

УДК 552.11:550.42:552.163

## ГЕОХИМИЯ ПЕРИДОТИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА, КАЗАХСТАН

© 2002 г. Академик В. В. Ревердатто, Ю. П. Колмогоров,  
В. С. Пархоменко, А. Ю. Селятицкий

Поступило 13.05.2002 г.

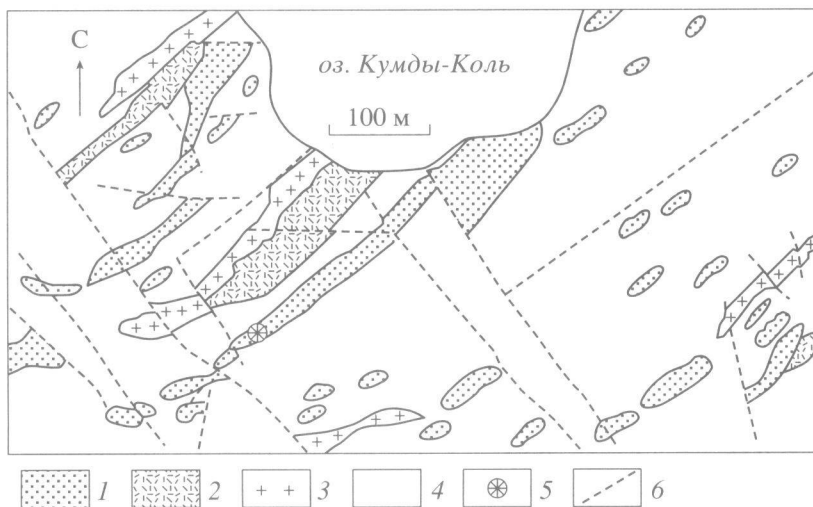
Кокчетавский массив в северном Казахстане рассматривается как фрагмент протерозойской коры в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он широко известен как проявление метаморфизма пород при высоких/сверхвысоких давлениях в результате внутриконтинентальной коллизии [1, 2]. Центральная часть массива преимущественно сложена кристаллическими сланцами и гнейсами Зерендинской серии, чьи протолиты имели среднепротерозойский возраст. Среднекембрийская субдукция привела к погружению коровых пород на разную глубину, причем наибольшая составляла не менее 180 км; погружение сопровождалось метаморфизмом с максимальным давлением до 60–70 кбар [3]. Верхнекембрийская [3, 4] эксгумация погруженной литосферы вызвала деформацию блока метапелитов, его расщепление на тектонические пластины со смещением их друг относительно друга и ретроградный метаморфизм. В результате сформировался мегамеланжевый комплекс, в западной части которого пользуются развитием алмазосодержащие метапелиты, тогда как в восточной – коэзитсодержащие сланцы, а также метаморфические породы более низких давлений [1, 2]. В составе обеих частей комплекса найдены перидотиты [5–7]. Они, как и другие мафические/ультрамафические породы, являются носителями важной информации о природе коллизии, которой сопутствовал метаморфизм высоких/сверхвысоких давлений.

Многие гранатовые перидотиты, найденные в коллизионных зонах, были образованы путем интрузий ультраосновной магмы в глубоко погруженные литосферные плиты при субдукции, но некоторые произошли из ультрамафических предшественников, содержавшихся в верхней части коры до субдукции [8]. Основываясь на изучении перидотитов в каледонидах Норвегии [9],

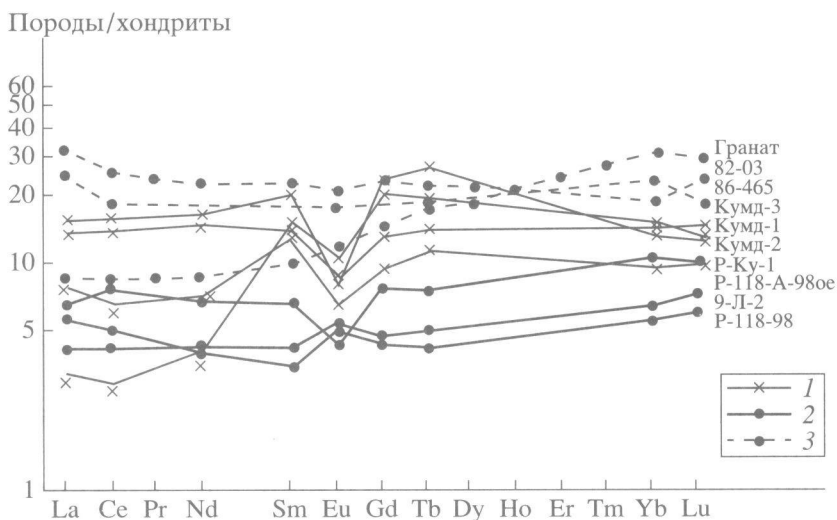
первые можно отнести к Mg–Cr-типу как существенно магнезиальные ( $mg^{\#} = 80\text{--}92\%$ ), обогащенные  $Cr_2O_3$  (~0.5 мас. %) и обедненные  $TiO_2$  (~0.25 мас. %); они представляют собой тектонические фрагменты деплетированной верхней мантии, содержат минералогические свидетельства образования при высоких давлениях и спорадически встречаются вместе с подчиненными гранатовыми пироксенитами как реликты внутри больших ультраосновных тел. Вторые содержат заметные количества оксидов железа и титана и относятся к Fe–Ti-типу, являясь существенно железистыми (с магнезиальностью  $mg^{\#} = 60\text{--}75\%$ ), обогащенными  $TiO_2$  (~1 мас. %) и обедненными  $Cr_2O_3$  (<0.05 мас. %); они считаются ультрамафическими кумулятами минералов в расплаве и обычно ассоциируют с гранатовыми пироксенитами и эклогитами [8, 9].

В западной части Кокчетавского массива гранатовые перидотиты найдены на южном берегу оз. Кумды-Коль в непосредственной близости с месторождением коровых алмазов в метаосадочных породах [1, 2, 4]. Они залегают в протяженной пластообразной линзе эклогитов в виде резко ограниченного тела площадью около 200 м<sup>2</sup> (рис. 1). Перидотиты состоят из переменных количеств граната, оливина, титан-клиногумита, шпинели, ильменита и вторичных амфибола и хлорита. Составы этих минералов изучены Р. Жанг и др. [5]; химические составы пяти образцов пород исследованы нами и приведены в табл. 1. В восточной части Кокчетавского массива перидотиты обнаружены вблизи деревни Енбек-Берлык. Они представляют собой шпинелевые ильменитсодержащие гарцбургиты и залегают в форме линз в ассоциации с гранатовыми пироксенитами, эклогитами и амфиболитами [6]. Химические составы пород и минералов гарцбургитов и пироксенитов опубликованы ранее [6, 7].

Ультраосновные породы, найденные вблизи оз. Кумды-Коль и деревни Енбек-Берлык, весьма похожи по содержанию порообразующих оксидов (см. [6, 7] и табл. 1), отличаясь от обычных перидотитов высоким содержанием  $Al_2O_3$  (18–21 мас. %)



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района оз. Кумды-Коль по данным [5]. 1 – эклогиты; 2 – алмазосодержащие метаосадочные породы; 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – гранат-биотитовые гнейсы и сланцы; 5 – тело гранатовых перидотитов в эклогите; 6 – тектонические нарушения.



**Рис. 2.** Хондрит-нормализованное [10] распределение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранатовых перидотитах (1 – обр. Р-Ку-1, Кумд-1, Кумд-2 и Кумд-3; см. табл. 1) и в шпинелевых гарцбурггитах (2 – обр. Р-118-А-98ое, Р-118-98 и 9-Л-2 из [7]); для сравнения (3) приведены содержания РЗЭ в эклогитах (обр. 82-03 и 86-465) и в эклогитовом гранате (“гранат”) из района оз. Кумды-Коль по данным [11]. Масштаб по оси ординат – логарифмический.

и  $Fe_2O_3$  (13.5–16 мас. %; все железо в виде  $Fe_2O_3$ ) и низким  $SiO_2$  (31–39 мас. %) и  $MgO$  (20–26 мас. %). Кроме того, они относительно обеднены  $Cr_2O_3$  и обогащены  $TiO_2$  и, следовательно, могут быть отнесены к типу Fe–Ti-перидотитов. Как гранатовые перидотиты, так и шпинелевые гарцбурггиты характеризуются явным обогащением редкоземельными элементами (РЗЭ) по сравнению с хондритами [10] и обнаруживают сходные концентрации Rb, Zr, Nb, Sc, Cr, Co, Cs, Hf, Ta, Th и U (см. табл. 1 и [7]). Хондрит-нормализованные вели-

чины РЗЭ для гранатовых перидотитов занимают интервал между 3 и 27; они характеризуются значительным разбросом в концентрациях легких элементов, преобладающей или примерно одинаковой с легкими концентрацией тяжелых элементов и отрицательной Eu-аномалией. В случае гарцбурггитов диапазон хондрит-нормализованных величин располагается между 3.5 и 10 с довольно плоским нормализованным концентрационным профилем, некоторым преобладанием содержаний тяжелых РЗЭ над легкими и положи-

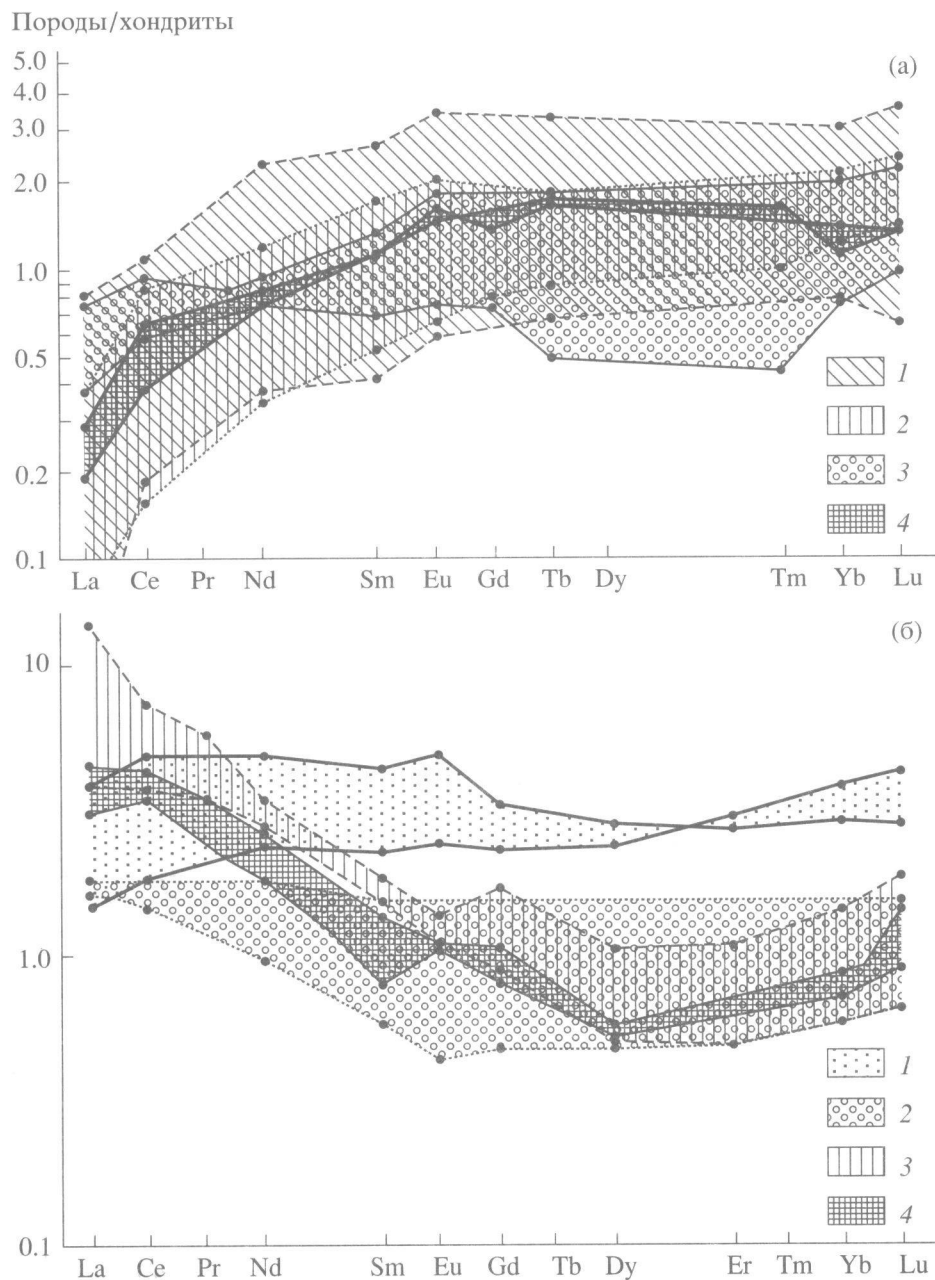
Таблица 1. Химические составы гранатовых перидотитов

Компонент	P-Ку-1	P-Ку-2	Кумд-1	Кумд-2	Кумд-3
SiO <sub>2</sub>	33.38	33.94	39.69	31.59	32.42
TiO <sub>2</sub>	1.44	1.90	1.22	1.33	1.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.49	20.55	18.23	19.80	19.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.69	15.21	13.82	13.54	14.53
MnO	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13
MgO	24.63	22.49	20.11	22.70	22.48
CaO	2.75	2.44	4.50	2.53	2.33
Na <sub>2</sub> O	0.31	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.56	0.19	–	0.52	0.19
П.п.п.	1.10	3.94	2.06	6.91	6.47
Сумма	100.49	100.79	99.77	99.05	100.02
Rb		3.5	5.87	2.09	2.30
Sr		15.1	19.4	28.2	10.4
Y		10.97	50.5	65.0	39.0
Zr		123.0	85.0	105.0	179.0
Nb		11.1	9.74	13.4	13.0
Sc	49 ± 2		53.7 ± 2	33.2 ± 0.8	42.4 ± 1.0
Cr	140 ± 12		106 ± 8	137 ± 10	108 ± 8
Co	31.9 ± 0.5		42.9 ± 1.4	33.4 ± 1.1	36.3 ± 1.2
Cs	0.66 ± 0.05		1.19 ± 0.7	0.68 ± 0.04	1.65 ± 0.1
La	2.3 ± 0.2		1.0 ± 0.2	5.0 ± 0.3	4.2 ± 0.3
Ce	4.8 ± 0.5		2.4 ± 0.4	13.0 ± 2.0	11.3 ± 0.7
Nd	4.1 ± 0.5		2.5 ± 0.5	10.0 ± 2.0	9.0 ± 1.0
Sm	2.2 ± 0.2		3.2 ± 0.2	3.9 ± 0.3	2.8 ± 0.2
Eu	0.42 ± 0.08		0.78 ± 0.08	0.60 ± 0.07	0.61 ± 0.06
Gd	2.4 ± 0.4		5.6 ± 0.7	6.4 ± 0.8	3.6 ± 0.4
Tb	0.50 ± 0.08		0.95 ± 0.09	1.32 ± 0.25	0.71 ± 0.06
Yb	1.9 ± 0.3		3.3 ± 0.3	2.8 ± 0.2	3.2 ± 0.3
Lu	0.31 ± 0.03		0.45 ± 0.03	0.40 ± 0.04	0.46 ± 0.04
Hf	2.9 ± 0.3		1.75 ± 0.15	2.12 ± 0.27	2.34 ± 0.1
Ta	0.48 ± 0.04		0.31 ± 0.03	0.42 ± 0.04	0.53 ± 0.1
Th	1.1 ± 0.2		0.2 ± 0.1	0.8 ± 0.2	1.0 ± 0.2
U	0.5 ± 0.2		0.14 ± 0.07	0.3 ± 0.1	0.8 ± 0.2

Примечание. Породообразующие оксиды определены рентгенофлуоресцентным анализом с использованием многоканального спектрометра SRM-25; содержания – мас. % с ошибкой не более 0.02%; пределы определения для Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O – 0.3%, для P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.03% (ниже предела обнаружения – прочерк); все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Рассеянные элементы (Rb, Sr, Y, Zr и Nb) определялись с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ИРИС-3, снабженном фокусирующим графитовым тороидальным монохроматором для первичного излучения и графитовым фильтром для характеристического излучения; содержания элементов – г/т.; ошибка измерения – не более 7–10%. Остальные элементы, включая редкоземельные, определены нейтронно-активационным анализом; их содержания – г/т.; ошибки (±) зависели от числа измерений.

тельной или отрицательной Eu-аномалией (рис. 2). Для гранатовых перидотитов Th/U = 1.25–2.7, Sr/Nd = 1.15–7.75, Sc/Yb = 11.8–25.8, Zr/Hf = 36–39; для гарцбургитов соответственно 2.6–3.75, 1.5–7.1, 20.3–51.8, 48.6–76.5. В общем можно сказать, что

хондрит-нормализованные величины легких РЗЭ для обоих типов пород частично перекрываются, но в средней части спектра содержания редких земель для гранатовых перидотитов в 1.1–6.6 раза больше, чем для гарцбургитов; нормализованные



**Рис. 3.** Хондрит-нормализованное распределение содержаний РЗЭ в ультрабазитах Западных Альп (а): 1 – Балдиссери, 2 – Балмуччия, 3 – Алпе-Арами, 4 – Ланцо ( по данным [13]), и Даби-Сулу, Китай, (б): 1 – Биксилинг, 2 – Ронгченг, 3 – Джиангжуанг, 4 – Жимафанг (по данным [14, 15]).

содержания Eu в гранатовых перидотитах превышают эти величины в гарцбургитах примерно в 1.5–2 раза; имеется также различие в концентрациях тяжелых РЗЭ, однако содержания Yb и Lu в образцах Р-118-А-98ое и Р-Ку-1 практически совпадают. Эти геохимические характеристики были сопоставлены с данными, полученными для эклогитов района оз. Кумды-Коль [11]. Как можно видеть на рис. 2, эклогитам свойственно довольно плоское хондрит-нормализованное распределение РЗЭ в интервале между Ce и Lu,

исключая повышенные концентрации La; концентрации Nd, Sm, Tb и Dy близки к таковым в гранатовых перидотитах. Гранат из эклогитов относительно обеднен легкими и обогащен тяжелыми РЗЭ, причем концентрационный профиль редких земель в средней части спектра пересекает поле гранатовых перидотитов. В целом наблюдается сходство между эклогитами и кокчетавскими перидотитами в отношении формы РЗЭ-распределений, если не принимать во внимание абсолютные содержания элементов (которые

больше в эклогитах) и Eu-аномалию, однако образцам гранатовых перидотитов Кумд-1 и Кумд-2 свойственны те же содержания Sm, Gd и Tb, что эклогитам.

Мы провели геохимическое сравнение перидотитов Кокчетавского массива с такими же породами других орогенических областей, где проявлен метаморфизм высоких/сверхвысоких давлений. Гранатовые перидотиты из Алпе-Арами, Балдисеро, Балмуччия и Ланцо в Западных Альпах, судя по содержаниям породообразующих элементов [12, 13], относятся к Mg–Cr-типу. Л. Медарис [8] определил, что перидотиты Алпе Арами были образованы при 840–1130°C и 34–51 кбар, и очень возможно, что другие вышеупомянутые массивы, залегающие в тех же геологических условиях, возникли при сходных *PT*-параметрах. Для этих пород типично меньшее, чем в хондритах, отношение легких РЗЭ к тяжелым, причем нормализованные содержания La занимают интервал величин между 0.1 и 0.8, а Lu – между 0.6 и 3 (рис. 3а). Большинство тел гранатовых перидотитов (Джиангжуанг, Ронгченг и Жимафанг) из региона Даби-Сулу в восточном Китае [14] петрохимически похожи на перидотиты Западных Альп и тоже могут быть отнесены к Mg–Cr-типу, однако распределения содержаний РЗЭ в них отличаются очевидным обогащением легкими элементами (рис. 3б). По геологическим условиям залегания перидотиты Западных Альп и Восточного Китая подобны и представляют собой тектонические пластины верхнемантийных пород [12, 14]; различия концентраций редких земель в них могут быть объяснены изменчивостью характера деплетирования мантии и особенностями фракционирования элементов при частичном плавлении, а также метасоматизмом пород.

Все рассмотренные выше перидотиты отличаются от гранатовых перидотитов и гарцбургитов Кокчетавского массива. Однако перидотиты из района Биксилинг, Даби-Сулу, Китай [14, 15] очень похожи петрохимически на кокчетавские ультрабазиты и, весьма вероятно, относятся к Fe–Ti-типу. Кроме того, они подобны шпинелевым гарцбургитам по форме распределения РЗЭ, но отличаются их абсолютными концентрациями (рис. 3б). Считается [14, 15], что перидотиты Биксилинг представляют собой ультрамафические кумуляты, выделенные из магмы.

Протолиты Зерендинской серии имеют континентальное происхождение и были образованы вблизи земной поверхности [1, 4, 5]. Реликты офитовой структуры в центральных частях тел эклогитов и амфиболитов также свидетельствуют о малых глубинах формирования их магматических протолитов, которые, вероятно, представляли собой базальтовые sill и дайки. Поскольку кокчетавские перидотиты пространственно

тесно ассоциируют с последними, можно считать, что перидотиты, эклогиты и амфиболиты связаны общностью происхождения. Присутствие титан-клиногумита в гранатовых перидотитах предполагает, что они произошли из серпентинсодержащих ультрамафитов [8]. В процессе среднекембрийской субдукции земная кора, содержащая базит/ультрабазитовые тела, была погружена на разную глубину; при этом западная часть пород Кокчетавского массива опускалась глубже, чем восточная [1, 2]. Гранатовые перидотиты вблизи оз. Кумды-Коль были метаморфизованы при 60–70 кбар [3], а шпинелевые гарцбургиты около деревни Енбек-Берлык – при давлении не более 18 кбар [6]. При эксгумации эти породы, будучи расщеплены на тектонические пластины, выдвигались к земной поверхности с разной глубины.

Таким образом, взятые вместе геологические, минералогические и геохимические данные приводят к выводу, что кокчетавские перидотиты, имеющие необычный и сходный химический состав, находились в верхней части континентальной коры до коллизии и затем были метаморфизованы при высоких/сверхвысоких давлениях в ходе субдукции литосферной плиты. Перидотиты, ассоциирующие с пироксенитами, эклогитами и амфиболитами, относятся к Fe–Ti-типу и являются ультрамафическими кумулятами, метаморфизованными в условиях гранатовой или шпинелевой фаций. В процессе эксгумации погруженный блок земной коры подвергся деформации с расщеплением на тектонические пластины и смещением их друг относительно друга, при этом к поверхности были подняты фрагменты метаморфических пород с разной глубины.

Авторы выражают благодарность Н.Л. Добрецову, Н.В. Соболеву и В.С. Шацкому за помощь в полевых работах. Ценные советы в ходе обработки материалов были получены от Д. Ашуорта, С. Харли, К. Паркинсона и Д. Робинсона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 02–05–64042-а), а также Новосибирского государственного университета (проект УР 09.01.037 (“Университеты России”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1645–1666.
2. Theunissen K., Dobretsov N., Shatsky V.S. et al. // Terra Nova. 2000. V. 12. P. 181–187.
3. Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. V. 188. P. 185–198.

4. *Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al.* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1999. V. 137. P. 185–205.
5. *Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al.* // *J. Metamorph. Geol.* 1997. V. 15. P. 479–496.
6. *Ревёрдатто В.В., Шенлев В.С.* // *ДАН.* 1999. Т. 366. № 5. С. 672–676.
7. *Ревёрдатто В.В., Колмогоров Ю.П., Пархоменко В.С.* // *ДАН.* 2000. Т. 372. № 1. С. 95–98.
8. *Medaris L.G.* // *Intern. Geol. Rev.* 1999. V. 41. P. 799–815.
9. *Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A.* // *Bull. Mineral.* 1983. V. 106. P. 727–750.
10. *Boynnton W.V.* *Rare Earth Element Geochemistry. V.2. Development in Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
11. *Шацкий В.С., Соболев Н.В., Гильберт А.Э.* *Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях.* Новосибирск: Наука, 1989. С. 54–83.
12. *Ernst W.G.* // *J. Petrol.* 1978. V. 19. P. 341–392.
13. *Ottonello G., Ernst W.G., Joron J.L.* // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 343–372.
14. *Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.F.* // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. P. 149–166.
15. *Chavagnac V., Jahn B.M.* // *Chem. Geol.* 1996. V. 133. P. 29–51.