

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА УЛЬТРАБАЗИТОВ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ НЯДОКОТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ОЛЫСЯ-МУСЮРСКИЙ МАССИВ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С. В. Добросоцкий

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

Поступила в редакцию 1 марта 2013 г.

Аннотация. В статье рассматривается геологическое строение Нядокотинского рудного поля. Особое внимание уделено минералого-петрохимическим особенностям серпентинизированных ультрабазитов, слагающих рудное поле. Установлено, что аподунитовые серпентиниты являются более поздними образованиями дунит-гарцбургитовой ассоциации пород и претерпели метаморфические изменения прогрессивного этапа.

Ключевые слова: Олыся-Мусюрский массив, дунит-гарцбургитовая ассоциация, оливин, пироксен, антигорит.

Abstract. In article the geological structure of the Nyadokotinsky ore field is considered. The special attention is paid to mineralogo-petrochemical features serpentized ultramafics composing an ore field. It is established that apodunites sulfurs-pentinites are later formations of dunite-harzburgite association of breeds and underwent metamorphic changes of a progressive stage.

Key words: Olysa-Musyur massif, dunite-harzburgite association, olivine, pyroxene, antigorite

Введение

Согласно утвердившимся представлениям, весь комплекс минеральных образований альпинотипных гипербазитовых массивов является реститом деплетированной мантии лерцолитового состава. Олыся-Мусюрский массив можно рассматривать как фрагмент сложнодифференцированной реститовой пластины ультраосновных пород офиолитовой формации. Массив характеризуется относительно слабой степенью эрозионного среза, в результате чего возможные наиболее продуктивные части блоков дунит-гарцбургитовой ассоциации оказываются слабо проявленными или не проявленными на поверхности. Одним из главных критериев перспектив рудоносности офиолитовых комплексов является степень насыщенности дунитовыми образованиями. В силу высокой степени серпентинизации альпинотипных гипербазитов Олыся-Мусюрского массива их разделение на дуниты и перидотиты весьма затруднительно, именно поэтому перспективы хромитоносности массива до сих пор остаются не выясненными. В данной статье предпринята попытка рассмотреть все аспекты, связанные с расчленением интенсивно серпентинизированных пород на аподунитовые и

апогарцбургитовые разности, используя данные минерального и химического состава пород. Кроме этого предложена модель формирования пород дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля.

Геологическое строение Нядокотинского рудного поля

Нядокотинское рудное поле охватывает северную часть Олыся-Мусюрского гипербазитового массива, в междуречье руч. Максимка-Шор и р. Бол. Нядокота. Рудное поле приурочено к локальному структурно-тектоническому блоку, который имеет в плане линзообразную форму с максимальной шириной более 4,5 км и площадью около 30 км² (рис. 1).

Все границы гипербазитового массива Олыся-Мусюр являются тектоническими. На западе, по зоне Главного Уральского разлома (надвига) массив надвинут на Неркаюский метаморфический комплекс нижнего протерозоя (PR₁nk) [1]. Восточная часть рудного поля перекрыта мощным чехлом четвертичных отложений, поэтому граница проведена непосредственно по оконтуренной части продуктивных образований и в определенной степени является условной. Лишь на юго-востоке установлен тектонический контакт с вулканогенно-



Рис. 1. Схема геологического строения Нядокотинского рудного поля: 1 – дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация; 2 – гарцбургитовый СВК; 3 – дунитовый СВК; 4 – антигоритовые серпентиниты; 5 – апогарцбургитовые серпентиниты; 6 – оливин-энстатитовые породы гигантозернистой структуры; 7 – аподунитовые серпентиниты (насыщенность зоны 30–50 %); 8 – аподунитовые серпентиниты (насыщенность зоны > 70 %); 9 – Неркаюнский метаморфический комплекс; 10 – габброиды тагилokitлыmsкого комплекса; 11 – девонские образования нахорской толщи; 12 – четвертичные образования; 13 – зона Главного Уральского разлома (надвиги, зубцы обращены в сторону аллохтона); 14 – тектонические нарушения; 15 – геологические границы

осадочными породами нахорской толщи ($D_{2-3}nh$). Северная и южная границы рудного поля проведены по поперечным разломам северо-западного простирания.

В геологическом строении Нядокотинского рудного поля принимают участие две ассоциации гипербазитов: дунит-верлит-клинопироксенитовая ($\sigma\text{-}\nu\text{O}_{1-2}S$) и дунит-гарцбургитовая ($\sigma\text{-}\nu\text{O}_{1-2}S$).

Дунит-верлит-клинопироксенитовая (ДВК) ассоциация пород слагает западную и северо-западную часть рудного поля и занимает около 20% его площади. В структурном плане породы наследуют общее северо-восточное простирание массива и прослеживаются в виде полосы шириной 1–1,2 км с падением полосчатости и неоднородности на юго-восток под углом 50–70°.

В составе ДВК ассоциации выделяются собственно клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты – верлиты и контрастные им серпентинизированные дуниты.

Клинопироксениты и верлиты составляют до 90% объема закартированного комплекса. Серпентинизированные дуниты представлены жиллообразными телами, мощностью от первых метров до 50–70 м, вытянутыми согласно простиранию вмещающих клинопироксенитов. Неотъемлемым членом ДВК ассоциации являются протяженные (до 120 м) маломощные (до 20 м) согласно залегающие тела гранат-амфиболовых пород. Подобные образования закартированы и в пределах дунит-гарцбургитовой ассоциации.

На западе в зоне тектонического контакта с метаморфическими образованиями Неркаюского блока, клинопироксениты ДВК ассоциации интенсивно серпентинизированы и превращены в хлорит-амфиболовые сланцы с реликтами клинопироксена [2]. Наиболее ярко выраженная антигортитизация клинопироксенитов и верлитов проявлена вдоль контакта с породами ДГ ассоциации.

Дунит-гарцбургитовая (ДГ) ассоциация занимает 80% площади Нядокотинского рудного поля. Расшифровка ее внутреннего строения и вещественного состава сильно осложняется из-за низкой степени обнаженности и интенсивной серпентинизации исходных пород. Однако при детальном изучении отчетливо устанавливается полосовидное строение, совпадающее с общим северо-восточным простиранием массива и падением пород на юго-восток под углами 55–75°.

В целом геологическое строение дунит-гарцбургитовой ассоциации представляется относительно простым. При анализе геологической карты

в структурном плане центральной части Нядокотинского рудного поля отчетливо выделяются три линейно вытянутые в северо-восточном направлении зоны развития аподунитовых серпентинитов: западная, центральная и восточная. Следует отметить, что все три зоны имеют тенденцию к выклиниванию в северо-восточном направлении. При этом количественная роль дунитовой составляющей в составе дунит-гарцбургитовой ассоциации увеличивается с запада на восток.

В составе дунит-гарцбургитовой ассоциации выделяются два структурно-вещественных комплекса (СВК): гарцбургитовый и дунитовый.

Гарцбургитовый СВК мощностью более 1000 м протягивается в северо-восточном направлении непосредственно вдоль контакта с породами дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Западная близконтактная часть (75–125 м) комплекса представлена антигортитовыми серпентинитами, которые образовались по породам гарцбургитового состава в результате контактового метаморфизма при выдвигении на поверхность более поздних клинопироксенитов [2].

Апогарцбургитовые серпентиниты являются доминирующими породами комплекса и занимают центральное положение гарцбургитового СВК, в восточной части на контакте с зоной развития аподунитовых серпентинитов они преобразованы в оливин-энстатитовые породы, характеризующиеся крупнозернистой структурой и низкой степенью серпентинизации. Наиболее крупные тела таких пород прослежены на севере и в южной части комплекса, где их мощность достигает десятков метров. В отдельных случаях как внутри тел оливин-энстатитовых пород, так и на контакте с аподунитовыми серпентинитами устанавливается прожилковая и вкрапленная хроммагнетитовая минерализация.

В пределах гарцбургитового СВК штокообразные дунитовые тела играют резко подчиненную роль. Определение параметров отдельных тел аподунитовых серпентинитов часто затруднено из-за слабой обнаженности территории. Как правило, тела имеют линзообразную, реже неправильную форму. Мощность отдельных линз достигает 30–70 м, при протяженности до 120–200 м. При этом в восточной части гарцбургитового СВК, у границы с дунитовым комплексом выявлена зона пересекающихся линейных жил дунитов, клинопироксенитов и хромитов. Мощность зоны варьирует от десятков метров на севере, до первых сотен метров в центре и на юге. Жилы расположены под разными

ми углами к структурным элементам гарцбургитов, границы дунитовых жил с гарцбургитами резкие. Мощность жильных тел изменяется от 2–3 до 10–20 м. Общий объем жильного материала, в составе которого резко доминируют дуниты, составляет 2–5 %, на отдельных участках возрастает до 10–15 %, что указывает на возможное наличие на глубине крупных штокообразных дунитовых тел.

Граница между гарцбургитовым и дунитовым структурно-вещественными комплексами проводится по зоне развития метаморфизованных клинопироксенитов, которые окружены контактовыми антигоритовыми серпентинитами. Контактная зона, мощность которой составляет 20–30 м, прослеживается через всю центральную часть Нядокотинского рудного поля. Для гранат-амфиболовых пород характерна сланцеватая текстура, мелко-среднезернистая структура. Клинопироксен замещается амфиболами тремолит-актинолитового ряда, количество граната (альмандинового ряда) не постоянное и варьирует от единичных зерен до 30–40 %.

Дунитовый СВК мощностью около 2500 м широко развит в центральной и восточной части Нядокотинского рудного поля. Отличительной особенностью комплекса является преобладание в его составе аподунитовых серпентинитов (60 % площади), разделены маломощными прослоями апогарцбургитовых серпентинитов. Полосы дунитов обычно ориентированы вдоль структурных элементов гарцбургитов. По падению они залегают согласно с полосчатостью гарцбургитов. Мощность линзовидных и полосовидных зон дунитов варьирует от десятков до нескольких сот метров, протяженность достигает сотен метров и более. Области развития гарцбургитов не превышают по мощности тела дунитов. Чередование дунитов и гарцбургитов создает грубо полосчатое, шлирово-полосчатое строение дунит комплекса. Переходы между зонами развития дунитов и гарцбургитов более резкие, чем у шлировых выделений дунитов, но тем не менее, являются постепенными. Количество дунитовых тел среди гарцбургитов в пределах крупных зон весьма изменчиво и варьирует от 5–10 % до 50 % и более. Выделяются три зоны развития аподунитовых серпентинитов: западная, центральная и восточная (рис. 1).

Минералого-петрографическая характеристика пород дунит-гарцбургитовой ассоциации

Все породы ДГ ассоциации интенсивно серпентинизированы, в связи с чем судить об их первич-

ном составе можно только по вторичным признакам.

Следует отметить, что степень серпентинизации целиком определяется исходным минеральным составом: оливин и ортопироксен изменяются в условиях регионального метаморфизма весьма легко, моноклинный пироксен при этом обычно остается совершенно свежим [3]. В процессе серпентинизации ортопироксен (энстатит) повсеместно замещается ксеноморфным баститом. В условиях низкотемпературных изменений по оливину развивается петельчатый α -лизардит без выделения магнетита. При средне-высокотемпературных изменениях в зонах развития сколово-пластичных деформаций оливин замещается β -лизардитом и антигоритом, что сопровождается выделением большого количества пылевидного магнетита.

Одной из характерных черт апогарцбургитовых серпентинитов является их устойчивость к гипергенным процессам, вследствие чего именно эти породы наиболее часто встречаются в естественных коренных выходах.

Апогарцбургитовые серпентиниты дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля макроскопически легко диагностируются по содержанию бастита 10–30 %, породы характеризуются мелкозернистой структурой с грубой полосчатостью, которая на отдельных участках может отсутствовать. Полосчатость обусловлена переменным содержанием бастита и уплощенностью минералов вдоль субпараллельных полос. Минеральный состав апогарцбургитовых серпентинитов представлен реликтами зерен оливина разбитых серией трещин, заполненных α -лизардитом без магнетита. Реликты ортопироксена встречаются редко, в большинстве случаев зерна замещены ксеноморфным баститом, и хорошо диагностируются по сохранившейся спайности пироксена. Клинопироксен встречается очень редко. Хромшпинелиды представлены ксеноморфными и гипидиоморфными зернами размером 0,5–1,5 мм. Основная масса апогарцбургитовых серпентинитов представлена α -лизардитом и обладают крупнопетельчатой структурой. Минералогических особенностей среди серпентинизированных гарцбургитов, гарцбургитового и дунитового комплексов, не выявлено.

Аподунитовые серпентиниты в пределах гарцбургитового СВК представлены мелкозернистыми, массивными породами темно-зеленого цвета с коричневой коркой выветривания. Основная масса представлена α -лизардитом, реликты зерен оливина

разбиты петлями α -лизардита, вследствие чего породы имеют крупнопетельчатую структуру. В образцах на контакте с дунитовым комплексом в шлифах отмечается антигорит с обильным выделением магнетита. Реликты ортопироксена встречаются крайне редко и представлены баститом размером 0,5–2 мм. Рудная вкрапленность представлена мелкозернистым хромшпинелидом, но его количество не велико и в среднем составляет 0,5%.

Аподунитовые серпентиниты дунитового комплекса в силу своих минералогических и текстурно-структурных особенностей легко разрушаются в гипергенных условиях, вследствие чего естественные коренные обнажения этих пород встречаются крайне редко. Доминирующее положение в составе аподунитовых серпентинитов дунитового СВК занимают β -лизардит и антигорит, именно их количественное соотношение и определяет текстурно-структурные особенности.

Для аподунитовых серпентинитов, сложенных преимущественно β -лизардитом, характерна оливково-зеленая окраска, оскольчато-плитчатая отдельность и повышенная трещиноватость. β -лизардитовые серпентиниты обладают петельчатой структурой с секториальным и зонально-секториальным строением ядер. По первично-петельчатой структуре при воздействии направленного давления возникают разности с ленточной структурой, размер петель составляет 0,3–0,8 мм. Реликтовые зерна оливина имеют изометричную и округлую форму, а межзерновое пространство выполнено шнурами и лентами β -лизардита, контактовые части которых подчеркиваются пылевидным магнетитом. Редко в породе отмечаются псевдоморфозы бастита по ортопироксену, границы и трещины спайности, как правило, трассируются пылевидным магнетитом. На β -лизардитовые серпентиниты часто накладывается антигоритизация, но количество антигорита в породе, как правило, не превышает 20–30%. Антигорит представлен тонкочешуйчатым агрегатом с примесью брусита. О наличии брусита в составе серпентинита свидетельствует их светлая окраска, так как в гипергенных условиях за счет брусита образуется пироаурит, придающий породе светлый оливково-желтый или фисташково-зеленый цвет [3]. Хромшпинелиды имеют идиоморфные и гипидиоморфные очертания размером 1,5–2,5 мм, краевые части которых замещаются магнетитом.

Для антигоритизированных аподунитовых серпентинитов свойственна комковато-глыбовая отдельность и серо-зеленая окраска с бурой коркой

выветривания. Из породобразующих серпентинитов наиболее распространен антигорит, количество которого достигает 40–70%. Антигорит представлен чешуйчатыми, игольчатыми и пластинчатыми агрегатами, которые развиваются в виде петельчатых гребенчатых шнуров по оливину. Размер индивидуальных антигорита варьирует от 0,3–0,5 мм до 0,01 мм. Единичные зерна ортопироксена определяются по характерным псевдоморфозам антигорита по баститу, границы и центральные части зерен заполнены пылевидным магнетитом. В случаях наложения антигорита на β -лизардит происходит перекристаллизация магнетита с образованием зерен размером до 0,1 мм. В аксессуарных количествах в серпентинитах присутствуют хромшпинелиды идиоморфные и гипидиоморфные, которые по периферии замещаются вторичным магнетитом.

Таким образом, выявленные минералого-петрографические особенности пород дунит-гарцбургитовой ассоциации свидетельствуют о различных условиях серпентинизации ультрабазитов, что в свою очередь, позволяет говорить о двух этапах метаморфизма, проявленных в пределах Нядокотинского рудного поля.

Ранний регрессивный этап метаморфизма проявлен во всем объеме гипербазитов и был обусловлен охлаждением гипербазитов при их подъеме в условиях спрединга. Большое количество просачивающейся морской воды приводит к повсеместной петельчатой α -лизардитизации.

Прогрессивный метаморфизм поздней стадии отражает длительную историю выдвигания массива на дневную поверхность. По характеру проявления метаморфизм этой стадии является прогрессивным, что выразилось в образовании β -лизардита и антигорита, с характерной ленточной и гребенчатой структурой. Второй этап проявлен в локальных зонах и характеризуется маловодным режимом, которые циркулировали в пределах тектонически ослабленных зон. Именно поэтому интенсивная антигоритизация проявлена в зонах развития дунитов.

Чутким индикатором разделения двух стадий служит также поведение магнетита: в метаморфических парагенезисах ранней стадии магнетит отсутствует, в метаморфитах поздней стадии количество пылевидного магнетита резко увеличивается.

Петрохимическая характеристика пород дунит-гарцбургитовой ассоциации

Главными породобразующими минералами первичных ультрабазитов являются оливин, орто-

пироксен (энстатит) и клинопироксен (диопсид), поэтому петрохимические данные удобно интерпретировать, сведя их к нормативным содержаниям данных минералов, пересчитав химические анализы по методу Н. Д. Соболева (1952). Однако серпентинизация перидотитов не является простой гидратацией первичных магнезиальных сили-

катов. В ходе развития одной стадии этого процесса изменения состава и количественного соотношения кристаллизующихся вторичных минералов сопровождается выносом породообразующих компонентов, что в целом и определяет петрохимические особенности возникающих пород [4] (табл. 1).

Таблица 1

Средние химические составы серпентинитов Нядокотинского рудного поля, масс. %

| | Гарцбургитовый СВК | | | Дунитовый СВК | |
|--------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|--------------|------------------|--------------|
| | Гарцбургиты восточной части (15) | Гарцбургиты западной части (21) | Дуниты (3) | Гарцбургиты (36) | Дуниты (9) |
| SiO ₂ | 37,94 | 37,73 | 35,51 | 37,68 | 38,67 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 0,81 | 0,81 | 0,52 | 1,28 | 0,84 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,58 | 6,70 | 6,47 | 6,31 | 6,93 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,38 | 0,49 | 0,44 | 0,44 | 0,77 |
| FeO | 1,54 | 1,64 | 2,20 | 1,34 | 1,37 |
| NiO | 0,28 | 0,27 | 0,28 | 0,29 | 0,29 |
| MnO | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,11 |
| MgO | 38,16 | 38,17 | 40,33 | 37,94 | 37,14 |
| CaO | 0,43 | 0,45 | 0,24 | 0,31 | 0,25 |
| Na ₂ O | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,01 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| п.п.п | 13,50 | 13,56 | 13,64 | 14,05 | 13,80 |
| Сумма | 99,87 | 100,05 | 99,87 | 99,88 | 99,98 |
| f | 0,097 | 0,101 | 0,100 | 0,095 | 0,103 |
| fm | 1,65 | 1,68 | 1,88 | 1,66 | 1,60 |
| m | 1,49 | 1,51 | 1,69 | 1,50 | 1,43 |
| h | 83 | 82 | 73 | 81 | 78 |
| Ol | 73 | 77 | 92 | 72 | – |
| En | 27 | 23 | 8 | 28 | – |

Необходимо отметить, что предлагаемый метод пересчета Соболева Н. Д. применим только к неизменным ультрабазитам, а также к серпентинитам как к гидратизированным породам, не испытавшим метаморфизм с привносом и выносом вещества (α -лизардитизация) [5]. Учитывая тот факт, что аподунитовые серпентиниты дунитового комплекса Нядокотинского рудного поля претерпели изменения прогрессивного этапа метаморфизма, сопровождающегося привносом – выносом компонентов, пересчет на нормативный состав таких пород некорректен. В связи с этим на нормативный были пересчитаны породы, претерпев-

шие метаморфические изменения только ранней стадии.

Полученные результаты позволяют выявить ряд закономерностей, связанных с формированием ультрабазитов Нядокотинского рудного поля. Так, установлено, что количество нормативного ортопироксена в породах постепенно увеличивается от контакта с породами ДВК ассоциации, где его количество редко превышает 15–25%, к контакту с дунитовым комплексом, где его содержание возрастает до 25–35%. Количество нормативного клинопироксена в породах, как правило, составляет 0–3%.

Главной отличительной особенностью химического состава апогарцбургитовых серпентинитов дунитового комплекса является повышенное содержание Al_2O_3 относительно в апогарцбургитовых серпентинитов гарцбургитового комплекса, которое является статистически значимым ($t = 8,27$ при $t_{0,99} = 3,43$) (рис. 2). Это свидетельствует о том, что апогарцбургитовые серпентиниты дунитового комплекса обогащены легкоплавкими элементами и могут рассматриваться в качестве ранних выплавок, образовавшихся в результате селективного плавления толеитовых базальтов.

Кроме нормативного состава пород, для описания петрохимических особенностей апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов целесообразно использовать такие петрохимические характеристики, как (мол. колич.):

- 1) коэффициент железистости $f = (FeO + 2Fe_2O_3) / (MgO + FeO + 2Fe_2O_3)$;
- 2) коэффициент основности $fm = (MgO + FeO + 2Fe_2O_3) / SiO_2$;
- 3) магнезиальность $m = MgO / SiO_2$;
- 4) степень окисления железа $h = 2Fe_2O_3 * 100 / (FeO + 2Fe_2O_3)$.

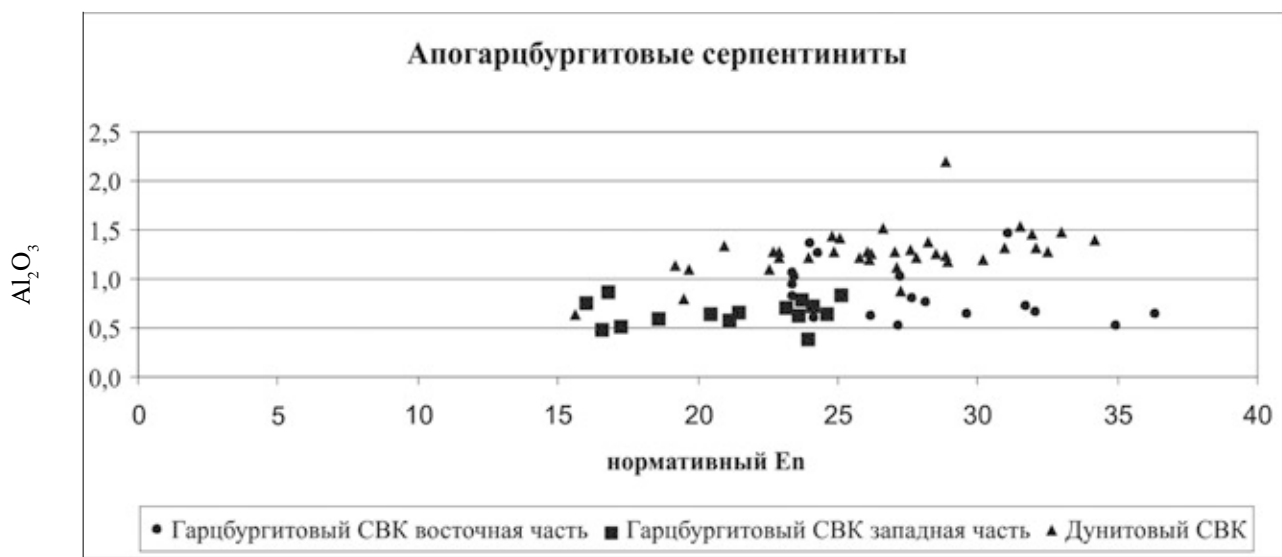


Рис. 2. Диаграмма (нормативный En – Al_2O_3) для апогарцбургитовых серпентинитов

Железистость пород дунит-гарцбургитовой ассоциации варьирует не значительно в пределах 0,088–0,11, что обусловлено пропорциональным выносом магния и железа. Это общая особенность серпентинизации гипербазитов, когда железистость пород фактических не зависит от типа обычных наиболее распространенных вторичных процессов, за исключением хризотилизации [4].

Коэффициент основности fm четко фиксирует нарушение изохимизма. В неизменных дунитах $fm = 2,00$, а в гарцбургитах с 10–20% энстатита $fm = 1,70–1,80$ [4]. Апогарцбургитовые серпентиниты Нядокотинского рудного поля характеризуются незначительными колебаниями коэффициента основности fm в пределах 1,53–1,79, составляя в среднем 1,65, что может свидетельствовать об относительном изохимизме ранней серпентинизации. В условиях аллометаморфической серпентинизации аподунитовых серпентинитов из дунитового комплекса происходит некоторое уменьшение коэффициента основности до 1,52–

1,74. Увеличение степени антигоритизации пород вызывает заметные дискретные колебания коэффициента основности, что соответствует возрастанию количества нормативного энстатита в 1,5–2 раза, относительно неизменных пород. Следовательно, величина коэффициента основности антигоритизированных пород указывает на преобладающий вынос оснований. Таким образом, петрохимические характеристики аподунитовых серпентинитов дунитового СВК свидетельствуют о том, что они претерпели аллохимическую серпентинизацию прогрессивного этапа, выразившуюся в образовании средне-высокотемпературных парагенезисов.

Коэффициент степени окисления железа h в породах растет пропорционально по мере увеличения интенсивности серпентинизации. В α -лизардитовых серпентинитах эта характеристика достигает наибольших значений (80–90). При образовании антигоритовых серпентинитов и серпентинитов β -лизардитового состава h несколько

снижается (75–85) вследствие появления магнетита [4].

Таким образом, породы дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля представляют собой вещество верхней мантии, в той или иной степени обедненной легкоплавкими компонентами, деплетирование которого началось с подъемом мантийного диапира в условиях растяжения (рифтогенеза). Наиболее истощенные легкоплавкими элементами являются образования закартированные в верхней части разреза ДГ ассоциации, а именно породы гарцбургитового СВК. Гарцбургиты дунитового СВК можно рассматривать, как наиболее ранние выплавки, образовавшиеся на этапе становления мантийного очага.

Геохимические особенности серпентинитов дунит-гарцбургитовой ассоциации

В настоящее время считается общепризнанным, что ультрабазиты офиолитовой ассоциации (синоним – альпинотипные гипербазиты) образовались в процессе частичного плавления вещества верхней мантии, а затем при коллизионных процессах тек-

тонически были выведены в верхние горизонты литосферы. Для реконструкции ранних этапов формирования разреза офиолитовой ассоциации, а значит – геодинамической обстановки развития территории в целом, важно знать степень частичного плавления мантийного субстрата, что в химическом составе пород обычно выражается термином «степень деплетирования» (обеднения легкоплавкими компонентами).

Основными геохимическими критериями для оценки степени деплетирования при изучении пород дунит-гарцбургитовой ассоциации являются содержание редкоземельных элементов. В нашем случае задача резко осложняется из-за высокой степени серпентинизации рассматриваемых пород. Однако большинство исследователей [6, 7] считают, что серпентинизация не влияет на распределение средних и тяжелых РЗЭ, но приводит к обогащению ультрабазитов легкими лантаноидами. Таким образом, наиболее достоверную информацию о степени деплетирования ультрабазитов рассматриваемой территории можно получить, начиная с самария (табл. 2).

Таблица 2

Содержание РЗЭ (нормированы к хондриту C1) в серпентинитах дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля

| | Апогарцбургитовые серпентиниты | | | | | Аподунитовые серпентиниты | | | |
|-----------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------------|---------------------------|--------------|--------------|--------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| La | 1,54 | 1,33 | 1,53 | 1,66 | 2,20 | 2,09 | 2,51 | 3,36 | 3,27 |
| Ce | 0,94 | 0,67 | 0,88 | 0,91 | 1,23 | 1,47 | 1,61 | 1,58 | 2,52 |
| Pr | 0,83 | 0,61 | 0,84 | 0,84 | 1,16 | 1,54 | 1,57 | 2,03 | 2,49 |
| Nd | 0,71 | 0,56 | 0,77 | 0,73 | 0,92 | 1,54 | 1,36 | 1,77 | 2,19 |
| Sm | 0,51 | 0,48 | 0,53 | 0,41 | 0,60 | 1,30 | 0,92 | 1,25 | 1,74 |
| Eu | 0,92 | 0,63 | 0,64 | 0,61 | 0,59 | 0,78 | 0,47 | 0,87 | 0,63 |
| Gd | 0,40 | 0,45 | 0,35 | 0,38 | 0,43 | 1,16 | 0,84 | 1,01 | 1,41 |
| Tb | 0,48 | 0,53 | 0,40 | 0,40 | 0,45 | 1,12 | 0,75 | 0,88 | 1,25 |
| Dy | 0,42 | 0,58 | 0,45 | 0,43 | 0,45 | 1,20 | 0,72 | 0,85 | 1,20 |
| Ho | 0,53 | 0,63 | 0,49 | 0,48 | 0,53 | 1,27 | 0,72 | 0,81 | 1,18 |
| Er | 0,47 | 0,74 | 0,54 | 0,55 | 0,52 | 1,36 | 0,79 | 0,92 | 1,16 |
| Tm | 0,51 | 0,78 | 0,59 | 0,55 | 0,55 | 1,37 | 0,82 | 0,94 | 1,25 |
| Yb | 0,66 | 0,92 | 0,70 | 0,68 | 0,64 | 1,27 | 0,93 | 0,96 | 1,21 |
| Lu | 0,87 | 1,06 | 0,79 | 0,83 | 0,75 | 1,42 | 0,98 | 1,10 | 1,30 |
| сумм. TR | 9,25 | 9,64 | 9,13 | 9,07 | 10,72 | 19,05 | 14,93 | 18,43 | 23,17 |

На рис. 3 показаны графики распределения содержаний РЗЭ в ультрабазитах Нядокотинского рудного поля, нормированные по хондриту С1. Во всех изученных образцах соотношение $La_N/Sm_N > 1$, что, вероятно, связано с вторичным обогащением ультрабазитов легкими РЗЭ в ходе серпентиниза-

ции. Вероятность подобной трактовки наблюдаемых закономерностей распределения РЗЭ подтверждается [6] результатами численного моделирования процесса серпентинизации ультрабазитов, связанного с просачиванием сквозь них морской воды [6].

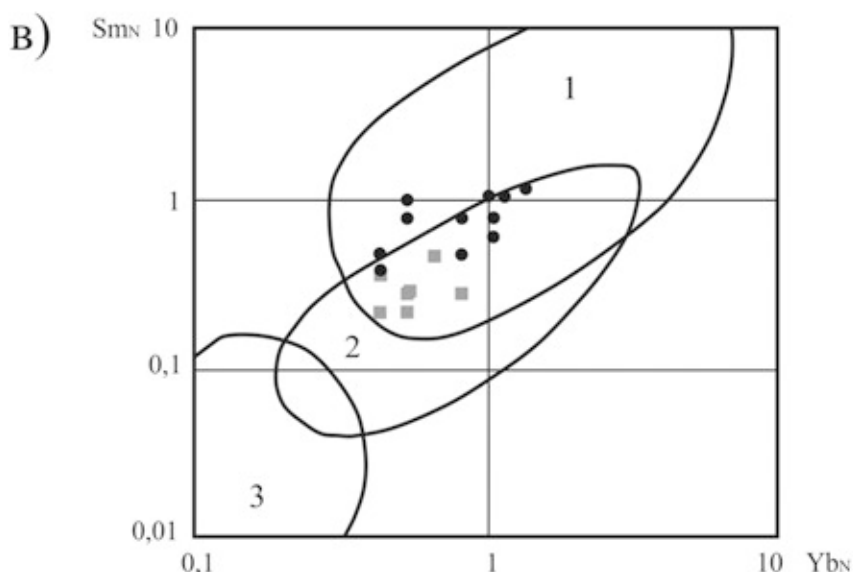
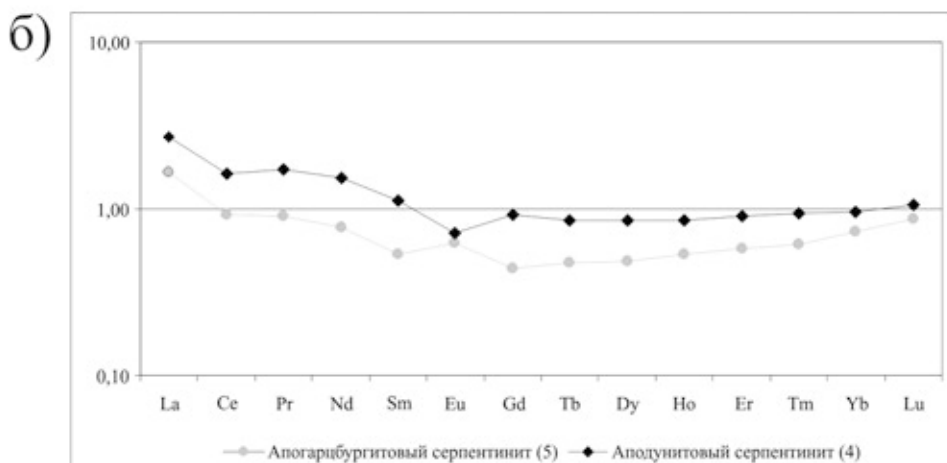
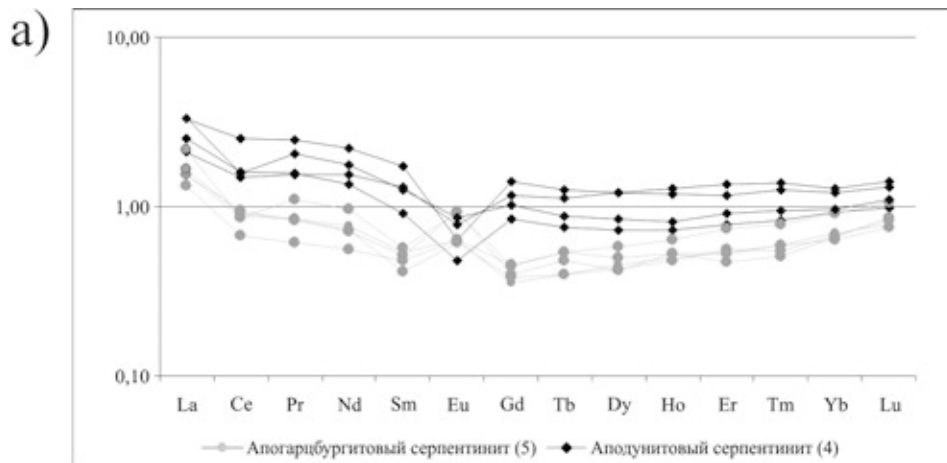


Рис. 3. Распределение РЗЭ в аподунитовых и апогарфбургитовых серпентинитах:

а – распределение РЗЭ в образцах аподунитовых и апогарфбургитовых серпентинитах;

б – обобщенные средние спектры распределения РЗЭ в серпентинитах;

в – диаграмма $Sm_N - Yb_N$ для серпентинитов Нядокотинского рудного поля. Поля составов: 1 – ксенолиты ультрабазитов из щелочных базальтов, 2 – перидотиты срединно-океанических хребтов, 3 – ультрабазиты глубоководных желобов

Спектры распределения РЗЭ в апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитах Нядокотинского рудного поля заметно разнятся. Аподунитовые серпентиниты в целом более обогащены редкими землями (рис. 3б). Для них характерен V-образный спектр распределения РЗЭ, подчеркивающийся Eu-минимумом, пологий U-образный тренд слабого фракционирования в подгруппе Gd-Lu с минимумом для Dy-Ho. Апогарцбургитовые серпентиниты, как и аподунитовые, обогащены легкими лантаноидами с преобладанием La над Ce, и характеризуются W-образным спектром распределения, связанным с положительной европиевой аномалией. На интервале Gd-Lu наблюдается прямой тренд фракционирования РЗЭ, с незначительными отрицательными колебаниями.

На диаграмме Sm_N - Yb_N (рис. 3в) видно, что фигуративные точки изученных серпентинитов образуют разрозненные поля. Сопоставление полученных данных со значениями Sm_N и Yb_N в ультрабазитах ксенолитов из базальтов и перидотитов, драгированных в современных геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов (СОХ) и глубоководных желобов (ГЖ), показывает близость составов рассмотренных нами пород с реститами спрединговых обстановок СОХ. Для оценки степени деплетирования ультрабазитов важное значение имеет соотношение в породах Sm_N и Yb_N . Менее истощенные породы содержат большее количество самария и отношение Sm_N/Yb_N в них выше. Для аподунитовых серпентинитов Нядокотинского рудного поля этот показатель больше 1, а в апогарцбургитовых серпентинитах всегда значительно меньше.

Таким образом, аподунитовые серпентиниты являются менее истощенными породами дунит-гарцбургитовой ассоциации. Дуниты представляют собой тугоплавкий остаток – рестит, который внедрялся по тектонически ослабленным зонам.

Модель формирования пород дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля

На основании выявленных минералого-петрографических и петрогеохимических особенностей можно предложить следующую модель формирования пород дунит-гарцбургитовой ассоциации. Дунит-гарцбургитовый комплекс слагают две разновременные ассоциации пород, формирование которых происходило в два этапа с различным характером деформации и вещественного преобразования ультрабазитов.

Ранняя ассоциация представлена неистощенными гарцбургитами с содержанием ортопироксена 20–35% с характерной «грубой полосчатостью», которые могут рассматриваться в качестве ранних выплавок, образовавшихся в результате селективного плавления толеитовых базальтов и проявлены в пределах дунитового комплекса. На более поздних этапах развития мантийного очага, в пределах гарцбургитового СВК происходит формирование истощенных легкоплавкими компонентами сингенетических дунитов и гарцбургитов. На завершающей стадии становления магматического очага происходит смятие ультрамафитов в крупные складки, с образованием которых связано появление многочисленных линейных зон сколово-пластичных деформаций. Ранний регрессивный этап метаморфизма проявлен во всем объеме гипербазитов и был обусловлен охлаждением гипербазитов при их подъеме в условиях спрединга. Большое количество просачивающейся морской воды приводит к повсеместной петельчатой α -лизардитизации.

На коллизионном этапе в пределах зон сколово-пластичных деформаций внедрялся тугоплавкий остаток – рестит, представленный дунитами. Наследование дунитами зон деформаций позволяет рассматривать их как штамп, фиксирующий положение, форму и размеры палеозон сколово-пластичных деформаций. Прогрессивный метаморфизм поздней стадии отражает длительную историю выдвижения массива на дневную поверхность. По характеру проявления метаморфизма этой стадии является прогрессивным, что выразилось в образовании β -лизардита и антигорита, с характерной ленточной и гребенчатой структурой.

Таким образом, проведенные исследования позволяют пересмотреть выводы о незначительной роли дунитов [2, 8] в пределах Олыся-Мусюрского массива, так как дунитовая составляющая в дунит-гарцбургитовой ассоциации Нядокотинского рудного поля является если не доминирующей, то по крайней мере не уступает гарцбургитам (рис. 1). При этом в пределах Нядокотинского рудного поля наблюдается постепенное увеличение количества дунитовой составляющей в направлении с запада на восток (рис. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Пыстин А. М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала. Препринт / А. М. Пыстин. – Сыктывкар : Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. – Вып. 259. – 20 с.

2. Алексеев А. В. Геология и рудоносность ультраосновных массивов Хулгинского блока (Приполярный Урал) / А. В. Алексеев // Литосфера. – 2011. – № 5. – С. 80–92.

3. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов / И. А. Малахов. – М. : Наука, 1983. – 222 с.

4. Варлаков А. С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей / А. С. Варлаков. – Свердловск : УНЦ АН СССР, 1986. – 224 с.

5. Соболев Р. Н. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов / Р. Н. Соболев. – М. : Недра, 1986. – 224 с.

6. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и минералах / Ф. П. Леснов. – Новосибирск : Гео, 2007. – 403 с.

7. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М. : Наука, 1976. – 267 с.

8. Скрябин М. В. Гиперсольвус и субсольвус условия кристаллизации шпинелидов в гарцбургитах центральной части Олыся-Мусюрского массива (Приполярный Урал) / М. В. Скрябин // Вест. Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. – 2012. – № 2. – С. 105–118.

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

С. В. Добросоцкий, инженер ФГУП «ИМГРЭ»

Тел. 8-952-544-07-41

sergey-imgre@yandex.ru

Institute of mineralogy, geochemistry and crystal chemistry of rare elements

S. V. Dobrosotsky, «IMGRE» engineer

Tel. 8-952-544-07-41

sergey-imgre@yandex.ru