1.70	1.30	1.00	1.48	1.92	1.15	1.97	0.34	2.59	3.63	3.37	3.18	3.18	3.3	2.53
K ₂ O	0.59	1.15	0.93	1.47	0.24	0.22	0.20	2.01	0.58	0.80	1.06	0.33	0.01	0.89	1.24	1.22	0.72	0.84	0.47	0.38
P ₂ O ₅	0.50	0.99	0.21	0.45	0.19	0.39	0.12	2.65	0.31	0.24	0.0	0.25	0.07	0.21	0.68	0.87	0.24	0.31	0.24	0.25
п.п.п.	3.16	2.92	2.4	2.57	0.95	1.06	1.20	2.88	1.25	1.06	0.82	1.43	1.56	0.84	1.14	0.12	0.76	0.35	0.8	0.05
U	0.09	–	–	–	0.12	0.14	0.42	0.47	0.09	<0.02	0.02	–	<0.02	0.04	–	0.1	<0.02	0.23	0.03	–
Th	0.41	–	–	–	0.28	0.38	0.64	3.92	0.43	0.18	0.26	–	0.12	0.24	–	0.79	0.12	1.15	0.3	–
Ba	355.86	–	–	–	150.04	34.43	<10	3755.29	222.70	76.46	237.99	–	<10	365.10	–	821.96	482	134.04	177	199.0
Sr	520.50	–	–	–	878.07	146.7	55.21	1053.16	386.05	171.11	163.58	–	21.54	618.03	–	515.44	587.86	358.42	288.67	150.0
La	33.57	–	–	–	9.50	12.67	2.84	151.81	13.01	6.83	21.58	–	1.81	12.97	–	56.71	14.02	40.02	10.29	8.63
Ce	74.13	–	–	–	22.03	36.58	7.30	359.25	37.48	22.46	60.18	–	5.37	34.81	–	122.15	29.73	95.19	26.23	20.3
Pr	9.91	–	–	–	3.23	5.37	1.06	49.68	6.33	3.87	8.27	–	0.86	5.64	–	15.62	4.14	12.66	4.11	–
Nd	41.49	–	–	–	14.12	23.33	4.94	202.04	29.4	17.95	31.02	–	4.29	25.7	–	63.55	17.71	49.71	17.19	13.8
Sm	8.54	–	–	–	3.22	5.95	1.50	29.81	7.17	3.99	4.85	–	1.26	5.87	–	12.09	3.87	9.23	3.74	4.2
Eu	2.36	–	–	–	1.15	1.64	0.71	5.62	1.55	1.18	1.13	–	0.36	1.69	–	3.06	1.64	2.29	1.08	1.4

Таблица 2. Окончание

Компоненты	Э-13/104	Э-14/119	Э-17/162	Э-14/121	Э-25/237	Э-10/77	2107-А	Э-14/134	Э-35/301	Э-17/174	Э-17/160	Э-14/117	Э-7/66	Э-17/175	Э-37/313	Э-37/319	Э-32/284	Э-40/337	Э-14/126	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Кристаллосланцы дупироксеновые</i>																				
Gd	8.14	–	–	–	3.24	6.59	2.09	17.96	7.48	4.08	4.08	–	1.45	5.72	–	11.32	3.82	7.42	3.67	–
Tb	1.18	–	–	–	0.48	1.16	0.36	2.23	1.13	0.59	0.58	–	0.22	0.88	–	1.77	0.62	1.04	0.6	0.95
Dy	6.01	–	–	–	2.28	7.06	2.15	6.21	5.84	3.17	2.28	–	1.27	4.39	–	7.83	3.21	4.35	3.19	–
Ho	1.28	–	–	–	0.41	1.58	0.46	0.96	1.17	0.64	0.42	–	0.26	0.87	–	1.55	0.66	0.75	0.66	–
Er	3.85	–	–	–	1.12	4.95	1.32	не опр.	3.42	1.84	1.27	–	0.75	2.48	–	4.6	1.97	2.25	1.92	–
Tm	0.51	–	–	–	0.13	0.73	0.18	0.28	0.45	0.24	0.14	–	0.1	0.31	–	0.58	0.26	0.26	0.27	–
Yb	3.38	–	–	–	0.80	4.81	1.18	1.92	2.87	1.56	0.92	–	0.66	1.99	–	3.62	1.67	1.64	1.76	3.1
Lu	0.52	–	–	–	0.11	0.74	0.18	0.27	0.41	0.22	0.13	–	0.1	0.28	–	0.51	0.25	0.23	0.27	0.46
Zr	37.89	–	–	–	29.38	83.04	36.91	29.48	70.74	43.3	62.99	–	10.63	54.88	–	55.52	44.43	18.85	44.0	94.33
Hf	1.17	–	–	–	0.88	2.07	1.06	1.28	2.38	1.38	1.57	–	0.4	1.64	–	2.06	1.24	0.93	1.45	–
Ta	0.33	–	–	–	0.32	0.52	<0.2	0.55	0.35	<0.2	0.25	–	<0.2	0.52	–	0.95	0.43	0.56	<0.2	–
Nb	5.36	–	–	–	3.00	8.75	1.39	12.09	6.50	3.57	4.52	–	0.25	4.97	–	21.35	6.61	10.47	1.98	6.1
Y	32.61	–	–	–	10.00	40.04	10.53	25.04	30.04	15.45	9.34	–	6.44	20.35	–	39.9	16.36	19.14	16.15	29.66
Sc	33.63	–	–	–	32.75	56.46	31.81	25.95	53.84	52.32	30.29	–	30.38	42.08	–	28.98	31.57	34.31	33.34	–
Ni	193.27	–	–	–	144.06	122.79	845.46	25.95	145.01	120.2	431.12	–	645.31	107.22	–	30.8	70.61	232.2	25.36	–
Co	49.64	–	–	–	78.06	58.12	85.05	25.23	76.73	76.81	96.98	–	104.12	54.1	–	34.51	46.45	51.53	35.65	–
V	268.93	–	–	–	315.35	377.23	186.63	167.78	361.02	196.1	137.27	–	105.16	283.5	–	210.99	160.81	206.51	137.13	–
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.52	28.31	7.78	29.63	13.32	10.40	10.75	13.00	6.82	13.39	11.11	8.35	12.96	16.04	7.47	7.72	16.80	16.49	32.29	8.47
CaO/TiO ₂	10.81	22.91	6.10	19.54	10.01	10.75	11.71	19.08	9.63	15.35	7.74	6.78	26.43	8.91	4.45	4.29	9.94	11.00	19.98	5.89
CaO/Al ₂ O ₃	0.74	0.81	0.78	0.66	0.75	1.03	1.09	1.47	1.41	1.15	0.70	0.81	2.04	0.56	0.60	0.56	0.59	0.67	0.62	0.70

Примечание. Оксиды в мас. %, элементы-примеси в г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%. “–” – содержание элемента не определялось 1, 2, 3, 4, 5, 8, 10, 14 – коматиитовые метабазациты; 9, 16 – пикритовые метабазациты; 6, 12, 15–19 – толеитовые метабазациты; 7, 11, 13 – метакоматииты; 20 – средний состав толеитового метабазацита сутамского гранулитового комплекса.

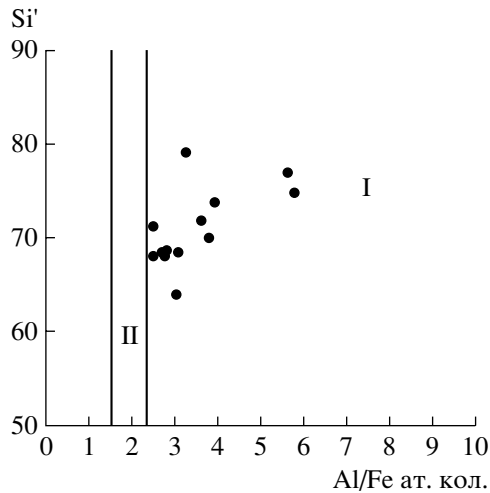


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для разделения орто- и парагнейсов, по Деннену и Муру [16], $Si' = Si/(Si + Fe + Al) \times 100$. Точки соответствуют составам гранулитов джугджурского комплекса. I – поле магматических, II – осадочных пород.

Метавулканисты коматиит-толеитовой серии

В составе исходных вулканистов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты, а также коматииты (коматиит-толеитовая ассоциация).

Толеитовые метабазальты

Представительные анализы толеитовых метабазальтов (двупироксеновые сланцы) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазальтах колеблются в пределах 4.74–10.69 (табл. 2,

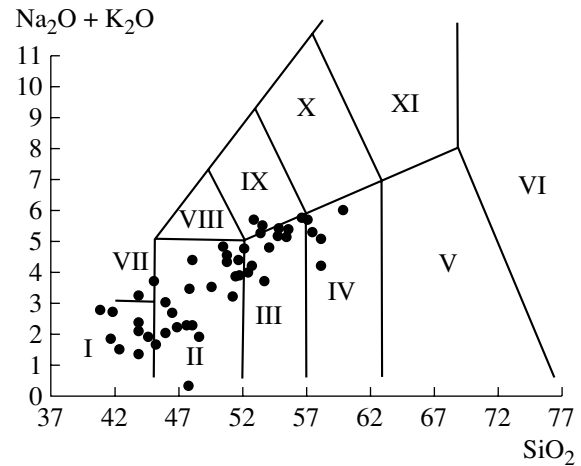


Рис. 4. Классификационная диаграмма $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ [17] для ортопород джугджурского гранулитового комплекса. Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.

ан. 15–19), при магнезиальности 0.58–0.63. С уменьшением содержания MgO в породах происходит снижение CaO и увеличение Al_2O_3 , чем обусловлено уменьшение отношений CaO/Al_2O_3 и CaO/TiO_2 , которые в целом понижены по отношению к хондритовым: 0.6 и 12.8 соответственно. Увеличение содержания Al_2O_3 ведет к возрастанию отношения Al_2O_3/TiO_2 , величина которого, в среднем, для толеитовых метабазальтов составляет 20.62, что близко

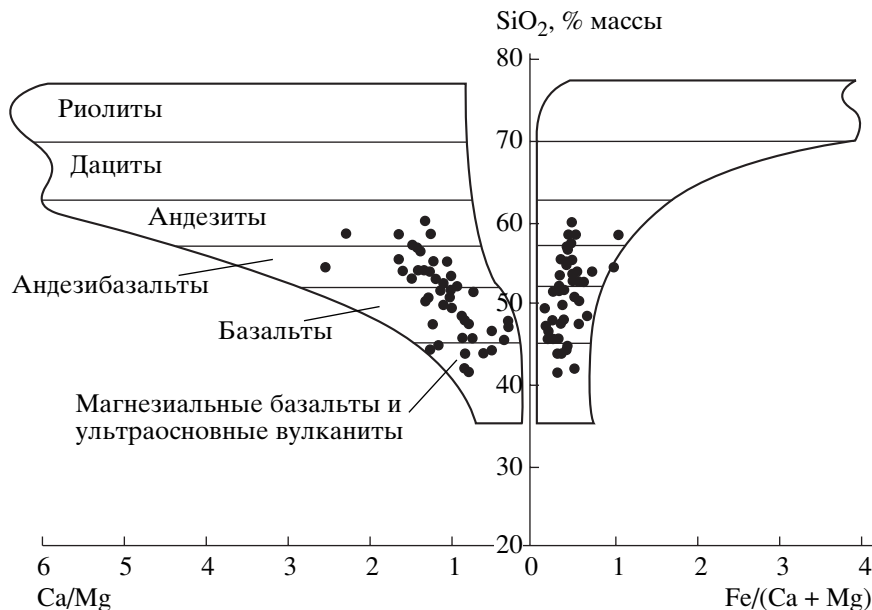


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма для классификации метавулканистов [18]. Точками показаны составы гранулитов джугджурского комплекса.

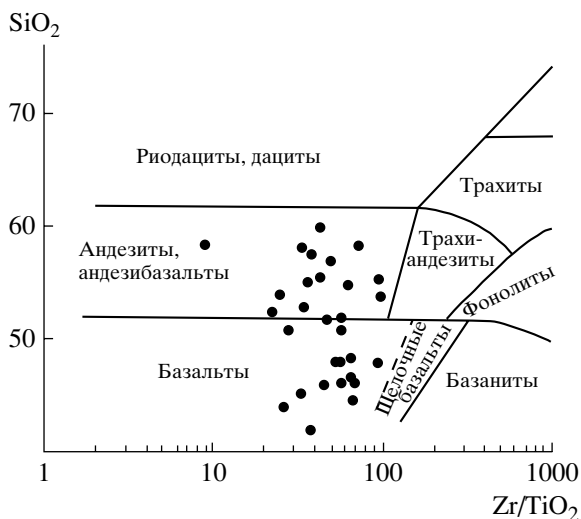


Рис. 6. Диаграмма SiO₂ – Zr/TiO₂ [19] для гранулитов джуджурского комплекса. Точками показаны составы гранулитов джуджурского комплекса.

к хондритовому. Толеитовые metabазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ [(La/Yb)_N = 4–8] при примерно 50-кратном увеличении легких РЗЭ по отношению к хондриту (рис. 12в). На мультиэлементной диаграмме (рис. 10) метатолеиты metabазит-эндербитовой ассоциации отличаются от толеитовых базальтов N-MORB [29] и толеитовых базальтов Куриль-

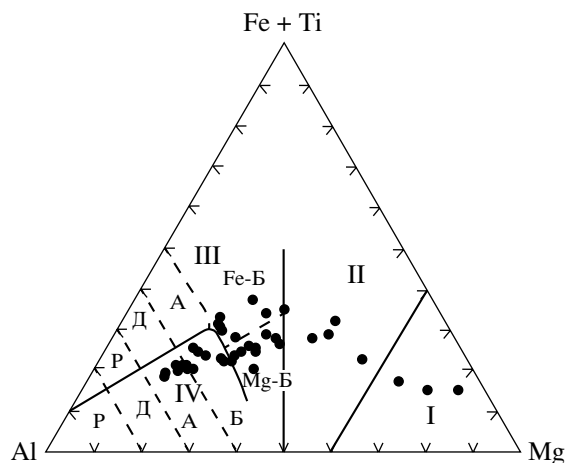


Рис. 7. Классификационная диаграмма Al – (Fe + Ti) – Mg [20]. Точками показаны составы гранулитов джуджурского комплекса. Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов; II – коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов; III–IV – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серии соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных соответственно).

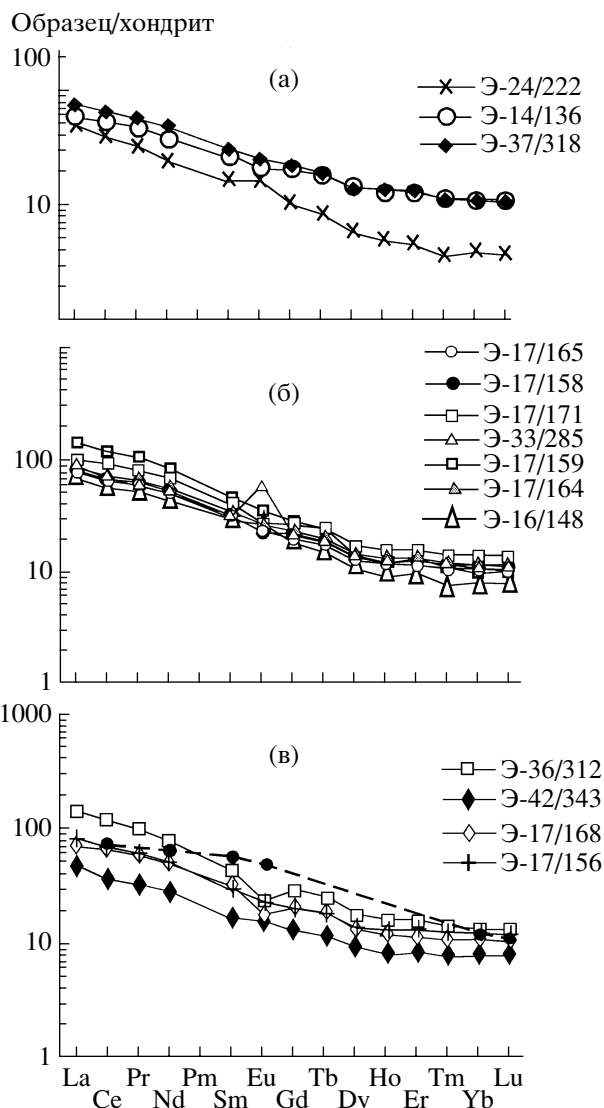


Рис. 8. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [21] в метавулканитах базальт-андезитовой ассоциации известково-щелочной серии джуджурского гранулитового комплекса. а – metabазальты, б – метаандезибазальты, в – метаандезиты. Штриховой линией с темными кружками на диаграмме (в) показано распределение РЗЭ в модельном андезитовом расплаве.

ской островной дуги [30] повышенным содержанием Ba, Nb, La, Ce, Nd, P, что, вероятно, косвенно характеризует геохимические особенности корообразующей мантии рассматриваемого региона.

Высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава

Высокомагнезиальные сланцы (двупироксен-оливиновые, двупироксен-амфиболовые) занимают в составе нижней толщи около 5% ее объема. Они обычно образуют маломощные (не более 10 м, редко десятки метров) прослои и линзы, зале-

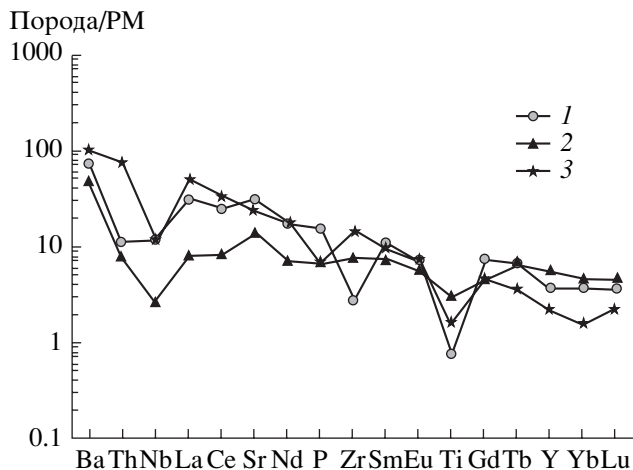


Рис. 9. Мультиэлементная диаграмма для метаандезитов базальт-андезитовой ассоциации. 1 – метаандезиты джугджурского комплекса; 2 – андезиты Курило-Камчатской островной дуги [23]; 3 – состав архейских “серых гнейсов” [24]. Нормировано по составу примитивной мантии [25].

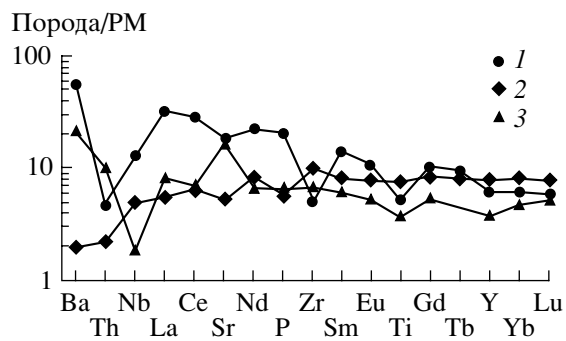


Рис. 10. Мультиэлементный спектр двупироксеновых сланцев джугджурского комплекса толеитового состава (1). Для сравнения показаны спектры толеитовых базальтов N-MORB (2) и Курильской островной дуги (3). Нормировано по составу примитивной мантии [25].

гающие согласно полосчатости вмещающих их эндербитов. На этом основании можно предполагать их исходное вулканогенное происхождение. Не исключено, что часть этих прослоев первоначально была представлена силлами. Представительные анализы высокомагнезиальных сланцев основного и ультраосновного состава приведены в табл. 2. На классификационной диаграмме Al_2O_3/TiO_2 – MgO [31] (рис. 11) высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава джугджурского комплекса располагаются в полях составов коматиитов и коматиитовых базальтов коматиитовой серии, а также в поле базальтов пикритовой серии. Метавулканиды коматиитового и коматиит-базальтового составов выделяются и на классификационной диаграмме Дженсена [20], рассмотренной выше (рис. 7).

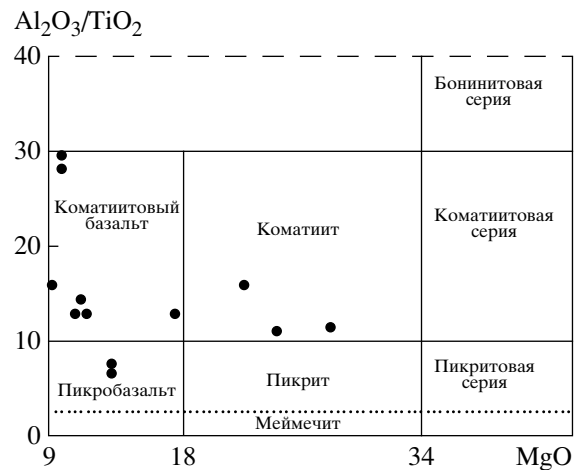


Рис. 11. Дискриминантная диаграмма для метавулканидов ультраосновного состава джугджурского комплекса [31].

Метакоматииты

Метакоматииты джугджурского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород [17]: содержание MgO в них больше 18 мас. % (22.16–27.6 мас. %), содержание $TiO_2 < 1$ мас. % (0.25–0.72 мас. %) (табл. 2 ан. 7, 11, 13). Магнезиальность ($Mg \# = Mg/(Mg + Fe)$) метакоматиитов варьирует в пределах 0.78–0.81, средние отношения в них Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 составляют 12.27 и 1.23 соответственно, что позволяет относить их к Al-деплементированному (барбертонскому) типу коматиитов.

Концентрации MgO в коматиитовых metabазальтах ($MgO < 18$ мас. %) 11.53–17.39 мас. % (табл. 2, ан. 1, 2, 4, 5, 8, 10, 14) при магнезиальности 0.64–0.77. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых metabазальтах растет содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве клинопироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают отношениями $CaO/Al_2O_3 = 1.47$ – 1.14 ; $Al_2O_3/TiO_2 = 13.0$ – 13.39 .

По спектрам распределения РЗЭ среди метакоматиитов и метакоматиитовых базальтов выделено две группы. Первая группа коматиитов характеризуется слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N = 1.62$ – 1.81] при слабом обеднении ТРЗЭ – ($Gd/Yb)_N = 1.43$ – 2.13 (рис. 12а). Вторая группа коматиитов обладает сильно фракционированным спектром распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N = 15.9$] (рис. 12б) при заметном обогащении ЛРЗЭ – ($Ce/Yb)_N = 3$ и обеднении ТРЗЭ. Обогащение ЛРЗЭ коматиитов второй группы, возможно, объясняется мантийным метасоматозом, проявившимся локаль-

но, незадолго до плавления мантийного очага. $(Gd/Yb)_N$ отношения двух групп коматиитов, варьирующие в пределах 1.43–3.59, подтверждают заключение сделанное выше на основе петрохимических характеристик, об отнесении метакоматиитов джугджурского комплекса к барбертонскому типу [32].

Из мультиэлементной диаграммы (рис. 13) следует, что коматииты первой группы джугджурского комплекса обогащены по сравнению с фанерозойскими коматиитами о. Горгона, Th, La и Ce [33]. Обогащение этими элементами отмечается и для раннеархейских коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон [34]. Это может свидетельствовать об обогащенности раннедокембрийской мантии под континентами радиоактивными элементами и легкими РЗЭ, в сравнении с фанерозойской мантией Тихого океана. Ранее такое предположение было высказано в работе [35].

В коматиитовых metabазальтах обеих групп наблюдается общее увеличение содержаний РЗЭ. Содержание легких РЗЭ в метакоматиитовых базальтах первой группы превышает хондритовые в 30 раз (рис. 12а, обр. Э–17/174), а во второй группе оно достигает 600-кратного увеличения (рис. 12б, обр. Э–14/134).

Как было показано выше, метакоматииты джугджурского комплекса относятся к Al-деpleted типу. Это позволяет считать, что в рестите первичного расплава присутствовал гранат. Последнее определяет глубину мантийного магматического очага, в соответствии с экспериментами [36, 37], величиной около 200 км. При дальнейшем подъеме мантийного плюма с падением температуры и давления, на глубине менее 200 км плавление будет происходить под контролем оливина.

Определение термодинамических условий формирования исходных расплавов метакоматиитов существенно затруднено наложенным гранулитовым метаморфизмом. Эти трудности обусловлены утратой первичных структурно-текстурных особенностей и отсутствием реликтовых минералов. Принципиальным является вопрос установления некумулятивного первичного состава коматиитов. Использование диаграмм плавления мантийного лерцолита [38] с применением соотношений содержаний $MgO \text{ мас. } \%$ в метакоматиитах и их магнезиальности ($Mg \# = Mg/(Mg + Fe)$) свидетельствует о том, что из имеющихся образцов метакоматиитов джугджурского комплекса первичным расплавам соответствуют образцы 2107-А и Э–17/160 (табл. 2, ан. 7, 11), в то время как первичный расплав обр. Э–7/66 содержал значительную примесь кумулятивного оливина.

Пользуясь диаграммами плавления мантийного лерцолита [38] можно определить приближенные термодинамические параметры формирования пер-

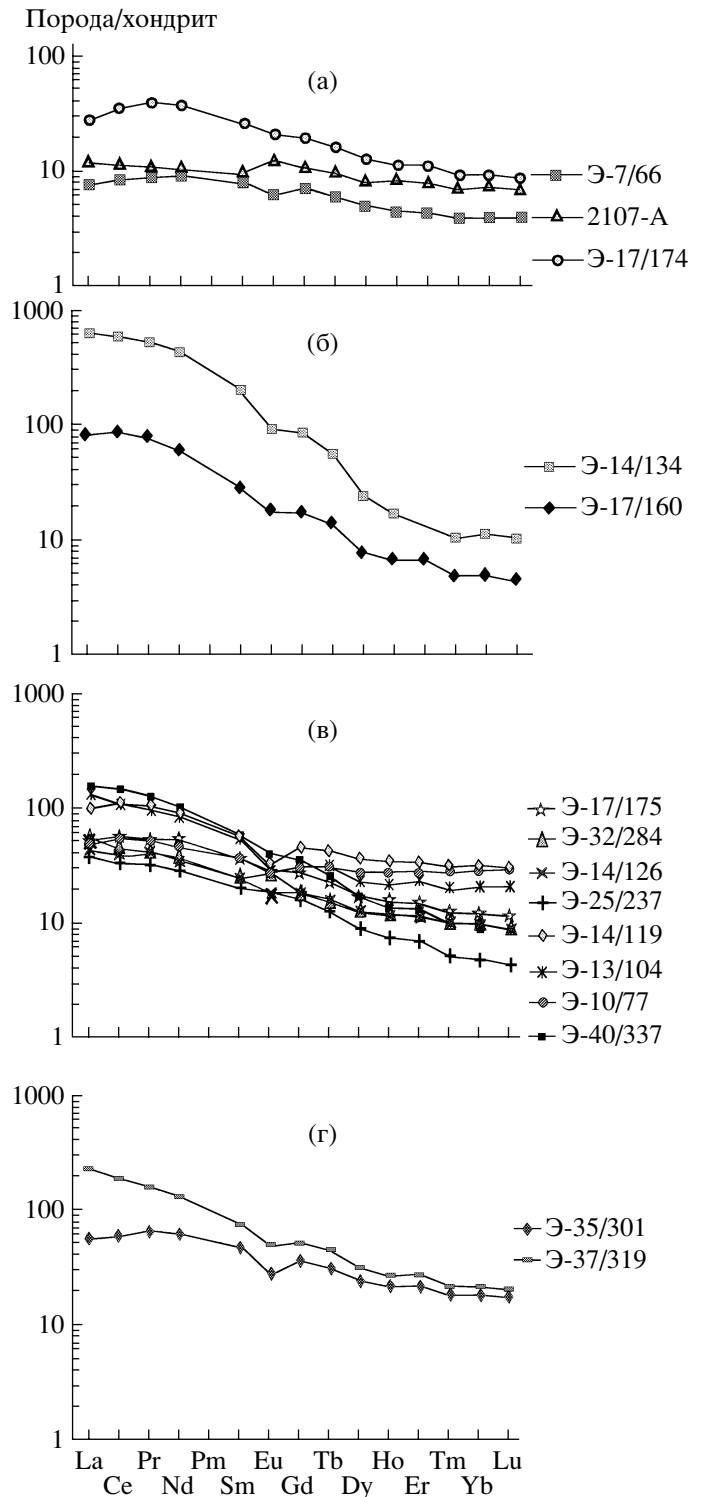


Рис. 12. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [21], в метавулканитах коматиит-толеитовой серии джугджурского гранулитового комплекса. а – метакоматииты (2107-А и Э–7/66) и коматиитовый metabазальт (Э–17/174) группы I; б – коматиит (Э–17/160) и коматиитовый metabазальт группы II; в – толеитовые metabазальты; г – пикритовые metabазальты.

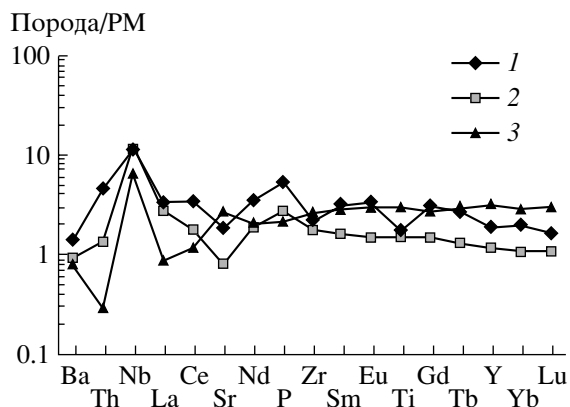


Рис. 13. Мультиэлементная диаграмма для метакоматиитов группы I джугджурского комплекса.

1 – метакоматииты джугджурского комплекса, 2 – коматииты архейского зеленокаменного пояса Барбетон [32], 3 – меловые коматииты о. Горгона (Тихий океан) [33]. Нормировано по составу примитивной мантии [25].

вичных коматиитовых расплавов джугджурского комплекса. Для обр. 2107-А (табл. 2, ан. 7, $MgO = 22.10$ мас. %, $Mg \# = 0.78$) установлено: $P = 32$ кбар, $T = 1530^\circ C$, степень частичного плавления – 27%, минералы рестита – оливин и ортопироксен.

Для обр. Э-17/160 (табл. 2, ан. 11, $MgO = 24.3$ мас. %, $Mg \# = 0.8$) установлено: $P = 30$ кбар, $T = 1560^\circ C$, степень частичного плавления – 39%, минералы рестита – оливин и ортопироксен.

Еще меньшие P - T параметры получены для первичных расплавов коматиитовых базальтов. Так, для образца Э-17/174 коматиитового метабазальта (табл. 2, ан. 10, $MgO = 17.39$ мас. %, $Mg \# = 0.77$). С помощью вышеуказанных диаграмм установлены следующие параметры образования: $P = 18$ кбар, $T = 1250^\circ C$, степень частичного плавления – 25%, минералы рестита – оливин, ортопироксен и клинопироксен. Полученные данные подтверждают модель образования исходных высокомагнезиальных лав джугджурского комплекса при частичном декомпрессионном плавлении поднимающегося мантийного плюма. Экспериментальные данные и термодинамические расчеты [38, 39] свидетельствуют о том, что менее магнезиальные исходные расплавы, в том числе и толеитовые базальты джугджурского комплекса, могли формироваться путем фракционирования высокомагнезиальных коматиитовых базальтов в промежуточных малоглубинных камерах.

Метабазальты пикритовой серии

Метабазальты пикритовой серии представлены двупироксеновыми сланцами, по петрографическому составу не отличимыми от описанных выше двупироксеновых сланцев, соответствующим

щих коматиитовым метабазальтам. Выделены они на основании петрохимических особенностей на диаграмме (рис. 11). Количественная оценка их распространенности остается неопределенной. Судя по незначительному их присутствию в отобранной коллекции образцов при полевых исследованиях, можно полагать, что в объемном отношении они значительно уступают толеитовым метабазальтам.

Пикритовые метабазальты отличаются от коматиитовых метабазальтов более высокими содержаниями титана (1.23–2 мас. %) при равных содержаниях MgO и в силу этого меньшими значениями отношений Al_2O_3/TiO_2 , что позволяет их идентифицировать на дискриминационной диаграмме (рис. 11). Метабазальты пикритовой серии содержат MgO в пределах 5.18–13.1 мас. % (табл. 2, ан. 3, 9), при магнезиальности 0.47–0.68. Средние отношения CaO/Al_2O_3 , CaO/TiO_2 и Al_2O_3/TiO_2 составляют соответственно 0.88, 8.03, и 9.25. Как видно из приведенных значений, базальты пикритовой серии характеризуются пониженными величинами отношений CaO/TiO_2 и Al_2O_3/TiO_2 .

Распределение РЗЭ в пикритовых низкокремнистых разностях метабазальтов носит слабо дифференцированный характер. Так для обр. Э-35/301 ($SiO_2 = 46.06$ мас. %) $(La/Yb)_N = 3$ (рис. 12г). С увеличением содержания SiO_2 отмечается общее увеличение содержания РЗЭ, особенно характерное для ЛРЗЭ. Например, в обр. Э-37/319 ($SiO_2 = 50.72$ мас. %), отношение $(La/Yb)_N$ уже составляет 10 (рис. 12г).

Для объяснения образований вулканитов пикритовой серии нормальной щелочности в принципе применима та же геологическая модель, что и для коматиит-толеитовой серии, изложенная выше [40]. Можно полагать, что установленные в составе исходных вулканитов джугджурского комплекса низкомагнезиальные пикритовые базальты сформировались в результате кристаллизационной дифференциации пикритов в промежуточных малоглубинных камерах. Однако вопрос о термодинамических условиях формирования родоначальной пикритовой магмы остается открытым из-за отсутствия в собранной полевой коллекции пород, соответствующих пикритам. Можно предполагать, что магматическим источником для пикритов служит тот же мантийный плюм, что и для коматиитов. Однако, выплавление пикритовых расплавов происходило при меньших степенях частичного плавления, нежели коматиитовых [40].

Sm-Nd изотопная систематика пород метабазит-эндербитовой ассоциации

Sm-Nd изотопные исследования пород метабазит-эндербитовой ассоциации были выполнены для двупироксеновых сланцев, отвечающих по ис-

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопного изучения двупироксеновых сланцев джугджурского комплекса

NN образцов	Nd (г/г)	Sm (г/г)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$T_{(DM)}$	$\epsilon_{\text{Nd}T}$
Э-17/158	26.38	5.45	0.511772	0.1248	2356	5.30
Э-17/159	43.13	7.77	0.511566	0.1089	2298	6.18
Э-35/296	16.96	3.28	0.511435	0.1169	2689	1.15

Примечание. Изотопные измерения Sm и Nd выполнены в Университете Хоккайдо, г. Саппоро (Япония), Г.М. Вовна под руководством профессора Д. Маеды на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262. Расчеты значений $\epsilon_{\text{Nd}T}$ приведены для $T = 2400$ млн. лет.

ходному составу андезибазальтам. Химические составы этих сланцев представлены в табл. 1. Результаты Sm-Nd изотопных исследований приведены в табл. 3. Полученные величины значений $T_{(DM)}$ для изученных пород позволяют относить возраст формирования их протолитов к раннему протерозою.

Положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}T}$ свидетельствуют о том, что источником расплавов для андезибазальтов базальт-андезитовой ассоциации служили истощенные базиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований установлено следующее. Гранулитовый глубинный комплекс Джугджурского блока, представляющий, согласно петрологическим данным, нижнекоровые образования, состоит из двух толщ, из которых нижняя имеет исходную вулканогенную, а верхняя – вулканогенно-осадочную природу. Нижняя толща представлена исходными вулканитами трех петрохимических серий: известково-щелочной, коматиит-толеитовой и пикритовой. Исходные вулканиты этих серий имеют различные магматические источники, но близки по времени излияния на поверхность Земли в дометаморфический период, о чем свидетельствует их переслаивание в составе одной толщи.

Представленные модели генезиса пород коматиит-базальтовой, пикритовой и известково-щелочной серий позволяют наметить единую модель формирования исходных магматических протолитов джугджурского комплекса. По представлениям авторов, эта модель включает две стадии. Первая стадия связывается с началом подъема мантийного плюма и его декомпрессионного частичного плавления. При этом Al-деплементированный состав метакоматиитов свидетельствует о том, что глубина зарождения мантийного плюма была более 200 км. По мере подъема мантийного плюма происходило отделение пикритовых и коматиитовых

расплавов на глубинах около 100 км, а коматиитовых базальтов на глубинах 50–60 км, как показано выше. В промежуточных камерах на малых глубинах дифференциация коматиитовых базальтов приводила к появлению толеитовых базальтов. Во вторую стадию происходило формирование вулканитов известково-щелочной серии за счет частичного плавления более древней базитовой коры. Предполагается, что по своим геохимическим особенностям эти базиты были близки исходным толеитам соседнего Сутамского блока Алданского щита. Этот толеитовый магматизм был проявлен на юге Алданского щита 3.1 млрд. лет назад и привел к увеличению мощности (underplating) существовавшей здесь раннеархейской базитовой коры. Метаморфизм, а затем плавление этой базитовой коры происходили под влиянием тепла внедрившихся в нее расплавов, отделившихся от мантийного плюма, а также в результате общего подъема геотерм, сопровождавшего подъем плюма. При различных степенях плавления этой коры и были сформированы исходные расплавы базальтового, андезибазальтового и андезитового составов известково-щелочной серии джугджурского комплекса.

Преобладающее значение в составе нижней толщи (до 60% объема пород) имеют гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты) андезитового состава. Остальной объем пород приходится на долю андезибазальтов и базальтов при весьма незначительной роли ультраосновных вулканитов. Полученные данные дают представление о составе основания нижней коры на юго-востоке Алданского щита. Полученные первые данные по Sm-Nd изотопным исследованиям могут свидетельствовать о раннепротерозойском возрасте протолитов изученной гранулитовой метабазит-эндербитовой ассоциации, что меняет существующие представления как о возрасте пород Джугджурского блока, так и о его геотектонической позиции. Имеется в виду вопрос об уточнении юго-восточной границы Алданского щита и выделе-

нии здесь раннепротерозойской складчатой области, фрагментом которой может являться Джугджурский блок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
2. *Перчук Л.Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К.* Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 196 с.
3. *Авченко О.В.* Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
4. *Аранович Л.Я.* Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 253 с.
5. *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург. 2003. 78 с.
6. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Лист N-52-VI. Москва. 1969.
7. Геологическая карта СССР. 1 : 200000 Лист N-53-I. Москва. 1969.
8. *Мишкин В.Н.* Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Автореф. дис. канд. геол.-мин.наук. Ленинград. 1962. 25 с.
9. *Гамалея Ю.Н.* Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. № 6. 1968. С. 34–45.
10. *Суханов М.К., Журавлев Д.З.* Sm-Nd датирование анортозитов Джугджура // ДАН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 964–968.
11. *Мишкин В.Н., Дагелайская И.Н.* Анортозитовая формация. В кн. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. С. 218–228.
12. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З.* Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // ДАН СССР. 1992. Т. 323. № 3. С. 514–518.
13. *Sighinolfi G.P.* Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1971. V. 35. № 10. P. 1005–1021.
14. *Конди К., Аллен П.* Происхождение архейских чарнокитов южной Индии. В кн. Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
15. *Sun S.S., Nesbitt R.W.* Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contribs Mineral and Petrol. 1978. V. 65. № 3. P. 301–325.
16. *Dennen W.H., Moore B.R.* Chemical definition of nature detrital sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.
17. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
18. *Мишкин М.А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
19. *Winchester L.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. № 4. P. 325–343.
20. *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subcalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. P. 66. 1976.
21. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare earth elements abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212.
22. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
23. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
24. *Martin H.* The Arhean grey gneisses and the genesis of continental crust. In Arhean Crustal Evolution. Ed. Condie K.C. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 205–259.
25. *Rollinson R.* Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical. London. 1993. 352 p.
26. *Вольф М.Б., Уайли П. Дж.* Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100–115.
27. *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et cosmochim. Acta. 1970. V. 34. № 2. P.331–340.
28. *Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н., Октябрьский Р.А.* Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691–711.
29. *Hofman A.W.* Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. № 3. P. 297–314.
30. *Авдейко Г.А., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др.* Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 258 с.
31. *Куликов В.С., Куликова В.В.* Новый подход к классификации высокомагнезиальных пород. В кн. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. I. Сыктывкар. 2000. С. 111–112.
32. *Nesbitt R.W., Bor-Ming Iahn, Parvis A.C.* Komatiites: an early Precambrian Phenomenon. I. // Volcanol. Geoterm. Res. V. 14. 1982. P. 31–45.
33. *Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al.* The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. V. 37. 1996. P. 245–260.
34. *Jochum K.P., Arndt N.T., Hofman A.W.* Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P.272–289.
35. *Мишкин М.А., Вовна Г.М.* Ранняя сиалическая кора континентального обрамления Тихого океана. В кн. Геологическое строение и происхождение

- Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 85–98.
36. *Bickle M.I., Ford C.E., Nisbet E.A.* The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high pressure melting experiments // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 37. P. 97–106.
37. *Ohtani E., Kawabe I., Moriyama I. et al.* Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1989. V. 103. P. 263–269.
38. *Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // *Геохимия.* 1984. № 5. С. 645–638.
39. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.
40. Магматические горные породы. Под ред. О.А. Богатикова. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.