

УДК 552.321.6;552.11

ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ
ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

© 2009 г. Б. В. Перевозчиков

*Пермский государственный университет
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15
E-mail: olivin@psu.ru*

Поступила в редакцию 24.11.2008 г.

Основным механизмом формирования мантийных ультрабазитов является их деплетирование в определенной геодинамической обстановке путем частичного выплавления и удаления базальтового расплава. После своего образования ультрабазиты продолжают оставаться в мантии, испытывая высокотемпературные деформации и метаморфизм, до тех пор, пока не появятся условия для их тектонического выдвигания в земную кору. В результате деформаций и метаморфизма равновесные минеральные ассоциации перидотитов изменяются. В статье показано, что наиболее объективную оценку физических условий формирования мантийных ультрабазитов можно получить косвенным путем. Для этого принимаются условия выплавления базальтов, которые изливаются на поверхность и быстро консервируются.

Ключевые слова: *офиолитовые ультрабазиты, хромититы, мантия, геодинамические обстановки, частичное плавление, давление, температура.*

Оценка физических условий формирования мантийных ультрабазитов обычно базируется на изучении состава равновесных минеральных парагенезисов, для которых разработаны многочисленные методы термобарометрии [11, 17]. На Урале вопросам оценки температур и давлений уделялось большое внимание [4, 5, 16, 17]. В перидотитах уральских массивов максимальные значения температур равновесий для ядерных частей крупных зерен пироксенов ранней генерации, полученные методами термобарометрии, как правило, составляют в лерцолитах около 1100°C и в гарцбургитах около 1050°C, а для рекристаллизованных зерен (необластов) – 980–850°C. Температуры, определенные для уральских и океанических перидотитов, близки к таковым для лерцолитов внутренних и внешних Лигурид и Ланцо – 1000°C, а также для шпинелевых лерцолитов из включений в базальтах различных регионов мира: Англия – 1120–1070°C и 1100–840°C (по двупироксеновому и хромалюминиевому термометрам), Монголия – 980°C, Гавайи – 1100–900°C [11]. По другим источникам, температуры равновесий для ядерных частей крупных зерен пироксенов из перидотитов изменяются в пределах 950–1200°C, а для необластов и краевых частей крупных зерен пироксенов – от 850 до 980°C. Данные по различным геотермометрам могут существенно отличаться (до 200–300°C). И.С. Чашухин с соавторами [17] показали, что эти расхождения вызваны природной нестехиометрией состава хромшпинели, и ввели в оливин-хромшпинелевые геотермометры поправку, позволившую получить более высокую сходимость

определений температур по геотермометрам разных авторов. По их данным, температуры оливин-хромшпинелевого равновесия в ультрабазитах Войкаро-Сынинского, Южного Крака, Нурали, Кемпирсайского массивов в основном находятся в интервале 640–1000°C, небольшая часть – в пределах 1000–1250°C и единичные значения достигают 1250–1480°C. Температуры, определенные по минеральным равновесным парагенезисам, в большинстве своем интерпретируются как температуры образования ультрабазитов в процессе деплетирования или кристаллизации из расплава, реже – как температуры более позднего метаморфизма в мантийных и коровых условиях.

Достаточно неопределенно по минеральным парагенезисам оценивается и общее давление формирования перидотитов, для которых не существует надежных геобарометров. Известные оценки общего давления образования равновесных минеральных парагенезисов для океанических и офиолитовых перидотитов изменяются в пределах от 2.1–2.2 до 0.6–0.7 ГПа.

Помимо геотермобарометров существуют экспериментальные методы оценки условий формирования мантийных и офиолитовых перидотитов. Это исследования частичного выплавления базальтовых расплавов из мантийного материала, образования структур распада в энстатите и пластических деформаций оливина. Эксперименты по локальному выплавлению базальтовых расплавов из мантийного пиролита дают температуры от 1100°C до свыше 1500°C, в зависимости от давления и режима

летучих [3, 14]. При частичном плавлении шпинелевых лерцолитов при давлении 1 гПа и температуре 1250–1350°C были получены расплавы, близкие по составу к магнезиальным толеитам MORB (9.5% MgO) [21]. Для нормальных океанических толеитов температуры плавления составляют 1300–1400°C при давлении 0.5–1.5 гПа [13]. Данные по определению температур ликвидуса океанических толеитовых базальтов близки к экспериментальным данным для сухих базальтовых систем [14]. В зависимости от степени дифференциации и, соответственно, магнезиальности температуры плавления варьируют от 1370–1350°C в пикритах и самых примитивных базальтах до 1270–1200°C в низкомагнезиальных разностях. Степень магнезиальности базальтов находится в зависимости и от давления: высокомагнезиальные, близкие к пикриту, базальты выплавлялись при 1 гПа, а высокоглиноземистые – при 0.6–0.8 гПа. Для впадины Хесса в Восточно-Тихоокеанском поднятии установлено, что температура образования океанических базальтов зависит от содержания в них щелочей и насыщенности летучими [15]. Выплавление бедных щелочами сухих базальтов характеризуется температурой 1270–1225°C, а базальтов с более высоким содержанием щелочей и летучих – 1220–1200°C.

По геотермометрам для ядерных частей крупных кристаллов ортопироксена с содержанием около 3.5% CaO, для которых характерны структуры твердого распада более высокотемпературного протознстатита, установлены наиболее высокие (до 1200°C) температуры образования. По экспериментальным данным структуры твердого распада ортопироксена появляются при температурах ниже линии солидуса кристаллизации базальтовых расплавов, но не ниже 1300°C [20]. Структурными исследованиями мантийных перидотитов и оливинсодержащих пород установлено, что наиболее ранние пластические деформации оливина характеризуются системами (010)[100] и (0kl)[100]. Эксперименты показали, что появление таких ранних пластических деформаций оливина происходило при температурах 1000–1500°C [19].

Несоответствие температур образования ультрабазитов по минеральным парагенезисам и по экспериментальным данным вполне объяснимо. В отличие от базальтовых расплавов, которые после своего зарождения изливались на поверхность, быстро застывали и консервировались, реститовые ультрабазиты продолжали в течение длительного периода оставаться в мантии в условиях высоких температур и общего давления и подвергались деформациям и метаморфизму.

Таким образом, приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что температуры, определенные по геотермометрам, не отражают истинных условий образования мантийных перидотитов в определенной геодинамической обстановке, а фик-

сируют особенности их метаморфического преобразования в мантийных условиях и при последующем выдвигении мантийных блоков в земную кору.

Основным механизмом формирования офиолитовых мантийных перидотитов, по представлениям автора [7, 8], является истощение мантийного материала в результате частичного выплавления из него базальтовых расплавов. При частичном плавлении из неистощенных перидотитов в расплавы переходили легкоплавкие компоненты, что приводило к образованию более тугоплавких реститовых ультрабазитов. В этом случае можно говорить о том, что базальтовые выплавки и реститовые ультрабазиты являются комплементарными парами, появившимися в результате единого процесса истощения мантийного вещества в одинаковых физических условиях, которые зависели от геодинамических обстановок. Сохранность составных частей комплементарных пар разная. Базальтовые расплавы после своего образования достаточно быстро поднимаются в земную кору, изливаются на ее поверхность и консервируются при быстром застывании, сохраняя свой минеральный состав и строение. Определение физических условий плавления базальтов опирается на результаты экспериментальных исследований и динамические модели зарождения базальтовых магм, на изучение расплавных включений в базальтах и детальные петрологические исследования базальтов в офиолитовых комплексах. Реститовые ультрабазиты, вторая часть пары, продолжают оставаться в мантии в условиях высоких температур и давления в течение длительного периода времени до тех пор, пока в благоприятной тектонической обстановке не будут выведены в земную кору. Состав и строение мантийных ультрабазитов до выхода их на поверхность земной коры подвергаются интенсивным изменениям как в мантийных, так и в коровых условиях, что не позволяет получить правдоподобную оценку физических условий их образования. По мнению автора, достоверная оценка физических условий образования комплементарной пары базальт–реститовый ультрабазит возможна только по базальту с обязательной принадлежностью составных частей пары к одной геодинамической обстановке. Для мантийных ультрабазитов такой методический подход оценки физических условий формирования будет являться косвенным [10].

На основе предложенного метода, автором была выполнена оценка физических условий формирования ультрабазитовых ассоциаций, в том числе хромитоносных, из разных геодинамических обстановок. Всего выделено четыре ассоциации мантийных ультрабазитов, которые рассматриваются на уровне формационных комплексов [6, 8, 9, 22]. Лерцолитовый и гарцбургитовый формационный комплексы формировались в геодинамических обстановках СОХ с разными скоростями спрединга [7].

Образование лерцолитового комплекса происходило в условиях малых скоростей спрединга и характеризовалось медленным подъемом мантийного диапира. Частичное выплавление из мантийных перидотитов высокомагнезиальных толеитовых магм осуществлялось на глубинах 45–27 км (давление 1.5–0.9 гПа) и температуре 1400–1300°C, появившийся тугоплавкий рестит имел состав истощенного лерцолита [10].

Гарцбургитовый комплекс формировался в условиях умеренной и высокой скоростей спрединга, что позволяло мантийному диапиру подниматься выше. В этих обстановках при интенсивном подтоке неистощенного материала, давлении 0.8–0.6 гПа (на глубине 24–18 км) и температуре 1270–1225°C выплавлялись высокоглиноземистые толеитовые базальты, а рестит приобретал состав неистощенного гарцбургита. Более высокие скорости спрединга при формировании гарцбургитового комплекса позволяли разогретому мантийному веществу подниматься до глубин 15–20 км, на которых выплавление базальтов прекращалось [10]. Повышение вязкости перидотитов и снижение температуры в результате частичного подъема диапира привели ко второму этапу формирования гарцбургитового комплекса, выразившемуся в смятии гарцбургитов в крупные складки и развитии генетически связанных со складчатостью зон пластично-сколовых деформаций. Понижение давления в зонах пластично-сколовых деформаций и концентрация в них летучих компонентов явились, по мнению автора, главной причиной локального частичного плавления гарцбургитов в пределах этих зон и появления расплавов пироксенитового и хромититового состава. После перемещения расплавов здесь сохранился предельный тугоплавкий остаток – рестит дунитового состава, который зафиксировал зоны сколово-пластичных деформаций как штамп. Расплавы могли перемещаться в основном только вдоль зон пластично-сколовых деформаций, т.к. за их пределами давление повышалось и расплавы кристаллизовались. Именно по этой причине жилы тела клинопироксенитов, вебстеритов и хромититов сохранились в пределах гарцбургитового комплекса.

Принципиальное отличие гарцбургитового комплекса от лерцолитового заключается в наличии поздней ассоциации, включающей хромитовое оруденение. Отсутствие в лерцолитовом комплексе поздней ассоциации объясняется тем, что в условиях малой скорости спрединга мантийный диапир находился на значительных глубинах, где доминирующим являлось пластичное течение мантийного вещества, и не достигал верхних горизонтов мантии, где повышалась вязкость перидотитов и где появлялись условия для складчатости и пластично-сколовых деформаций.

Дунит-гарцбургитовый комплекс формировался по ультрабазитам лерцолитового и гарцбургитового комплексов в результате их дополнительного деплетирования. В его строении выделены две ассоциации пород, формирование которых протекало в два тесно сближенных по времени этапа. По петрохимическим геохимическим индикаторам формирование комплекса происходило в пределах надсубдукционного мантийного клина островных дуг [7].

Для оценки физических условий образования ультрабазитов дунит-гарцбургитового комплекса были использованы результаты детальных исследований перидотитов комплекса Мамония [1] и вулканитов массива Троодос [12] острова Кипр, проведенных в рамках проекта “Тетис” РАН. Эти исследования показали, что истощенные гарцбургиты могли формироваться в результате селективного выплавления из лерцолитов и неистощенных гарцбургитов низкотитанистой бонинит-толеитовой ассоциации. Для определения температуры кристаллизации лав был применен метод гомогенизации расплавных включений в минералах. По условиям образования первичных расплавов установлены два уровня по глубине и температуре. Наименее глубинные (давление около 1 гПа) и низкотемпературные (1250–1290°C) условия характерны для образования нижних высоко- и низкотитанистой серий афировых и порфировых лав. Нижняя низкотитанистая серия представлена магнезиальным островодужным толеитом (MgO – 11–15 мас. %; H₂O – 1.8–2 мас. %). Выплавление магм на данном этапе происходило в малоглубинном источнике (30–40 км) из насыщенных водным флюидом океанических базальтов, погружающихся по зоне субдукции. С этим этапом преобразований перидотитов не происходило. Существенно более глубинный (давление около 2.5 гПа) и высокотемпературный (1350–1550°C) источник установлен для более молодых первичных магм верхней низкотитанистой серии, по геохимическим признакам образующим эволюционный ряд от промежуточных между толеитами и высококальциевыми бонинитами к типичным высококальциевым бонинитам. Селективное плавление в мантийном клине осуществлялось над зоной субдукции под воздействием водосодержащих флюидов, поступающих из погружающейся океанической плиты [12].

На присутствие натрия-содержащих водных флюидов при формировании ультрабазитов дунит-гарцбургитового комплекса в уральских массивах указывает обнаружение паргасита и флюорита в гарцбургитах и хромовых рудах Кемпирсайского массива [2, 16, 23]. По мере истощения ультрабазитов и подъема диапира в верхние горизонты выплавление толеитовых расплавов прекратилось, и началось смятие истощенных гарцбургитов в крупные складки, сопровождаемое формированием зон сколово-пластичных деформаций. Локальное

понижение давления в зонах деформаций создало условия для выплавления базитовых и хромититовых расплавов и образования в зонах тугоплавкого остатка – рестита дунитового состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Главные формационные комплексы офиолитовых ультрабазитов (лерцолитовый, гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый) формировались в определенных геодинамических обстановках и в различных *PT*-условиях.

2. Тип хромитового оруденения зависел от геодинамической обстановки и *PT*-условий формирования рудовмещающего комплекса и определялся степенью деплетирования мантийных ультрабазитов.

3. В формировании хромитоносных комплексов (гарцбургитовом и дунит-гарцбургитовом) выделяются два этапа, различающиеся по *PT*-условиям и характеру деформаций.

4. Образование глиноземистого и высокохромистого типов хромитового оруденения в гарцбургитовом и дунит-гарцбургитовом комплексах происходило во втором этапе их формирования в результате локального снижения давления в зонах сколово-пластичных деформаций и вызванного этим частичного выплавления базитовых и хромититовых расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др. Петрология гипербазитов комплекса Мамония, Юго-Западный Кипр // *Петрология*. Т. 1. № 4. 1993. С. 348–378.
2. Волченко Ю.А., Воронина Л.К., Пальгуева Г.В. Паргасит в хромитовых рудах Кемпирсай // *Ежегодник-1990*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1991. С. 89–92.
3. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
4. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
5. Малахов И.А. Хромшпинелиды как индикаторы термобарического режима минералообразования // *Геология метаморфических комплексов*. Свердловск: Свердл. горный ин-т, 1989. С. 41–45.
6. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала) // *Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзорная информация*. Вып. 7. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. 46 с.
7. Перевозчиков Б.В. Геодинамические условия формирования хромитового оруденения в альпинотипных ультрабазитах Урала // *Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит*. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 162–167.
8. Перевозчиков Б.В. Геология и хромитоносность палеозойских альпинотипных гипербазитов в островодужных сооружениях Урала // *Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг*. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, 1999. С. 114–186.
9. Перевозчиков Б.В. Альпинотипные гипербазиты: структурно-вещественные геодинамические комплексы, строение, формирование // *Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы*. Мат-лы II Всерос. петрограф. совещ. Т. II. Сыктывкар, 2000. С. 80–84.
10. Перевозчиков Б.В. Связь хромитового оруденения с петрогенезом офиолитовых ультрабазитов (на примере Урала) // *Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Мат-лы Междунар. (X Всерос.) петрограф. совещ. Т. 3. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 220–222.*
11. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
12. Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др. Петрология ультрамафических магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о-в Кипр // *Петрология*. Т. 1. № 4. 1993. С. 379–412.
13. Соболев А.В., Шимизу Н. Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии // *Докл. АН*. 1992. Т. 326. № 2. С. 354–360.
14. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
15. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // *Вестник МГУ. Сер. геол.* 1981. № 4. С. 3–16.
16. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Быков В.Н. О корректности некоторых оливин-хромшпинелевых геотермометров // *Ежегодник-1994*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 125–129.
17. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оксидометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 136 с.
18. Чащухин И.С., Гмыря В.Г. Паргасит в гарцбургитах Кемпирсайского массива // *Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала: Информационные материалы*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 34–36.
19. Щербатов С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 119 с.
20. Boyd F.R., Schairer J.F. The system $MgSiO_3$ – $CaMgSi_2O_6$ // *J. Petrol.* 1964. № 65. P. 275–309.
21. Fujii T., Scarfe C.M. Compositions of liquid coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar the genesis of MORB's // *Contrib. Miner. Petrol.* 1985. V. 90. № 1. P. 18–28.
22. Gusev G.S., Gushchin A.V., Zaykov V.V. et al. Geology and Metallogeny of Island Arcs // *Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implication for Applied Geology*. Moscow: MNR RF, GEOKART, 2000. P. 213–295.
23. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Mineral. Deposita*. 1999. V. 34. P. 250–272.

Рецензент И.С. Чащухин

The physical conditions estimate problems of the ophiolite ultrabasite formation

B.V. Perevozchikov

Perm State University

The basic mechanism of mantle ultrabasite origin is their depletion under certain geodynamic conditions by partial melting and removal of basalt melt. After their formation ultrabasites will be remain in mantle, testing high-temperature deformations and metamorphism until there are conditions for their tectonic promotion in the earth crust. As a result of deformation and metamorphic processes the mineral association's equilibrium changes. The work shows that physical conditions of mantle ultrabasites can be estimate the most objectively by indirect way. For this purpose the melting conditions of basalts which erupted to the surface and were quickly preserved are accepted.

Key words: *ophiolite ultrabasites, cromitite, mantle, geodynamic conditions, partial melting, pressure, temperature.*