

# ПЕТРОЛОГИЯ

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЛЕРЦОЛИТОВ ТУРСКОЙ ПЛОЩАДИ ШАИМСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ МЕГАБАССЕЙН)

Ю.В. Ерохин, К.С. Иванов

Офиолиты широко развиты в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, чаще всего, располагаясь вдоль крупных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны разного типа [Добрецов, 2003; Иванов и др., 2003 и др.]. Изучены они были недостаточно; так, не было данных об их вещественном составе и возрасте. В последнее время вулканиты офиолитового комплекса были датированы нами в Шаимском районе по конодонтам и радиоляриям как позднеордовикские [Иванов и др., 2007].

Наиболее представительный палеозойский офиолитовый комплекс, сложенный меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами с прослоями яшм, изучен нами между поселками Шаим и Супра (в пределах Шаимского нефтегазоносного района). Нижний структурный элемент офиолитов – ультрабазиты наиболее полно изучены в пределах Узбекской и Хултурской (Турской) нефтеразведочных буровых площадей. Они обычно полностью серпентинизированы (местами наблюдаются реликты слабо измененных гипербазитов) и содержат псевдоморфозы серпентина по ортопироксену в количестве до 10-20 % объема, иногда до 35 % объема породы. Практически неизменные ультрабазиты были встречены при изучении керна скважины 10367 в пределах Турской площади. По минеральному и химическому составу их можно отнести к лерцолитам (табл. 1). При содержании СаО 1,6-2,2 вес. %, количество нормативного диоксида достигает 5-6 %, что, по всей видимости, указывает на слабую деплетированность гипербазитов.

Нами изучены породообразующие минералы лерцолитов. Оливин образует округлые и ксеноморфные зерна размером не более 3 мм. Все индивиды имеют бесцветную окраску, разбиты трещинами, в которых отмечается петьлячатый серпентин (лизардит). С краев зерна замещаются агрегатами антигорита с повышенным содержанием глинозема ( $Al_2O_3$  до 4

мас. %). По химическому составу оливин относится к форстериту с содержанием фаялитовой молекулы 9,5-10,2 %. Минерал характеризуется устойчивым составом и содержит в виде примеси NiO (до 0,65 мас. %). В форстерите наблюдается слабая зональность, от центра к краю нарастает FeO (от 9,5 до 10,1 мас. %) и падает NiO (от 0,62 до 0,34 мас. %).

Ортопироксен образует ксеноморфные индивиды размером до 4-5 мм. Зерна имеют совершенную спайность и бесцветную окраску. По трещинам спайности и с краев индивидов развивается антигорит также с повышенным содержанием глинозема. По химическому составу пироксен является энстатитом с содержанием ферросилитовой молекулы 9-10 %. Кроме того, в минерале наблюдаются существенные примеси (мас. %):  $Al_2O_3$  (до 5,1), СаО (до 2,5) и  $Cr_2O_3$  (до 0,7). В зернах энстатита отмечается слабая зональность, от центра к краю нарастают содержания  $Al_2O_3$ , СаО и  $Cr_2O_3$ , а также падают содержания  $SiO_2$ . Клинопироксен часто слагает небольшие ксеноморфные зерна размером до 1 мм. Никаких вторичных изменений в минерале не наблюдается. По составу он является глинозёмистым диопсидом и содержит (мас. %):  $Na_2O$  (до 1,3),  $TiO_2$  (до 0,45),  $Al_2O_3$  (до 7,6),  $Cr_2O_3$  (до 0,8) и MnO (до 0,15). В зернах обычно отмечается слабая зональность, от центра к краю нарастает содержание MgO, а остальных компонентов падает. Железистость клинопироксена, также как у форстерита и энстатита, варьирует в пределах 8-10 %. В целом, повышенное содержание натрия (выше 0,6 %  $Na_2O$ ) в клинопироксенах гипербазитов характерно для внутриплитных перидотитов и перидотитов начальной стадии спрединга, а более низкие содержания натрия – для альпинотипных лерцолитов [Базылев, 2003 и др.].

Хромшпинелиды образуют в лерцолитах аксессуарную вкрапленность в виде ксеноморфных индивидов размером до 1-2 мм. В шлифах зерна просвечивают в желтовато-красных тонах. По химическому составу хромшпинели-

Таблица 1

Химический (в вес %) и нормативный состав  
лерцолитов Турской площади

№	Тип 10367/1799	Тип 10367/1801	Тип 10367/1803
SiO <sub>2</sub>	40,50	40,64	41,87
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,08	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	2,10	2,03
FeO	5,20	3,80	5,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,95	4,07	3,16
MnO	0,10	0,11	0,10
CaO	1,63	2,01	2,21
MgO	34,87	35,34	35,68
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,40	0,40
п.п.п.	11,50	10,40	7,80
Сумма	99,22	99,27	98,63
Нормативный состав по CIPW			
оливин	64,7	66,2	63,9
гиперстен	23,5	20,1	21,9
диопсид	4,8	5,4	6,3
анортит	3,1	4,4	4,1
альбит	3,9	3,9	3,8

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (аналитики Г.М. Ятлук, Н.П. Горбунова).

ды относятся к хромисто-железистой шпинели (на диаграмме Н.В. Павлова [1949] они попадают в поле пикотита). В зернах хромшпинелида отмечается слабая зональность с нарастанием от центра к краю содержания железа

и падением концентрации остальных компонентов. На известной диаграмме отношения хромистости и магниальности хромшпинелиды Шаимского района попадают в поле абиссальных перидотитов. На графике хромистость шпинелида – железистость оливина, позволяющем оценить степень деплетированности, составы лерцолитов попадают в область, отвечающей 5-10 % степени выплавления MORB-базальтов из первичного неистощенного мантийного источника. Степень частичного плавления перидотитов также оценивалась по величине хромистости шпинелида [Hellebrand et al, 2000]. Полученный результат укладывается в узкий интервал 3,4-6,9 %.

Таким образом, по минеральному составу исследованные породы являются шпинелевыми лерцолитами. Температура их образования оценивалась нами с помощью модифицированного оливин-хромшпинелевого геотермометра О'Нила-Волла-Большауза-Берри-Грина) [Чашухин и др., 1996]. Полученные результаты укладываются в интервал 1109-1206°С. Подобная же температура около 1166°С была получена при использовании клинопироксенового геотермометра Л.Л. Перчука [1977]. Оценка давления проводилась по однопироксеновому геотермометру [Mercier, 1980]. Полученный результат в 10,5 кбар хорошо соотносится с

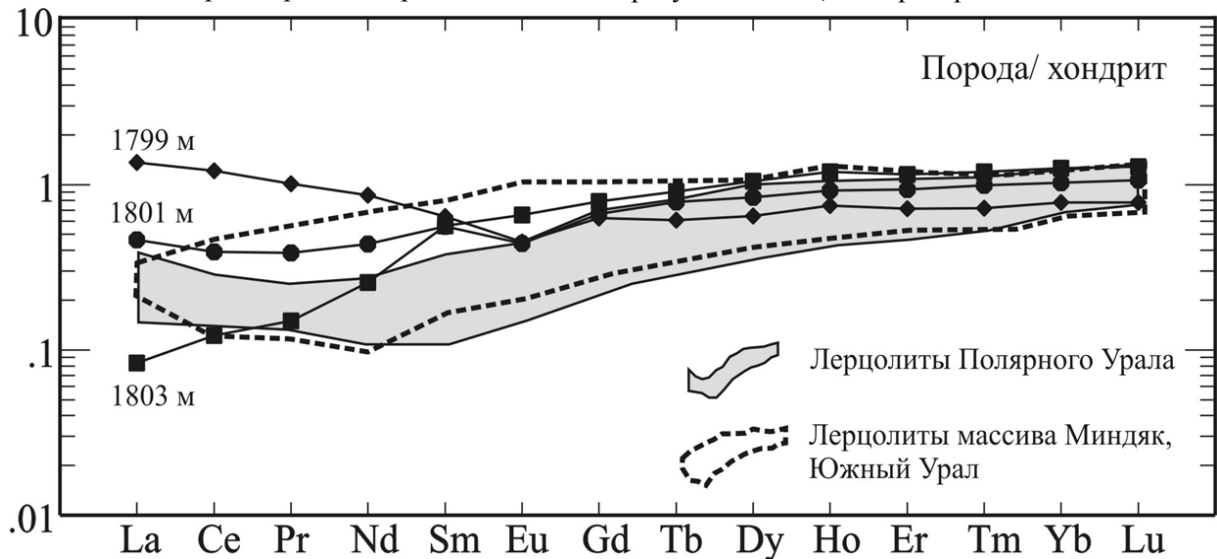


Рис. 1. Распределение РЗЭ в лерцолитах Турской площади Шаимского района. Цифрами обозначена глубина отбора проб в керне скважины 10367. Залитая область – составы лерцолитов Полярного Урала [данные В.Р. Шмелева, опубликованные в этом же сборнике], незалитая область – составы лерцолитов массива Миндяк, Южный Урал [Пушкарев, 1998].

фацией шпинелевых перидотитов, которые образуются в интервале 7-15 кбар. Именно эти перидотиты рассматриваются как наиболее близкие к веществу верхней мантии под подвижными поясами [Рингвуд, 1981 и др.].

Лерцолиты характеризуются типичными содержаниями никеля (до 2500 г/т) и хрома (до 3000 г/т), что позволяет их относить к офиолитовой ассоциации. Лерцолиты имеют достаточно выдержанный состав редкоземельных элементов, незначительно варьирующий в области легких лантаноидов (рис. 1). Тренды распределения РЗЭ характеризуются общим снижением концентраций от тяжелых к легким лантаноидам. Небольшая вариация в области легких редких земель вызвана, по всей видимости, степенью серпентинизации лерцолита (проба 1803 м отличается от двух других проб самой низкой степенью серпентинизации). По составу РЗЭ лерцолиты Турской площади достаточно близки лерцолитам СОХ [Фролова, Бурикова, 1997 и др.] Полярного Урала [данные В.Р. Шмелева, опубликованные в этом же сборнике] и массива Миндяк (Южный Урал) [Пушкарев, 1998].

*Исследования проводятся в рамках программы ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры», при поддержке РФФИ (грант 06-05-64133) и интеграционной программы УрО-СО РАН.*

#### Список литературы

Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Автореф.... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2003. 35 с.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом

поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.

Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2003. Т. 1. С. 102-113.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О. и др. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. РАН, 2007. Т. 413. № 4. С. 535-540.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та ИГН АН СССР. Серия рудных месторождений. 1949. Вып. 103. № 13. С. 10-35.

Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового термометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 3. С. 456-459.

Пушкарев Е.В. Истощенные лерцолиты Хабаровинского массива на Южном Урале // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 109-111.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 319 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. 136 с.

Mercier J.-C.C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. № 70. P. 1-37.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B. et al. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2000. 410. P. 677-681.