

УДК 550.42

ГЕОХИМИЯ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА МЕТАБАЗИТОВ ТЕРЕКТИНСКОГО ГЛАУКОФАН-ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2003 г. Н. И. Волкова

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 04.06.2003 г.

Поступило 19.06.2003 г.

Глаукофановые сланцы маркируют важнейшие сутуры складчатых поясов и являются ключевыми объектами для исследования процессов субдукции и аккреции в конвергентных зонах. Они присутствуют в составе большинства аккреционных призм, развитых как на современных окраинах континентов, так и во внутриконтинентальных складчатых поясах, где нередко ассоциируют с расчешуенными офиолитами, зонами меланжа и олистостромами. Возможность диагностики состава и природы протолита этих образований базируется, с одной стороны, на доказательствах существенно изохимического характера глаукофансланцевого метаморфизма в отношении основных петрогенных компонентов [1–3 и др.] и на исследованиях дифференциальной подвижности элементов при попадании океанических базальтов и осадков в субдукционную зону [4, 5 и др.] – с другой. Было показано, что породы, подвергшиеся глаукофансланцевому метаморфизму, деплетированы или обогащены по сравнению с протолитом только в отношении легко подвижных компонентов, тогда как большинство петрогенных компонентов, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Nd, Sm и совместимые элементы устойчивы к этим процессам, и их содержания находятся практически на том же уровне, что и в исходных породах.

Объектом нашего исследования были метабазиты уймонской свиты теректинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса [6–10], расположенного в центральной части Горного Алтая в зоне Чарышско-Теректинского разлома (рис. 1). В последние годы показано, что этот район представляет собой палеозойскую деформированную чешуйчатую структуру, нарушенную позднедевонскими–раннекарбонными сдвигами [10]. Эта структура включает в себя несколько крупных структурно-вещественных единиц, одной из которых является уймонская вулканогенно-терригенная

свита [8, 10]. Породы уймонской свиты претерпели глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм ($T = 350\text{--}400^\circ\text{C}$ и $P = 6\text{--}8$ кбар), K/Ar- и Ar/Ar-возраст которого составляет 455–400 млн. лет [10].

В опробованном разрезе по р. Нижняя Катанда (рис. 1) уймонская свита представлена пакетом тектонических пластин, сложенных в основном метабазитами, чередующимися с метаграувакками, кварцитами с пьмонтитом и спессартином, и маломощными линзами мраморов.

Метабазиты уймонской свиты представляют собой тонко-среднезернистые сланцеватые, реже массивные породы, сложенные Na- и Na–Ca-амфиболами, актинолитом, фенгитом, эпидотом, хлоритом, альбитом, кварцем, кальцитом, магнетитом, гематитом; реже встречаются стильномелан, сфен, пумпеллиит, пирит. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией является $\text{Amph} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Phe} + \text{Ab} + \text{Qtz} \pm \text{Mag}(\text{Hem}) \pm \text{Cal}$. Химические составы минералов приведены в работах [6, 7, 11, 12]. В зависимости от состава амфибола данные породы можно подразделить на глаукофановые, винчит-актинолитовые и актинолитовые сланцы.

Как известно, различия минерального состава метаморфических пород обусловлены различиями PT -условий метаморфизма или исходным химическим составом пород, либо оба фактора действуют одновременно.

Судя по валовому химическому составу пород все метабазиты рассматриваемого разреза отвечают базальтам с содержанием SiO_2 44.6–48.1 мас. % [12]. Сравнительный анализ петрохимии метабазитов уймонской свиты показал существенные различия между этими тремя типами пород в отношении содержаний TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O и P_2O_5 [12]. При этом глаукофановые сланцы наиболее обогащены титаном, фосфором и щелочами и обеднены магнием по сравнению с зелеными сланцами; в то время как винчит-актинолитовые сланцы характеризуются промежуточными значениями величин концентраций этих компонентов (табл. 1). Подтверждением наших выводов

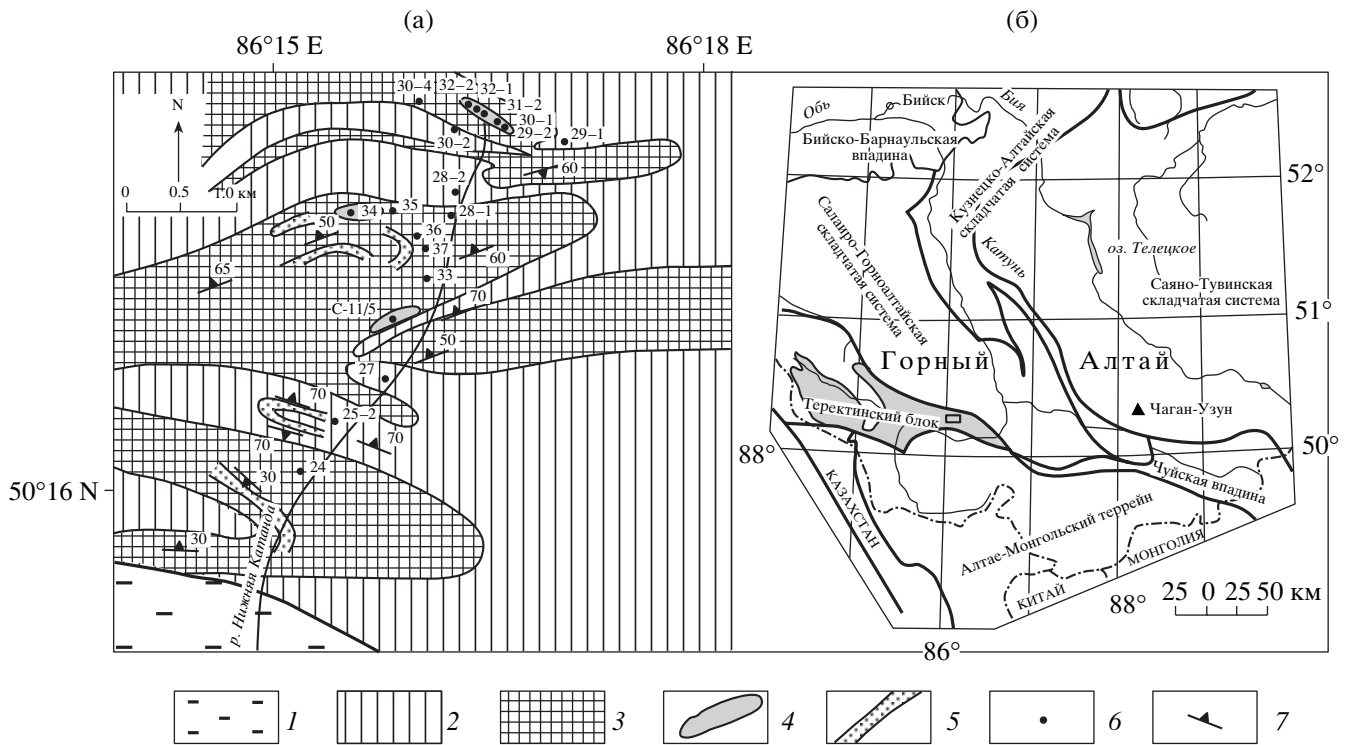


Рис. 1. а – положение точек отбора проб на схеме геологического строения уймонской свиты на участке по р. Н. Канда, по [7] (1 – вулканогенно-осадочные породы сугашской свиты; 2–5 – уймонская свита: 2 – актинолитовые (зеленые) сланцы, 3 – винчит-актинолитовые сланцы, 4 – глаукофановые сланцы, 5 – кварциты; 6 – точки отбора проб; 7 – сланцеватость). б – расположение теректинского комплекса и опробованного участка на карте геологических структур Горного Алтая.

могут служить и ранее опубликованные химические анализы пород той же свиты [7, 13].

Поведение редких элементов рассматривается многими петрологами как наиболее чувствительный индикатор для определения природы протолита и геодинамических условий формирования базальтовых пород, даже в тех случаях, когда они подверглись высокоградиентному метаморфизму. Унаследованность метабазами уймонской свиты первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Nb, Ta, Y, HREE, Ti (табл. 1). На дискриминантных диаграммах $Zr/4-2Nb-Y$, $Th-Hf/3-Ta$, $Zr-Ti/100-Y \times 3$, позволяющих оценить геодинамические условия формирования базальтового протолита этих пород, глаукофановые и винчит-актинолитовые сланцы ложатся в поле внутриплитных щелочных базальтов, тогда как зеленые (актинолитовые) сланцы попадают в поле толеитовых базальтов типа N-MORB, реже – толеитовых базальтов островных дуг.

Выделенные три группы пород показывают существенные различия как по уровню содержания редких земель, так и по характеру их распределения. Глаукофановые сланцы содержат резко повышенные концентрации редких земель по

сравнению с хондритами (так, содержания La и Ce обычно превышают хондритовую норму более чем в 100 раз). Кривые распределения редкоземельных элементов (рис. 2) имеют отрицательный наклон, что свидетельствует об относительном обогащении легкими РЗЭ (La/Yb-отношение варьирует от 5.6 до 6.4). В целом они сопоставимы с распределением редкоземельных элементов, характерным для щелочных базальтов океанических островов (OIB). Актинитовые (зеленые) сланцы, наоборот, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ (концентрации La и Ce не превышают 10–13 хондритовых норм) и положительным наклоном кривых распределения ($La/Yb = 0.5-0.6$), типичным для базальтов типа N-MORB. Винчит-актинолитовые сланцы на графике распределения РЗЭ занимают промежуточную позицию между глаукофановыми и зелеными сланцами. Обычно они имеют сходный с глаукофановыми сланцами спектр редкоземельных элементов, но отличаются их пониженными содержаниями ($La_n 60-90$; $Ce_n 45-65$).

Геохимические различия между различными типами метабазитов уймонской свиты отчетливо видны и на мультиэлементной спайдер-диаграмме (рис. 3). В целом глаукофановые и винчит-актинолитовые сланцы имеют спектр

Таблица 1. Химический состав метабазитов уймонской свиты (Горный Алтай)

Компонент	Глаукофановые сланцы				Винчит-актинолитовые сланцы		Актинолитовые сланцы	
	обр. 29-2	обр. 30-1	обр. 32-2	обр. С-11/5	обр. 28-1	обр. 28-2	обр. 25-2	обр. 29-1
SiO ₂	45.24	46.1	46.73	44.63	46.92	45.71	46.34	46.8
TiO ₂	3.36	3.13	3.47	1.98	2.05	1.56	1.26	1.64
Al ₂ O ₃	14.23	13.37	14.88	18.52	14.05	15.18	13.56	13.53
Fe ₂ O ₃	15.8	15.2	13.83	12.7	11.77	10.39	12.46	13.9
MnO	0.22	0.24	0.17	0.23	0.22	0.18	0.23	0.25
MgO	5.42	5.57	4.4	3.17	7.16	7.73	8.6	7.86
CaO	6.65	9.07	6.31	14.01	10.66	14.27	12.49	11.37
Na ₂ O	3.18	2.36	3.64	0.63	3.13	1.97	2.64	2.33
K ₂ O	1.88	1.44	3.28	1.37	1.07	0.34	0.04	0.03
P ₂ O ₅	0.43	0.49	0.58	0.18	0.30	0.20	0.11	0.13
П.п.п.	3.04	1.81	2.83	2.32	2.97	2.83	2.31	2.27
Сумма	99.45	98.77	100.12	99.74	100.30	100.36	100.04	100.12
Rb	53.7	31.5	71.4	48.3	20.3	9.0	3.3	2.8
Cs	1.91	1.19	2.3	2.34	1.2	1.02	0.99	1.27
Sr	307	415	148	695	285	432	186	143
Ba	725	452	972	644	319	90	20	23
Zr	397	237	494	295	136	78	43	62
Hf	13.87	9.01	18.48	10.42	5.55	3.50	1.85	3.10
Nb	60.8	45.6	37.2	26.5	28.1	17.6	1.3	1.4
Ta	4.85	4.33	4.14	4.05	2.53	1.10	<нпо	<нпо
Y	55.2	51.6	50.8	26.1	34.5	24.1	38.2	47.5
U	2.39	1.20	1.69	1.02	1.12	0.65	0.21	0.21
Th	5.41	5.60	5.48	2.89	3.67	2.20	0.33	0.24
La	44.83	43.79	42.33	16.24	27.87	18.42	3.15	3.88
Ce	92.8	85.8	84.9	44.0	52.2	36.3	8.3	11.0
Pr	13.18	12.32	12.89	4.81	7.40	5.08	1.71	2.27
Nd	51.8	49.0	51.69	17.88	29.8	20.74	8.86	12.22
Sm	11.46	11.32	12.4	5.11	6.98	4.66	3.76	4.73
Eu	4.02	3.39	3.61	1.75	2.24	1.74	1.23	1.55
Gd	12.59	12.08	11.33	4.97	7.41	4.92	5.58	7.03
Tb	2.10	1.91	1.87	0.82	1.15	0.88	0.97	1.32
Dy	10.44	9.97	9.99	4.58	6.37	4.19	6.23	8.44
Ho	2.33	2.24	2.19	1.03	1.37	0.94	1.55	1.95
Er	6.64	6.19	5.84	3.26	4.18	2.60	4.82	6.33
Yb	4.71	4.83	5.11	2.79	3.35	2.27	3.8	5.32
Lu	0.77	0.75	0.75	0.38	0.44	0.30	0.66	0.87

Примечание. Содержания петрогенных компонентов (мас. %) определялись методом РФА в АЦ ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик Н.М. Глухова); редкие элементы (г/г) – методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова).

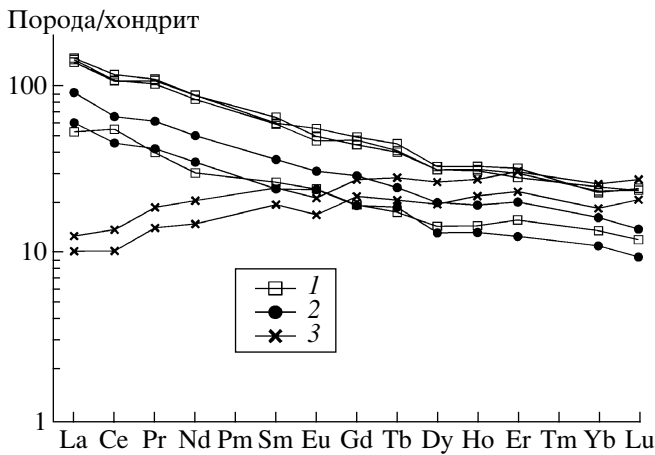


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в метабазах теректинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса. Здесь и на рис. 3: 1 – глаукофановый, 2 – винчит-актинолитовый, 3 – актинолитовый сланцы.

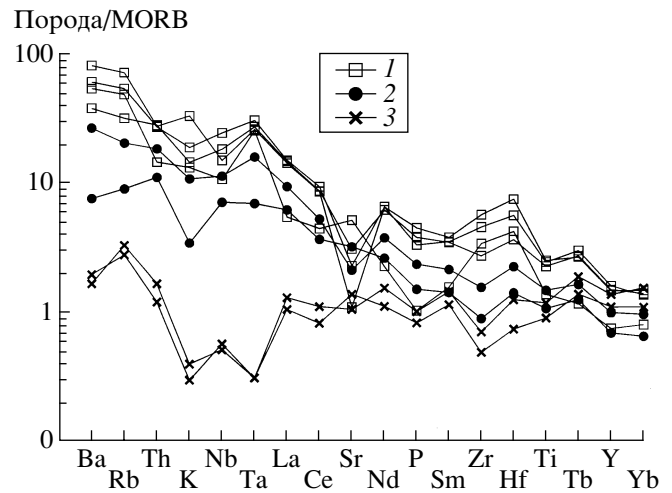


Рис. 3. Спайдер-диаграмма для метабазальтов уймонской свиты теректинского комплекса.

распределения редких элементов, типичный для OIB, а актинолитовые сланцы сопоставимы с толеитовыми базальтами типа N-MORB, за исключением содержаний легко подвижных компонентов (Ba, Rb).

Установленные различия химического состава пород в пределах одного разреза между глаукофановыми и зелеными сланцами имеют важное значение, поскольку именно они, а не изменения физико-химических параметров метаморфизма, по-видимому, и обусловили наблюдаемые вариации состава амфиболов метабазальтов уймонской свиты. При близких *PT*-условиях метаморфизма (350–400°C и 6–8 кбар) в более железистых породах появляется глаукофан, тогда как в более магнезиальных породах устойчив актинолит. Этот вывод согласуется с расчетами Эванса [14], показывающими, что поле устойчивости глаукофана существенно уменьшается для магнезиальных составов, а также с экспериментальными данными [15], свидетельствующими о стабилизации глаукофана в железистых системах при более низких *PT*-условиях.

Присутствие метабазальтов с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов и MORB, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и офиолитовых пластин позволяет рассматривать теректинский комплекс в целом, с учетом его покровно-чешуйчатого строения [8, 10], как субдукционно-аккреционный, а не зональный метаморфический комплекс, как считалось ранее [7]. Можно предполагать, что формирование протолита пород уймонской свиты происходило в обстановке океанических островов или поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. При этом метапелиты, реконструируемые как грау-

вакки, могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных вулканов, а слоистые метачерты и мраморы как древние пелагические осадки и мелководно-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов соответственно. При этом тектоническое совмещение пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, имело место при вхождении симаунта в зону субдукции или непосредственно в субдукционной зоне. Возможной причиной прекращения субдукции могла быть коллизия с островной дугой (фрагментами которой, по-видимому, являются метавулканисты сугашской свиты, состав которых соответствует известково-щелочной серии островных дуг), в результате чего комплекс был эксгумирован с глубины около 25 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02–05–64622).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Coleman R.G., Lee D.E. // *J. Petrol.* 1963. V. 4. P. 260–301.
2. Ernst W.G. // *J. Petrol.* 1963. V. 4. P. 1–30.
3. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
4. Bebout G.E., Ryan J.G., Leeman W.P., Bebout A.E. // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1999. V. 171. Iss. 1. P. 63–81.
5. Becker H., Jochum K.P., Carlson R.W. // *Chem. Geol.* 2000. V. 163. Iss. 1/4. P. 65–99.
6. Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Пукинская О.С. // *ДАН.* 1972. Т. 206. № 1. С. 200–203.
7. Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л.: Наука, 1982. 184 с.

8. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. // ДАН. 1991. Т. 318. № 2. С. 413–417.
9. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб., 1995. 272 с.
10. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 49–75.
11. Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A., Tikunov Yu.V. In: Continental Growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia). Abstr. III Workshop. 6–16 August 2001. Novosibirsk: Publ. House SB RAS; Depart. "Geo", 2001. P. 116–119.
12. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Симонов В.А., Нигматулина Е.Н. В кн.: Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002. В. 3. Т. 2. С. 163–167.
13. Кузнецова Л.Г. Фактографическое описание глаукофансланцевых комплексов СССР. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 156 с.
14. Evans B.W. // Lithos. 1990. V. 25. P. 3–23.
15. Maruyama S., Cho M., Liou J.G. // Geol. Soc. Amer. Mem. 1986. V. 164. P. 1–6.