

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА, КОРЯКИИ

А.Б.Осипенко**, *Е.Г.Сидоров, *А.П.Козлов****, *Э.А.Ланда*****,
*Г.В.Леднева******, *Б.А.Марковский*******

**Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, г.Москва*

***Институт вулканологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский*

****АО “Корякгеолдобыча”, пос.Корф Корякского АО*

*****Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского, г.Санкт-Петербург*

******Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г.Москва*

В статье приводятся новые данные по геохимии магматических пород, слагающих Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив, расположенный в Олюторской тектонической зоне Корякии. На основе их интерпретации обсуждены особенности петрогенезиса массивов зонально-концентрического (урало-аляскинского) типа. Установлено, что массивы рассмотренного типа характеризуются устойчивыми и повторяющимися петро- и геохимическими особенностями пород. Химический состав магматических серий, выделяемых в строении таких массивов, указывает на автономию, самостоятельность этих серий, обусловленную различными источниками магматических расплавов. Формирование пород главной, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии в массивах зонально-концентрического типа связывается с фракционированием исходного магматического расплава, отвечающего по составу примитивным высокомагнезиальным базальтам.

Ключевые слова: зонально-концентрические массивы, ультрамафиты, габброиды, геохимия, петрогенезис, Корякия.

Массивы основных – ультраосновных пород, относящиеся к зонально-концентрическому (или аляскинскому, по [37, 42]) типу, привлекали внимание исследователей со времен открытия в XIX веке знаменитых россыпных месторождений Платиноносного пояса Урала, прежде всего, в силу того, что являлись коренными источниками платиноидов для этих россыпных месторождений. Различные аспекты генезиса зональных массивов (в том числе и в контексте их платиноносности) многократно обсуждались [8, 10–12, 14, 17–24, 28, 31, 34–39 и др.]. В 80–90-е годы XX века интерес к подобного рода образованиям снова заметно возрос и, не в последнюю очередь, в связи с открытием уникальных россыпей платины, локализованных по периферии Гальмоэнанского массива, расположенного в Корякии [26, 43]. Несмотря на то, что массив интенсивно изучается на протяжении последних лет [3–7, 15, 26, 29, 30, 33], до сих пор значительное количество вопросов, относящихся к петрогенезису слагающих его пород, остается предметом дискуссии. Анализ накопленного в последние годы материала по петрологии и геохимии пород в массивах рассматриваемого типа в

Олюторской зоне Корякии и других регионах показал, что эти массивы представляют собой сложно построенные образования, в составе которых нередко совмещены магматические серии различного генезиса, возраста и геодинамической принадлежности [20, 30, 31]. Выделение нескольких генетически различных магматических серий значительно усложняет традиционные представления о природе массивов зонально-концентрического типа как о простой кумулятивной последовательности пород. В связи с этим одной из наиболее важных задач является выявление геохимических типов пород, взаимосвязей между различными магматическими сериями в составе массивов рассматриваемого типа, составов родоначальных расплавов. Учитывая дискуссионный характер вопросов, связанных с петрогенезисом зонально-концентрических массивов, и важность геохимических индикаторов для понимания их природы, основное внимание в статье уделено рассмотрению геохимических особенностей пород различных магматических серий и их петрологической интерпретации в свете новых данных о вещественном составе пород Гальмоэнанского массива.

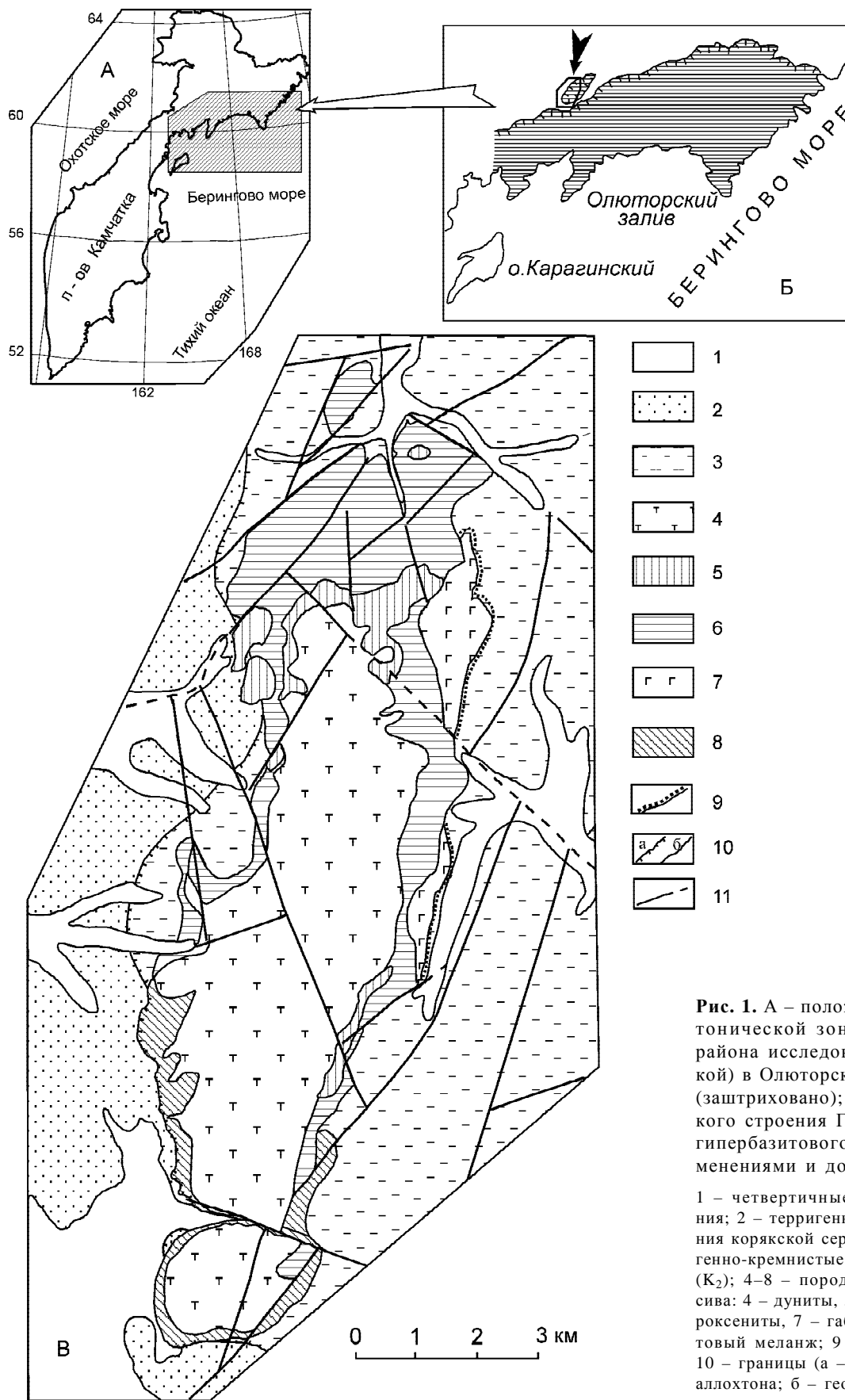


Рис. 1. А – положение Олюторской тектонической зоны; Б – расположение района исследования (показано стрелкой) в Олюторской тектонической зоне (заштриховано); В – схема геологического строения Гальмознанского базит-гипербазитового массива (по [6] с изменениями и дополнениями).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – терригенно-вулканогенные отложения корякской серии (K_2 – P_1); 3 – вулканогенно-кремнистые породы ватынской серии (K_2); 4–8 – породы Гальмознанского массива: 4 – дуниты, 5 – верлиты, 6 – клинопироксениты, 7 – габброиды, 8 – серпентинитовый меланж; 9 – зоны ороговикования; 10 – границы (а – тектонические – граница аллохтона; б – геологические); 11 – разрывные нарушения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Гальмознанский базит-гипербазитовый массив (рис. 1) расположен на юго-западе Ватыно-Вывенского сегмента Олюторской тектонической зоны, которая занимает южную часть Коряжского нагорья и представляет собой коллаж перемещенных окраинноморских и островодужных террейнов, аккретированных к палеоазиатской окраине в эоцене [1, 2, 9 и др.]. Массив, как и большинство других дунит-клинопироксенит-габбровых массивов в Олюторской зоне, выделяется в составе самостоятельного ультрамафит-мафитового комплекса позднемелового – палеогенового возраста. Большинство исследователей склонно считать, что рассматриваемые массивы обнаруживают черты несомненного сходства с зонально-концентрическими массивами Платиноносного пояса Урала и юго-восточной Аляски [3–7, 20, 25, 29, 30, 33 и др.] и однотипны с последними. В то же время, геолого-петрологические особенности строения некоторых мафит-ультрамафитовых массивов Олюторской зоны (например, [3, 20]) допускают и иную формационную типизацию этих образований.

Массив входит в состав крупного тектонического останца, находящегося в аллохтонном залегании во фронтальной части Ватыно-Вывенского надвига и образованного верхнемеловыми окраинноморскими кремнисто-вулканогенными и островодужными вулканогенно-терригенными толщами [1–7, 9, 20, 29 и др.]. При этом сам массив представлен серией самостоятельных тектонических пластин гипербазит-базитового и базитового состава, занимающих наиболее высокое структурное положение. В свою очередь, пластины разбиты на отдельные блоки крутопадающими разломами северо-восточного и субмеридионального простирания и пологими (10–15°) надвигами северо-западной вергентности. Контакты гипербазитов с вмещающими толщами повсеместно тектонические и маркируются зонами милонитов и тектонических брекчий. Бескорневая природа массива подчеркивается развитием в южной части массива мономиктового серпентинитового меланжа.

Наиболее крупная из пластин Гальмознанского массива, вытянутая в северном направлении на 16 км при ширине от 2.5 до 4.0 км, сложена дунитами, клинопироксеновыми дунитами, верлитами, оливинными клинопироксенитами, плагиоклазовыми клинопироксенитами, клинопироксеновыми горнблендитами и габбро. На долю ультраосновных пород приходится более 90%. Около 70% общей площади массива занимают дуниты различных петроструктурных типов, которые обнаруживают отчетливые следы высокотемпературных твердопластических деформаций [6, 29]. Они слагают ядро, сменяясь к периферии клинопироксенитами и габброидами. Габ-

броиды залегают в виде прерывистой цепочки мелких линзовидных тел на границе гипербазитов и вмещающих пород. Протяженность выходов габброидов не превышает 150–500 м. Предполагается, что они никогда не образовывали сплошной оболочки и изначально слагали разобщенные тела. Аналогичную позицию занимают оливинные клинопироксениты и клинопироксеновые горнблендиты, образующие тектонически обособленную пластину на северо-западе массива. Контакты между различными петрографическими разностями пород массива, как правило, тектонические. Первичные взаимоотношения габброидов с гипербазитами не ясны, при этом габброиды предположительно имеют интрузивный контакт с вмещающими массив вулканогенно-осадочными породами [4–6]. Габброиды в подавляющей массе однородны, расслоенность и директивные структуры в них крайне редки. Породы массива секутся дайками, состав которых варьирует от клинопироксенитов до лейкогаббро и амфиболовых габбро. При кажущейся простоте разреза, отдельные его компоненты представлены разнообразными петрографическими типами и находятся в сложных генетических и структурных взаимоотношениях. Подробные сведения об особенностях геологического строения массива, петрографических и петроструктурных типах слагающих его пород, химическом составе главных породообразующих минералов приведены в работах [3–7, 20, 29].

В строении Гальмознанского массива (так же, как и большинства других массивов зонально-концентрического типа) преобладают породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (ДВКГ) серии, претерпевшие преобразование в процессе твердопластических и хрупких деформаций [4–7, 20, 25, 29]. В то же время, в строении массива принимают участие породы еще ряда магматических серий [30], в основе выделения которых лежат, главным образом, геохимические и петрографические особенности тех или иных типов пород. Среди выделяемых серий: (1) габбро-долеритовая серия внешней оторочки (ГД); (2) жильная лейкогаббро-тоналит-трондьемитовая (ЛТТ) и (3) дайковая габбро-амфиболитовая серия, представленная амфиболовыми габбро (ГА) [25, 27, 30]. Аналогичные по петрографическому составу серии пород выделены в классических зональных базит-гипербазитовых массивах Урала и Аляски (например, [31, 36]). Следует отметить, что присутствие всех этих серий (в отличие от ДВКГ) характерно не для всех зональных комплексов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные химические анализы пород различных магматических серий, слагающих Гальмознанский массив, приведены в табл. 1 и 2. Содер-

Таблица 1. Представительные химические анализы пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии Гальмозанского базит-гипербазитового массива (мас. %).

| № п/п | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | п.п.п. | сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| <i>дуниты</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 39,42 | 0,02 | 0,23 | 0,41 | 1,04 | 8,43 | 0,24 | 48,78 | 0,24 | 0,05 | 0,04 | 0,10 | 1,28 | 100,28 |
| 2 | 40,41 | 0,01 | 0,21 | 0,42 | 0,60 | 8,52 | 0,17 | 48,65 | 0,26 | 0,05 | 0,04 | 0,30 | 0,80 | 100,40 |
| 3 | 39,91 | 0,01 | 0,20 | 0,35 | 0,59 | 9,09 | 0,21 | 48,51 | 0,16 | 0,06 | 0,04 | 0,10 | 1,06 | 100,29 |
| 4 | 40,00 | 0,06 | 0,30 | 0,33 | 1,63 | 7,77 | 0,22 | 47,47 | 0,10 | 0,02 | 0,03 | 0,18 | 2,14 | 100,25 |
| 5 | 39,75 | 0,04 | 0,23 | 0,39 | 1,31 | 7,46 | 0,19 | 48,73 | 0,29 | 0,02 | 0,01 | 0,18 | 1,35 | 99,95 |
| 6 | 39,83 | 0,03 | 0,23 | 0,26 | 0,96 | 7,77 | 0,18 | 47,96 | 0,25 | 0,03 | 0,02 | 0,32 | 2,31 | 100,15 |
| 7 | 39,45 | 0,03 | 0,18 | 0,35 | 1,01 | 8,01 | 0,19 | 48,78 | 0,33 | 0,03 | 0,05 | 0,14 | 1,86 | 100,41 |
| 8 | 39,50 | 0,01 | 0,30 | 0,42 | 1,49 | 8,29 | 0,22 | 47,80 | 0,24 | 0,06 | 0,05 | 0,22 | 2,03 | 100,21 |
| 9 | 39,63 | 0,04 | 0,23 | 0,42 | 1,59 | 8,36 | 0,25 | 46,82 | 0,19 | 0,06 | 0,02 | 0,24 | 2,33 | 99,76 |
| 10 | 39,28 | 0,03 | 0,26 | 0,50 | 1,49 | 8,63 | 0,24 | 47,70 | 0,13 | 0,08 | 0,09 | 0,42 | 1,48 | 100,33 |
| 11 | 39,67 | 0,03 | 0,19 | 0,58 | 1,40 | 8,22 | 0,11 | 47,80 | 0,16 | 0,01 | 0,03 | 0,22 | 1,44 | 99,28 |
| 12 | 40,06 | 0,06 | 0,17 | 0,34 | 1,71 | 7,64 | 0,16 | 47,81 | 0,25 | 0,02 | 0,03 | 0,30 | 2,24 | 100,45 |
| 13 | 40,28 | 0,04 | 0,20 | 0,47 | 0,63 | 8,89 | 0,21 | 48,03 | 0,18 | 0,03 | 0,07 | 0,49 | 1,02 | 100,07 |
| <i>верлиты</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | 41,28 | 0,11 | 2,14 | 0,14 | 6,19 | 3,97 | 0,18 | 34,82 | 4,11 | 0,04 | 0,03 | 0,38 | 5,87 | 99,26 |
| 15 | 40,79 | 0,14 | 1,17 | 0,11 | 4,87 | 6,15 | 0,19 | 31,17 | 9,17 | 0,08 | 0,04 | 0,77 | 4,95 | 99,60 |
| 16 | 42,14 | 0,14 | 1,11 | 0,05 | 5,54 | 4,80 | 0,21 | 35,44 | 7,10 | 0,12 | 0,01 | 0,45 | 2,97 | 100,08 |
| 17 | 41,55 | 0,006 | 2,04 | 0,06 | 4,35 | 5,20 | 0,18 | 34,21 | 6,60 | 0,11 | 0,01 | 0,23 | 4,72 | 99,32 |
| <i>оливиновые клинопироксениты</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 18 | 47,33 | 41,28 | 0,11 | 0,04 | 4,34 | 2,66 | 0,15 | 24,17 | 18,11 | 0,13 | 0,05 | 0,13 | 0,80 | 99,30 |
| 19 | 48,05 | 40,79 | 0,14 | 0,05 | 2,38 | 3,14 | 0,13 | 24,39 | 18,16 | 0,18 | 0,05 | 0,18 | 0,93 | 99,66 |
| 20 | 49,31 | 42,14 | 0,14 | 0,14 | 2,66 | 2,77 | 0,13 | 22,10 | 19,44 | 0,28 | 0,08 | 0,05 | 1,11 | 100,07 |
| 21 | 48,66 | 41,55 | 0,06 | 0,11 | 3,78 | 2,44 | 0,18 | 21,38 | 19,75 | 0,29 | 0,01 | 0,06 | 0,94 | 99,03 |
| 22 | 49,34 | | | 0,13 | 2,91 | 2,66 | 0,07 | 22,86 | 17,65 | 0,25 | 0,04 | 0,18 | 2,10 | 99,59 |
| 23 | 50,11 | 0,13 | 1,21 | 0,09 | 2,21 | 4,41 | 0,16 | 20,43 | 18,73 | 0,13 | 0,04 | 0,24 | 1,35 | 99,24 |
| 24 | 50,07 | 0,13 | 0,95 | 0,09 | 2,35 | 5,30 | 0,18 | 19,39 | 20,40 | 0,12 | 0,06 | 0,06 | 1,50 | 100,60 |
| 25 | 49,83 | 0,05 | 0,82 | 0,13 | 3,72 | 2,38 | 0,15 | 17,38 | 20,28 | 0,08 | 0,08 | 0,26 | 4,32 | 99,48 |
| 26 | 48,07 | 0,16 | 0,77 | 0,33 | 1,02 | 4,16 | 0,11 | 18,01 | 26,21 | 0,16 | 0,01 | 0,05 | 1,40 | 100,46 |
| <i>магнетитовые и магнетит-амфиболовые клинопироксениты</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 27 | 46,37 | 0,32 | 2,14 | 0,05 | 9,57 | 2,34 | 0,13 | 19,21 | 17,28 | 0,24 | 0,03 | 0,42 | 1,03 | 99,13 |
| 28 | 46,66 | 0,58 | 3,21 | 0,14 | 9,25 | 3,14 | 0,20 | 17,03 | 16,82 | 0,38 | 0,04 | 0,51 | 1,54 | 99,50 |
| 29 | 43,17 | 0,44 | 4,51 | 0,17 | 10,02 | 3,75 | 0,28 | 18,11 | 16,50 | 0,33 | 0,05 | 0,38 | 2,27 | 99,98 |
| 30 | 40,32 | 0,84 | 5,20 | 0,12 | 10,30 | 2,96 | 0,14 | 19,98 | 17,86 | 0,15 | 0,07 | 0,64 | 0,58 | 99,16 |
| 31 | 44,18 | 0,97 | 5,19 | 0,08 | 8,24 | 4,98 | 0,21 | 17,68 | 17,39 | 0,17 | 0,02 | 0,40 | 1,00 | 100,51 |
| 32 | 42,94 | 0,53 | 3,47 | 0,07 | 8,35 | 4,40 | 0,22 | 17,39 | 18,84 | 0,19 | 0,05 | 0,70 | 2,25 | 99,40 |
| 33 | 45,17 | 0,67 | 4,35 | 0,07 | 9,25 | 4,13 | 0,20 | 16,95 | 15,97 | 0,24 | 0,05 | 0,83 | 1,60 | 99,48 |
| 34 | 43,77 | 0,91 | 3,88 | 0,05 | 10,34 | 4,11 | 0,15 | 18,55 | 17,28 | 0,28 | 0,03 | 0,05 | 0,14 | 99,54 |
| 35 | 43,05 | 0,65 | 3,59 | 0,05 | 10,54 | 3,10 | 0,20 | 19,21 | 18,90 | 0,35 | 0,01 | 0,05 | 0,45 | 100,15 |
| 36 | 42,00 | 0,85 | 6,14 | 0,11 | 9,66 | 3,59 | 0,18 | 18,35 | 17,85 | 0,38 | 0,07 | 0,42 | 0,85 | 100,45 |
| <i>габброиды</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 37 | 40,98 | 1,45 | 9,97 | 6,11 | 8,11 | 0,15 | 11,58 | 17,15 | 1,24 | 0,09 | 0,65 | 1,88 | | 99,36 |
| 38 | 42,65 | 1,11 | 9,95 | 6,84 | 6,54 | 0,17 | 12,60 | 16,47 | 1,59 | 0,11 | 0,62 | 1,80 | | 100,45 |
| 39 | 43,44 | 1,75 | 8,25 | 7,47 | 6,10 | 0,24 | 13,04 | 16,68 | 0,67 | 0,25 | 0,97 | 0,85 | | 99,71 |
| 40 | 41,78 | 0,88 | 10,47 | 9,25 | 6,45 | 0,24 | 11,85 | 14,28 | 1,44 | 0,26 | 0,92 | 1,95 | | 99,77 |
| 41 | 41,75 | 0,90 | 14,60 | 8,59 | 5,18 | 0,13 | 10,24 | 13,96 | 1,45 | 0,09 | 0,17 | 2,30 | | 99,36 |
| 42 | 44,08 | 1,14 | 13,25 | 5,37 | 5,30 | 0,20 | 12,11 | 13,87 | 1,65 | 0,34 | 0,29 | 2,08 | | 99,68 |
| 43 | 43,66 | 1,25 | 13,44 | 5,50 | 5,23 | 0,22 | 10,57 | 13,49 | 0,99 | 1,14 | 0,25 | 3,65 | | 99,39 |
| 44 | 44,95 | 1,52 | 8,51 | 6,48 | 7,79 | 0,11 | 10,94 | 15,54 | 1,65 | 0,56 | 0,12 | 2,50 | | 100,67 |
| 45 | 43,58 | 0,84 | 17,56 | 5,38 | 4,57 | 0,10 | 9,40 | 15,50 | 1,84 | 0,34 | 0,09 | 1,25 | | 100,45 |
| 46 | 44,93 | 0,87 | 16,89 | 5,11 | 4,41 | 0,25 | 10,36 | 14,20 | 1,35 | 0,28 | 1,20 | 1,30 | | 99,85 |
| 47 | 44,08 | 1,24 | 12,40 | 5,20 | 5,02 | 0,24 | 11,40 | 15,65 | 1,12 | 0,38 | 1,00 | 2,05 | | 99,78 |
| 48 | 45,64 | 1,10 | 11,01 | 6,04 | 5,48 | 0,22 | 12,08 | 14,84 | 0,84 | 0,61 | 0,52 | 1,58 | | 99,96 |
| 49 | 46,18 | 1,15 | 13,48 | 4,28 | 4,26 | 0,20 | 10,95 | 13,54 | 0,86 | 0,94 | 0,59 | 2,88 | | 99,31 |
| 50 | 45,88 | 1,44 | 11,58 | 6,90 | 8,28 | 0,20 | 8,74 | 12,28 | 0,99 | 0,85 | 0,91 | 1,78 | | 99,83 |
| 51 | 46,04 | 0,75 | 16,20 | 4,25 | 5,50 | 0,15 | 10,30 | 12,40 | 1,38 | 0,31 | 0,12 | 2,30 | | 99,70 |
| 52 | 46,98 | 0,98 | 15,40 | 4,15 | 5,62 | 0,16 | 9,16 | 12,60 | 1,45 | 0,65 | 0,07 | 2,58 | | 99,80 |

Таблица 2. Представительные химические анализы габброидов габбро-долеритовой (ГД), лейкогаббро-тоналит-трондемитовой (ЛТТ) и габбро-амфиболитовой (ГА) серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива (мас.%).

| № пп | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | п.п.п. | сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| <i>габбродолериты ГД-серии</i> | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 47,84 | 0,83 | 16,19 | 4,24 | 8,36 | 0,23 | 6,59 | 11,05 | 2,25 | 1,08 | 0,16 | 0,85 | 99,67 |
| 2 | 44,88 | 1,20 | 18,00 | 5,83 | 5,81 | 0,16 | 5,57 | 9,13 | 3,09 | 1,75 | 3,13 | 0,13 | 98,68 |
| 3 | 45,56 | 0,88 | 21,20 | 4,45 | 5,01 | 0,21 | 3,96 | 10,62 | 3,72 | 0,79 | 2,77 | 0,83 | 100,00 |
| 4 | 49,11 | 0,76 | 15,26 | 5,19 | 5,45 | 0,18 | 7,04 | 9,59 | 3,32 | 1,11 | 2,56 | 0,23 | 99,80 |
| 5 | 49,77 | 0,78 | 15,63 | 3,25 | 6,11 | 0,16 | 7,73 | 9,86 | 3,04 | 1,01 | 2,39 | 0,12 | 99,85 |
| 6 | 50,77 | 0,79 | 17,33 | 4,04 | 5,40 | 0,16 | 4,64 | 8,83 | 3,07 | 2,31 | 0,47 | 1,99 | 99,80 |
| <i>лейкогаббро ЛТТ-серии</i> | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 52,17 | 0,70 | 22,90 | 4,00 | 2,15 | 0,10 | 2,10 | 8,37 | 6,16 | 0,10 | 0,28 | 0,54 | 99,57 |
| 8 | 54,28 | 0,29 | 19,87 | 5,11 | 1,98 | 0,12 | 3,15 | 9,55 | 5,87 | 0,08 | 0,11 | 0,47 | 100,88 |
| 9 | 54,03 | 0,61 | 21,17 | 5,97 | 2,33 | 0,10 | 1,85 | 7,50 | 6,03 | 0,10 | 0,10 | 0,69 | 100,48 |
| <i>амфиболовые габбро и габброамфиболиты ГА-серии</i> | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 48,54 | 1,47 | 13,25 | 3,71 | 6,48 | 0,17 | 7,16 | 11,26 | 1,98 | 0,04 | 1,17 | 3,84 | 99,07 |
| 11 | 49,54 | 1,53 | 14,77 | 3,10 | 7,56 | 0,17 | 7,31 | 12,36 | 1,92 | 0,03 | 0,14 | 1,58 | 100,01 |
| 12 | 47,33 | 1,07 | 16,56 | 5,72 | 7,33 | 0,22 | 5,88 | 11,59 | 3,08 | 0,14 | 0,23 | 1,68 | 100,83 |
| 13 | 44,04 | 1,20 | 20,27 | 5,55 | 6,71 | 0,18 | 4,77 | 12,04 | 3,05 | 0,18 | 0,36 | 1,95 | 100,30 |
| 14 | 44,98 | 1,66 | 17,52 | 6,82 | 8,61 | 0,56 | 4,78 | 10,26 | 2,77 | 0,12 | 0,37 | 2,40 | 100,85 |

жания породообразующих оксидов в породах Гальмознанского массива определялись рентгено-спектральным флуоресцентным (РСФА) методом в ЛХиСА ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского (г.Санкт-Петербург) и НИИГеолнеруд (г.Казань), а также традиционными химическими методами в ЦХЛ ИВ ДВО РАН (г.Петропавловск-Камчатский). Всего было проанализировано более 400 образцов горных пород. Определение концентраций элементов-примесей (табл. 3) методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) (36 анализов) проводилось в Институте геохимии СО РАН (г.Иркутск). Аналитическая погрешность анализа элементов-примесей составляла <10 отн. % для редкоземельных элементов (РЗЭ) и элементов группы железа (Co, Ni, Cr, Cu) и <5–15 отн. % – для остальных определявшихся элементов.

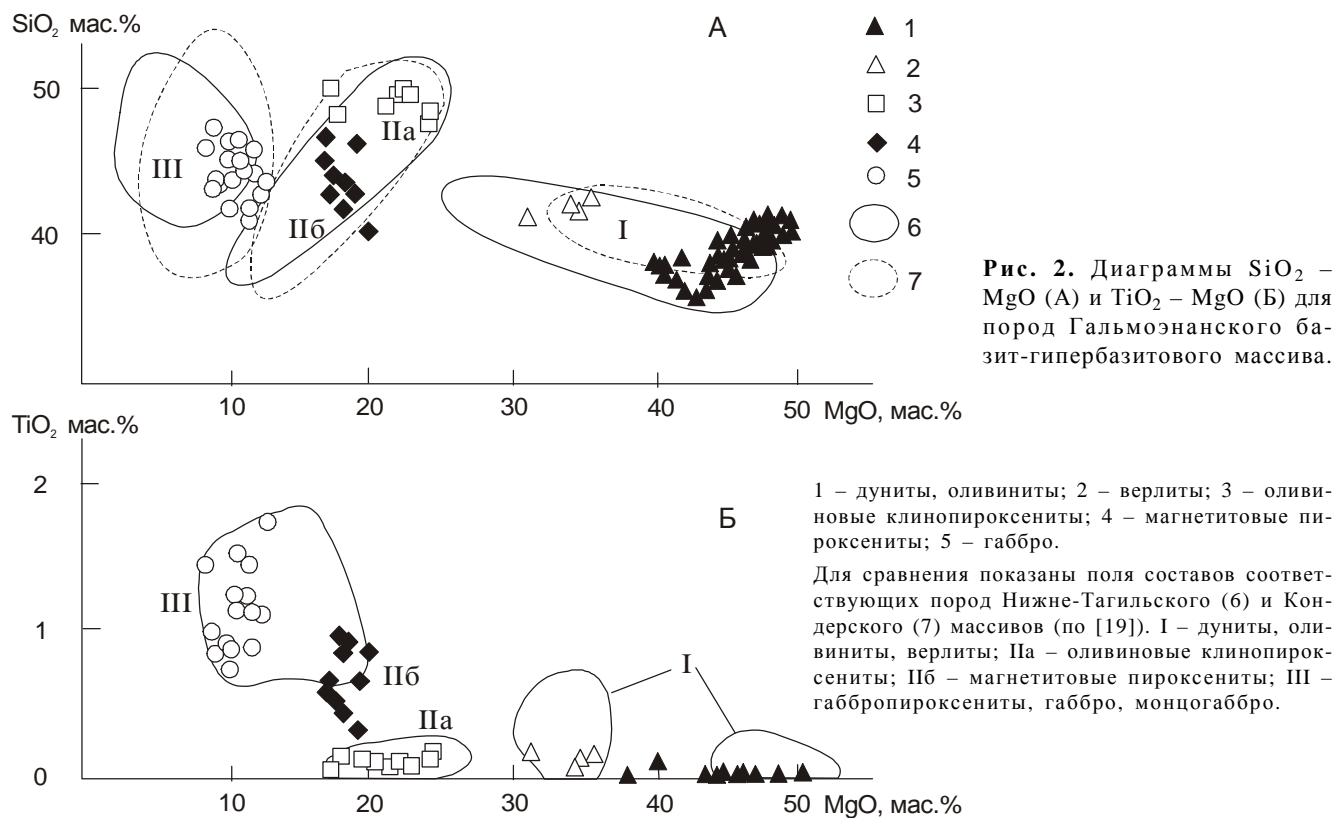
ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (ДВКГ) серия

Петрохимические особенности пород ДВКГ-серии Гальмознанского массива (табл.1) подчинены общим закономерностям, установленным для зонально-концентрических комплексов рассматриваемого типа [14, 16–23, 36 и др.]. В частности, породы преобладающего петрографического типа – дуниты – характеризуются повышенной магнезиальностью при минимальной глиноземистости, известковистости, щелочности и титанистости (табл. 1). Низкие потери воды при прокаливании (1.5–3.5 мас.%) указывают на слабую степень вторичного изменения дунитов. На диаграмме MgO – SiO₂ фигура-

тивные точки дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро образуют самостоятельные дискретные поля, которые, в целом, располагаются в соответствии с обычным трендом, фиксирующим уменьшение магнезиальности при увеличении содержания кремнезема (рис. 2а) и отражающим аккумуляцию из первичного расплава оливина + Cr-шпинелидов (дуниты), оливина + клинопироксена + Cr-шпинелидов (верлиты и оливиновые клинопироксениты) и клинопироксена + Cr-магнетита (магнетитовые клинопироксениты). Магнезиальность пород ($Mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO)$) при переходе от дунитов к оливиновым клинопироксенитам снижается от 90.4 до 70.7 и особенно резко падает в прослоях магнетитовых клинопироксенитов. Затем магнезиальность несколько возрастает к плагиоклазовым верлитам – 77.0, но вновь снижается к габбромонцитам, достигая минимального значения 41.5 в приконтактных габбро-диоритах. Обращает на себя внимание тот факт, что поле составов клинопироксенитов ориентировано практически перпендикулярно направлению основного тренда изменения. В целом, рассмотренные особенности полностью повторяют таковые в породах Нижне-Тагильского [19], Кондерского и Феклистовского массивов [22, 23, 28], а также однотипных массивов Аляски и Британской Колумбии [34, 36, 37 и др.].

Те же особенности, что и на диаграмме MgO – SiO₂, можно видеть на диаграмме MgO – TiO₂ (рис. 2б). Поля верлитов, оливиновых клинопироксенитов и магнетитовых клинопироксенитов на ней разобщены. Более того, распределение TiO₂ вообще не отвечает тренду, согласно которому уменьшение содержания магнезии влечет за собой увеличение содержания большинства других оксидов. В рассмат-



риваемом случае содержание TiO_2 в верлитах выше, чем в оливиновых клинопироксенитах – 0.34 мас.% и 0.12 мас.%, соответственно (табл. 1). В магнетитовых клинопироксенитах содержание TiO_2 заметно больше (в среднем – 1.24 мас.%), такое же примерно и в габбро (1.15 мас.%). Из сказанного следует, что вывод о геохимической самостоятельности отдельных породных групп в зональных массивах, сделанный ранее [19, 23], подтверждается данными по Гальмознанскому массиву и является, очевидно, общей закономерностью. Дискретность полей составов различных типов пород находит отчетливое отражение как в минеральном составе пород, так и в вариациях состава главных породообразующих минералов [5, 15].

Подтверждается вывод о химическом и, соответственно, генетическом различии магнетитовых и оливиновых клинопироксенитов, а также неясной связи первых с габброидами. Причем, характер такой связи, судя по особенностям распределения TiO_2 , можно предположительно объяснить (предполагая, что габброиды являются магматическими образованиями) процессом кристаллизации, при котором концентрация оксида контролируется в том числе и составом выделяющегося клинопироксена, а, возможно, и магнетита.

Некоторые особенности эволюции пород ДВКГ-серии массива прослеживаются на диаграмме

AFM (рис. 3). На ней фигуративные точки составов пород серии от ультрамафитов до габброидов располагаются вдоль линии, параллельной стороне F–M, в поле толейтовых пород, следуя тренду, характерному для дунит-верлит-клинопироксенитовых серий зональных массивов Платиноносного пояса Урала [13, 14, 19, 21]. Отсутствие ортопироксена в ультраосновных породах и незначительное его количество в габброидах предполагает низкую активность кремнезема в процессе их образования. Позднемагматический амфибол, содержащийся во многих ультрабазитах и плагиоклазовых разностях пород, свидетельствует о важной роли H_2O в этом процессе.

Говоря об общих особенностях зонально-концентрических массивов, подобных Гальмознанскому, отметим значительное сходство составов их дунитов и дунитов из офиолитовых комплексов (для обоих типов характерны очень высокая магнезиальность, низкое содержание титана и высокая величина отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) (табл. 1). По особенностям составов клинопироксениты и габброиды ДВКГ-серии также во многом схожи с аналогами из кумулятивных дунит-верлит-пироксенитовых комплексов офиолитовых массивов [13]. В то же время, состав габброидов других магматических серий массива довольно заметно отличается. Это хорошо иллюстрирует диаграмма AFM (рис. 3), на которой точки их составов попадают в поле известково-ще-

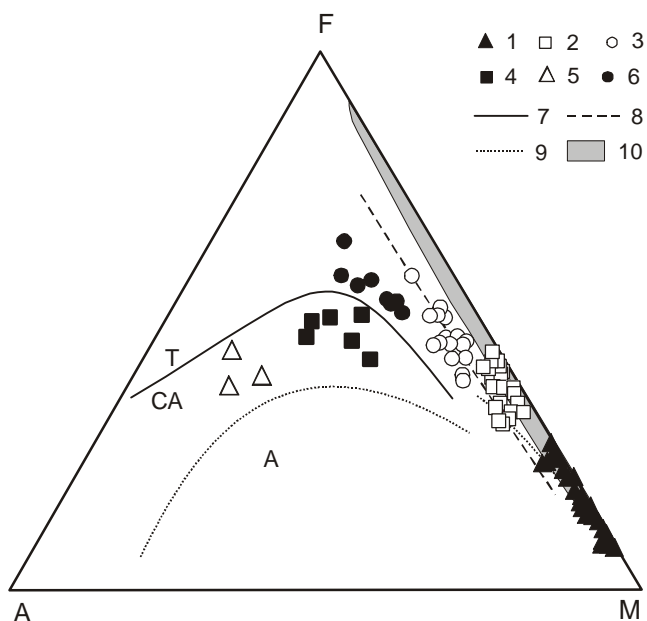


Рис. 3. Диаграмма AFM для пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива.

1–6 – породы различных магматических серий Гальмознанского массива: 1–3 – породы ДВКГ-серии (1 – дуниты, верлиты, 2 – оливковые клинопироксениты, 3 – габбро); 4 – габброделериты ГД-серии; 5 – лейкогаббро ЛТТ-серии; 6 – амфиболовые габбро ГА-серии; 7 – разделительная линия толитовой (Т) и известково-щелочной (СА) серий, 8–10 – тренды и поля эволюции составов пород; 8 – расслоенных дунит-верлит-клинопироксенитовых серий и габброидов офиолитовых комплексов (Хабарнинский массив, Урал) [21], 9 – щелочных пород (А) зональных массивов [8], 10 – породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса концентрически-зональных массивов Урала [14, 19, 21].

лочных и шшонитовых образований (кроме габбро ГА-серии) и занимают промежуточное положение между габброидами офиолитовых и платформенных зональных комплексов [8, 23, 28].

Приводимые ниже данные о распределении элементов-примесей в породах различных магматических серий Гальмознанского массива (табл. 3) свидетельствуют о стабильности геохимических характеристик пород зональных массивов. На это, в частности, указывает сравнительный анализ распределения элементов-примесей в дунитах Гальмознанского и Нижне-Тагильского массивов (рис. 4а). Дуниты обоих массивов характеризуются крайне высокими концентрациями ультрафемафилов – никеля и хрома и халькофильных элементов. Общая геохимическая близость породных групп Гальмознанского и других зональных массивов может быть проиллюстрирована диаграммой V – Sc (рис. 4б), на которой нанесены данные по Гальмознанскому и Нижне-Тагильскому комплексам и из которой следует, что особенностью распределения указанных элементов в породах сравниваемых массивов однотипны. Тот же вывод может быть сделан и в отношении ряда других элементов.

Специфическая черта массивов изученного типа (в том числе, Гальмознанского) – пониженное содержание литофильных элементов в дунитах. В частности, для изученных дунитов и клинопироксеновых дунитов характерны низкие концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ), слабая обедненность легкими и средними РЗЭ относительно тяжелых ($(La/Yb)_N = 0.32–0.52$ и $(Sm/Yb)_N = 0.37–0.65$) при дифференцированном поведении легких РЗЭ относительно средних ($(La/Sm)_N = 0.50–1.33$) (табл. 3, рис. 5а). U- и V-образные формы спектров, типичные для дунитов и перидотитов альпинотипных комплексов [18, 19, 31], не наблюдались. Низкий уровень накопления и характер поведения РЗЭ в дунитах и клинопироксеновых дунитах позволяют предполагать, что в процессе твердопластичных и хрупких деформаций лантаноиды вели себя как слабоподвижные компоненты. Распределение лантаноидов в дунитах в целом согласуется с аккумуляцией оливина и Cr-шпинели из расплава и свидетельствует в пользу кумулятивной природы этих пород.

В то же время, другие породы ДВКГ-серии массива обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) относительно высокозарядных литофилов (HFSE), характеризуются повышенными содержаниями P_2O_5 (до 0.54 мас.% в габбро и до 0.12 мас.% в клинопироксенитах) и Sr (604–1276 г/т в габбро, до 236 г/т в клинопироксенитах, 20–84 г/т в верлитах) и пониженными содержаниями Y (8–19 г/т в габбро) и Zr (12–27 г/т в габбро) (табл. 3). Концентрации литофилов (как LILE, так и HFSE) и РЗЭ в верлитах и оливковых клинопироксенитах возрастают пропорционально увеличению в них модального количества клинопироксена и уменьшению оливина. При этом спектры распределения РЗЭ принимают аркообразную форму (рис. 5а-в), обусловленную обогащением средними РЗЭ относительно легких и тяжелых РЗЭ ($(La/Yb)_N = 0.76–0.99$, $(Sm/Yb)_N = 1.91–3.05$ – в верлитах; $(La/Yb)_N = 0.89–1.84$, $(Sm/Yb)_N = 4.78–8.94$ – в оливковых клинопироксенитах). Данные по коэффициентам распределения оливин/расплав, клинопироксен/расплав, шпинель/расплав и магнетит/расплав (например, [40]) позволяют интерпретировать эти породы как оливин-клинопироксен-шпинелевые и клинопироксен-Sr-магнетитовые кумуляты.

Амфибол-клинопироксеновые габбро, слагающие мелкие изолированные тела по периферии массива, характеризуются повышенными концентрациями LILE (прежде всего, Sr и Rb) по сравнению с верлитами и клинопироксенитами ДВКГ-серии, что может быть объяснено аккумуляцией из расплава плагиоклаза, который является минералом-концентратором этих элементов. Габброиды обнаруживают распределение РЗЭ, аналогичное таковому в

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в породах различных магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива (г/т).

| Серия | Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (ДВКГ) | | | | | | | | ГД | ЛТТ | ГА | |
|------------|---|--------|--------|--------|-----------------|-------|--------|--------|----------------|--------------|--------------------|--------|
| | Дунит | | | Верлит | Клинопироксенит | | Габбро | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | | 5 | 6 | 7 | 8 | | | | |
| Тип породы | | | | 4 | | | | | Габбро-долерит | Лейко-габбро | Амфиболовое габбро | |
| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Rb | 0,5 | 0,9 | 1,4 | 3,1 | 3,9 | 3,9 | 16,4 | 13,4 | 25,6 | 5,9 | 1,8 | 5,8 |
| Ba | 13,1 | 5,1 | 18,7 | 16,5 | 47,5 | 126,8 | 70,5 | 135,0 | 235,0 | 306,2 | 60,8 | 107,2 |
| Sr | 3,5 | 8,7 | 14,2 | 21,5 | 73,1 | 331,7 | 661,0 | 729,0 | 855,0 | 824,5 | 339,5 | 208,4 |
| Sc | 8,2 | 6,1 | 9,2 | 41,5 | 68,3 | 60,4 | 37,5 | 42,9 | 67,9 | 10,3 | 39,2 | 42,4 |
| V | 9,2 | 11,4 | 30,5 | 84,4 | 73,2 | 78,9 | 238,6 | 366,0 | 577,2 | 111,7 | 266,3 | 212,8 |
| Cr | 1993,0 | 3211,0 | 3084,0 | 1059,0 | 622,0 | 274,0 | 37,1 | 48,2 | 75,1 | 14,9 | 211,4 | 109,6 |
| Ni | 1486,0 | 1687,0 | 1305,0 | 425,0 | 166,0 | 138,0 | 44,9 | 38,8 | 75,4 | 19,3 | 71,1 | 56,0 |
| Y | 0,37 | 1,22 | 0,51 | 1,01 | 4,36 | 5,94 | 11,62 | 8,24 | 14,95 | 1,60 | 33,21 | 29,54 |
| Nb | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | 0,27 | 1,21 | 0,85 | 1,55 | 2,90 | 1,86 | 1,28 |
| Ta | <0,05 | <0,05 | 0,18 | <0,05 | 0,11 | 0,24 | 0,48 | 0,68 | 0,62 | 0,20 | 0,54 | 0,66 |
| Zr | 2,11 | 1,85 | 2,45 | 4,39 | 15,36 | 14,22 | 10,54 | 10,69 | 49,30 | 6,70 | 24,30 | 18,89 |
| Hf | 0,05 | 0,09 | 0,09 | 0,22 | 0,46 | 0,61 | 0,29 | 1,42 | 1,54 | 0,96 | 1,03 | 1,09 |
| La | 0,023 | 0,034 | 0,019 | 0,047 | 0,364 | 0,645 | 3,180 | 1,427 | 3,665 | 8,501 | 2,272 | 2,196 |
| Ce | 0,061 | 0,071 | 0,060 | 0,175 | 1,954 | 2,443 | 16,110 | 11,280 | 11,280 | 18,398 | 11,159 | 16,588 |
| Pr | 0,010 | 0,012 | 0,011 | 0,028 | 0,344 | 0,612 | 2,352 | 1,827 | 1,595 | 1,907 | 1,613 | 1,818 |
| Nd | 0,044 | 0,049 | 0,066 | 0,181 | 3,669 | 4,298 | 10,810 | 8,867 | 7,962 | 8,415 | 8,098 | 8,867 |
| Sm | 0,014 | 0,016 | 0,024 | 0,091 | 1,109 | 2,158 | 2,957 | 2,560 | 1,033 | 1,633 | 2,663 | 2,971 |
| Eu | 0,006 | 0,006 | 0,010 | 0,037 | 0,306 | 0,880 | 1,204 | 0,846 | 0,577 | 0,426 | 0,594 | 0,846 |
| Gd | 0,021 | 0,023 | 0,034 | 0,096 | 1,203 | 2,721 | 3,814 | 2,792 | 1,514 | 1,671 | 2,890 | 3,342 |
| Tb | 0,006 | 0,006 | 0,007 | 0,015 | 0,183 | 0,423 | 0,639 | 0,381 | 0,189 | 0,152 | 0,436 | 0,566 |
| Dy | 0,036 | 0,042 | 0,044 | 0,090 | 0,502 | 1,978 | 3,446 | 2,451 | 1,408 | 0,704 | 2,451 | 3,204 |
| Ho | 0,009 | 0,011 | 0,011 | 0,017 | 0,102 | 0,386 | 0,695 | 0,445 | 0,200 | 0,100 | 0,484 | 0,756 |
| Er | 0,028 | 0,030 | 0,038 | 0,046 | 0,269 | 0,912 | 1,684 | 1,144 | 0,493 | 0,238 | 1,287 | 2,129 |
| Tm | 0,006 | 0,007 | 0,007 | 0,006 | 0,029 | 0,100 | 0,244 | 0,160 | 0,070 | 0,031 | 0,179 | 0,278 |
| Yb | 0,042 | 0,045 | 0,041 | 0,033 | 0,137 | 0,499 | 1,446 | 0,569 | 0,322 | 0,156 | 0,813 | 1,641 |
| Lu | 0,007 | 0,008 | 0,007 | 0,004 | 0,019 | 0,078 | 0,221 | 0,097 | 0,030 | 0,024 | 0,146 | 0,250 |

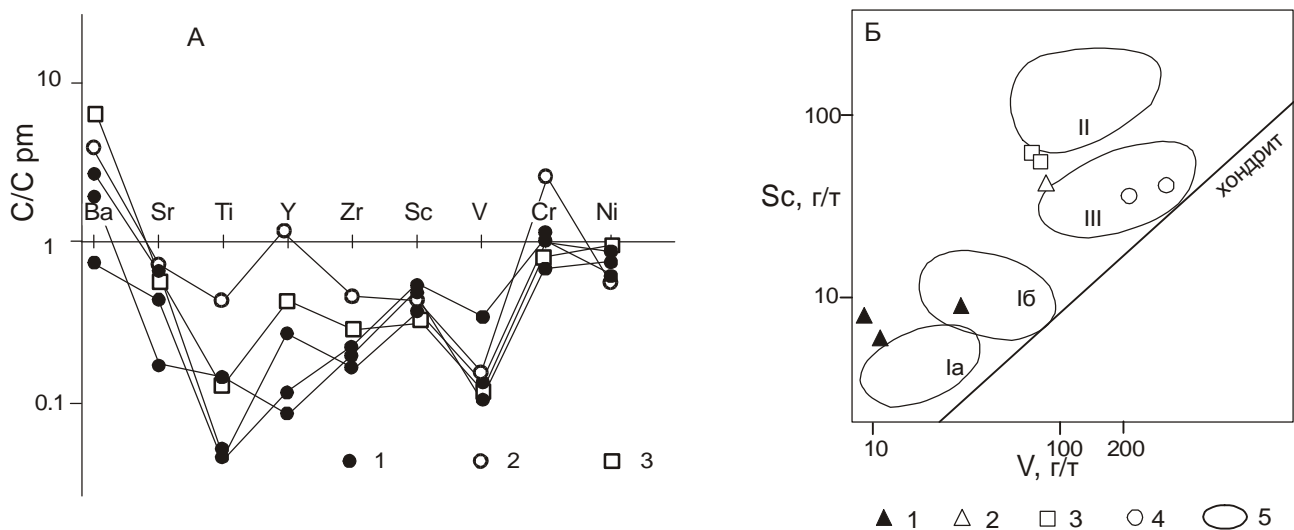


Рис. 4. А – диаграмма нормированных к составу примитивной мантии (pm) (по [41]) содержаний малых элементов в дунитах.

1 – Гальмознанского массива; 2 – Нижне-Тагильского массива, 3 – альпинотипных комплексов. Данные 2 и 3 по [19].

Б – диаграмма Sc – V (г/т) для пород Гальмознанского массива.

1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – клинопироксениты, 4 – габбро. Для сравнения показаны поля пород Нижне-Тагильского массива (5) (по [19]): Ia – дуниты, Ib – верлиты, II – оливиновые клинопироксениты, III – габбро.

оливин–клинопироксен–шпинелевых и клинопироксен–Cr-магнетитовых кумулятах. Для габброидов ДВКГ-серии также характерны аркообразные спектры распределения РЗЭ ($(La/Yb)_N = 1.52–1.74$, $(Sm/Yb)_N = 2.26–4.97$) при более высоком уровне накопления РЗЭ, чем в верлитах и клинопироксенитах, обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых и слабовыраженная положительная Eu аномалия ($Eu^* = +0.03 – +0.06$), что свидетельствует в пользу аккумуляции из расплава наряду с темноцветными минералами плагиоклаза.

В целом, распределение РЗЭ в различных петрографических типах пород ДВКГ-серии обнаруживает значительное сходство с таковыми в аналогах из зональных массивов Урала и Аляски [18, 19, 31, 36 и др.].

Габбро-долеритовая (ГД), лейкогаббро-тоналит-трондьемитовая (ЛТТ) и габбро-амфиболитовая (ГА) серии

Любопытны геохимические особенности пород магматических серий, отличных от ДВКГ. Выше уже подчеркивалось, что габброиды различных серий Гальмознанского массива характеризуются широкими вариациями составов (табл. 2) и обнаруживают сходство с породами толеитовой (ГА), известково-щелочной (ГД) и шошонитовой (ЛТТ) серий (рис. 3).

Калишпат- и флогопитсодержащие амфибол-клинопироксеновые габброиды ГД-серии – типичные высококальциевые известково-щелочные породы, характеризующиеся обогащением LILE относительно HFSE при весьма низких относительных содержаниях Nb и Ta. Повышенные концентрации Ba, видимо, обусловлены присутствием в породах флогопита. По сравнению с базитами ДВКГ-серии эти габброиды характеризуются существенно более фракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_N = 3.63 – 7.88$; $(Sm/Yb)_N = 1.91–3.54$) (рис. 5д; табл. 3) и наличием слабовыраженной отрицательной Eu аномалии ($Eu^* = -0.02 – -0.04$) или ее отсутствием. По особенностям своего химизма габброиды ГД-серии обнаруживают сходство с надсубдукционными высоко-К известково-щелочными и щелочными габбро некоторых массивов Клатматского и Полуостровного типов [20]. Их формирование может быть связано с кристаллизацией из щелочного базальтового (сходного с низко-Ti шошонитовым) расплава.

По уровню накопления и характеру распределения петрогенных оксидов и элементов-примесей лейкократовые породы ЛТТ-серии являются аналогами высокоглиноземистых образований, относящихся к тоналит-трондьемитовым сериям [27]. В Гальмознанском массиве получили развитие только наиболее меланократовые члены серии – лейкогаббро, сре-

ди характерных особенностей которых высокое содержание Na_2O (5.25–6.80 мас.%) и Sr (130–2170 г/т), что, наряду с низкими концентрациями рубидия (<20 г/т), определяет аномально низкое значение Rb/Sr отношения (0.003–0.028). Другие геохимические особенности пород ЛТТ-серии в Гальмознанском массиве – пониженные содержания высокозарядных литофильных элементов (Ta, Nb, Y, Zr, Hf) и чрезвычайно фракционированное распределение РЗЭ. Величина отношения $(La/Yb)_N$ в них составляет 7.26–37.73, причем содержания тяжелых РЗЭ в породах этого типа обычно ниже хондритовой нормы (рис. 5д). Согласно масс-балансовым расчетам, выполненным для РЗЭ, наибольшее соответствие наблюдаемых редкоземельных составов модельным достигается при 15–20 %-ной степени частичного плавления амфиболита с плагиоклазом, клинопироксеном, амфиболом и биотитом в качестве реститовых фаз [27].

Жильные меланократовые микрозернистые габброиды ГА-серии интенсивно перекристаллизованы и сейчас представлены амфиболитоподобными породами с редкими реликтами первичной порфировой структуры. По составу эти породы отвечают низкобарической пироксен-плагиоклазовой котектике и по содержанию петрогенных и редких элементов близки к толеитовым океаническим базальтам. В отличие от габброидов ДВКГ-серии габбро этого типа характеризуются высокими содержаниями MgO (до 21.75 мас.% в слабодифференцированных габброамфиболитах) и Cr (до 1600 г/т), существенно более низкими содержаниями P_2O_5 (0.04–0.07 мас.%) и Sr (109–156 г/т), более высокими концентрациями Y (18–24 г/т) и Zr (43–72 г/т), сравнительной обедненностью легкими РЗЭ и слабофракционированным спектром распределения РЗЭ (величина отношения $(La/Yb)_N$ в них составляет 0.93–1.93 (рис. 5е)).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Модели формирования массивов зонально-концентрического типа делятся на две большие группы, главенствующая роль в которых, соответственно, отводится магматическим или метасоматическим процессам (подробный обзор в работе [14]). Совокупность данных об особенностях геологического строения и вещественного состава Гальмознанского массива убеждают авторов в первичной интрузивно-магматической природе массива. Ранее, на основании прямых геологических наблюдений для массивов зонально-концентрического типа в Олюторской зоне была установлена следующая последовательность формирования пород: дунит → верлит → клинопироксенит → оливиновое габбро → амфиболовое габбро, отвечающая нормальному эволюционному ряду, образующемуся в результате кристаллизационной дифференциации [5]. Согласно этой модели пред-

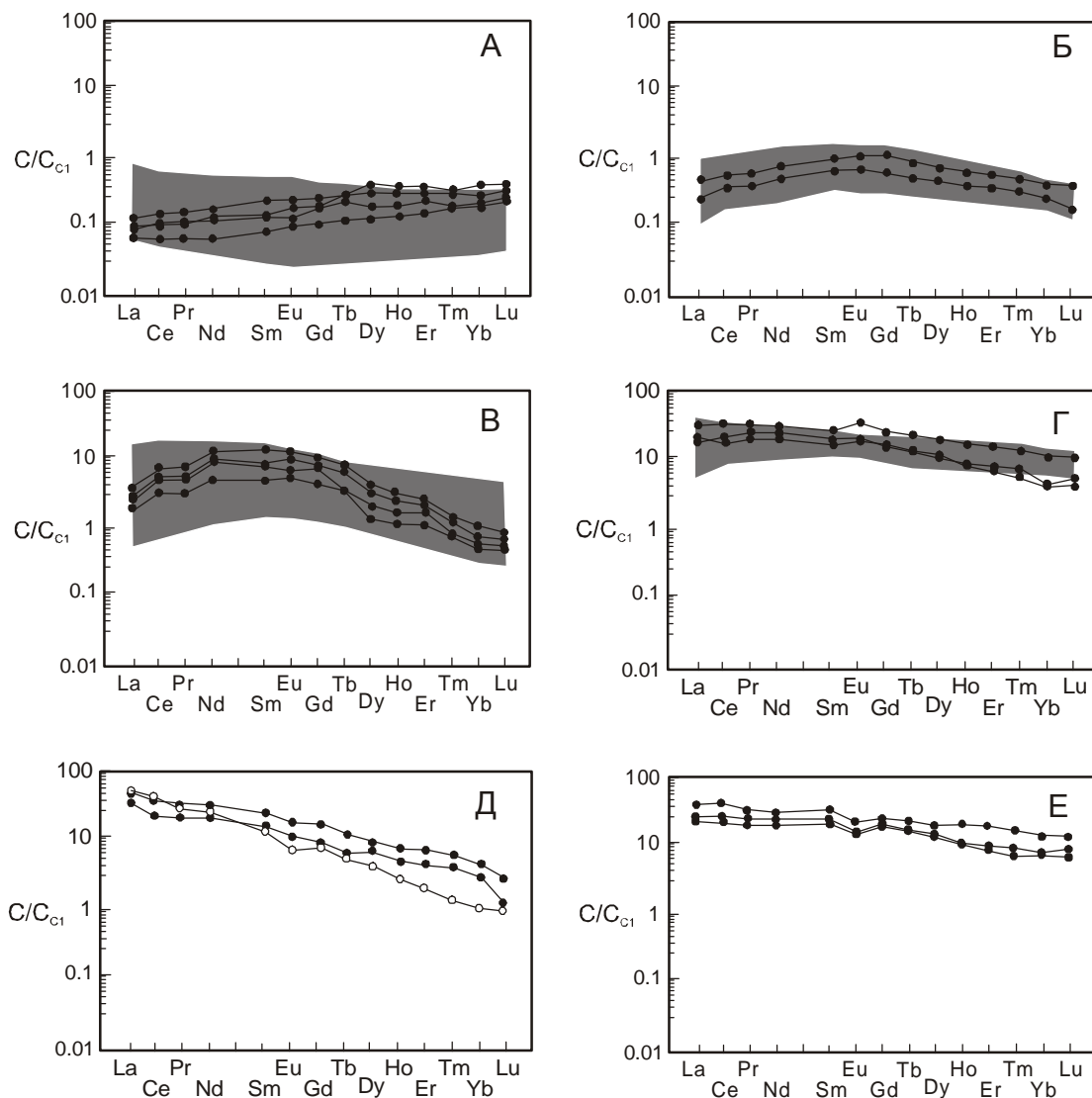


Рис. 5. Графики распределения РЗЭ, нормированные к составу углистого хондрита C1 [32], в породах Гальмезанского базит-гипербазитового массива.

А–Г – породы ДВКГ-серии (А – дуниты; Б – верлиты; В – оливиновые клинопироксениты; Г – габброиды); Д – габброиды ГД (черные кружки) и ЛТТ (белые кружки) серий; Е – габброиды ГА-серии.

Серым фоном показаны поля составов пород-аналогов из ДВКГ-серии зональных комплексов юго-восточной Аляски [36].

полагалось, что породы массивов являются сериями кумулятов, сформировавшимися в глубинных магматических камерах в результате кристаллизационной дифференциации исходного, предположительно высокомагнезиального базальтового расплава. Приведенные выше данные по распределению породообразующих и редких элементов, в том числе РЗЭ, подтверждают предположение о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе пород ДВКГ-серии. Однако отмеченные выше дискретность составов различных магматических серий и групп пород в рамках одной серии, а также полистадийный характер петрогенезиса не находят своего объясне-

ния в рамках упрощенной модели дифференциации [20]. В свете сказанного, применительно к петрогенезису массивов зонально-концентрического типа, возникают вопросы: (1) каковы состав исходного расплава и термодинамические условия кристаллизации для пород ДВКГ-серии; (2) являются ли выделяемые магматические серии производными единого источника и в какой мере наблюдаемое разнообразие отражает изменение условий петрогенезиса на различных стадиях единого процесса; (3) в какой мере породы главной магматической серии (ДВКГ) когенетичны и являются ли они представителями единого эволюционного ряда?

Основываясь на анализе особенностей структуры и минерального состава пород массива, а также геохимических особенностей пород главной ДВКГ-серии, можно предполагать, что в первом приближении исходный расплав отвечал по составу примитивным высокомагнезиальным базальтам. Существенно оливиновое гиперкотектическое фракционирование на ранних стадиях дифференциации одноактной порции такого расплава могло приводить к обособлению дунитов и верлитов, а фракционирование оливин-клинопироксеновой котектики – к формированию разнообразных клинопироксенитов, окружавших более ранние дунитовые кумуляты. Согласно этой модели, габброиды образовывались из обогащенного глиноземом остаточного расплава в результате совместной кристаллизации плагиоклаза с фемическими минералами. Способность к отщеплению и самостоятельному внедрению расплавов, по-видимому, заметно усиливалась от ранних к поздним стадиям дифференциации, что в Олюторской зоне подтверждается существованием самостоятельных габбровых массивов (таких, например, как Алхавитоваямский и Итчайваямский).

Полученные данные достаточно убедительно свидетельствуют о гетерогенной природе различных магматических серий, составляющих массивы зонально-концентрического типа. Причем, выявленные геохимические различия находятся в хорошем соответствии с наблюдаемыми геологическими взаимоотношениями между породами различных магматических серий. Так, породы ГД-серии формируют жилы- и штокообразные тела, получившие развитие в периферийных частях массива. Интрузивный характер их взаимоотношения с ультрамафитами ДВКГ-серии свидетельствует о более позднем времени формирования. Породы ЛТТ- и ГА-серий имеют ограниченное локальное распространение и также представляют собой наложенные образования, скорее всего, непосредственно не связанные с основными этапами формирования зонального Гальмознанского массива [30]. Другим аргументом в пользу гетерогенности пород массивов исследуемого типа в Олюторской зоне является невозможность получения всей гаммы наблюдаемых в них пород в результате дифференциации какого-то единого инициального расплава.

Интересен вопрос о характере взаимоотношения различных по кремнекислотности пород в рамках одной серии. В частности, геохимические характеристики пород ДВКГ-серии для большинства элементов обнаруживают два тренда распределения на вариационных диаграммах (рис. 2). Эти тренды (дунит → верлит → оливиновый клинопироксенит и магнетитовый клинопироксенит → габбро) в первом приближении отвечают моделям оливинового и оли-

вин-клинопироксенового фракционирования и, скорее всего, обусловлены расщеплением состава исходного расплава в результате изменения термодинамического режима петрогенезиса. В пользу кумулятивного происхождения дунитов и важной роли фракционной кристаллизации в петрогенезисе пород ДВКГ-серии свидетельствует закономерное изменение Y/Yb отношения (табл. 3). В то же время, повышенное Y/Yb отношение пород ДВКГ-серии по сравнению с другими существенно габброидными сериями (ГД, ЛТТ, ГА) указывает на различие состава магматического источника для этих серий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные свидетельствуют в пользу того, что:

1. Зональные комплексы урало-аляскинского типа, к которым принадлежит Гальмознанский базит-гипербазитовый массив, характеризуются относительно устойчивыми и повторяющимися петро- и геохимическими особенностями пород. Наблюдаемые отличия характеристик однотипных пород различных массивов связаны, главным образом, с региональными особенностями геодинамического режима.

2. Химический состав магматических серий, слагающих зональные массивы, указывает на определенную автономию, самостоятельность этих серий, связанную с различным источником магматических расплавов.

3. Формирование пород главной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии в массивах исследуемого типа, по-видимому, связано с фракционированием исходного магматического расплава, отвечающего по составу примитивным высокомагнезиальным базальтам.

Авторы отдают себе отчет в предварительном характере сделанных выводов и их явной недостаточности для решения столь сложной проблемы, как генезис массивов зонально-концентрического типа. Тем не менее, представляется, что их необходимо учитывать при обсуждении проблемы формирования и становления зональных комплексов.

Благодарности: Различные аспекты генезиса пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива обсуждались авторами с Е.В.Шарковым, К.А. Крыловым, А.В.Колосковым, Г.Б.Флеровым, которым авторы искренне признательны. Исследования поддержаны Российским Фондом Фундаментальных Исследований (грант РФФИ 01-05-64951).

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 2. С. 111–123.

2. Алексеев Э.С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1982. № 4. С. 87–98.
3. Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья // Магматизм Северо-Востока Азии: Тр. Сев.-Вост. петрогр. совещ. Магадан, 1976. Вып. 4. С. 59–62.
4. Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С. Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47–62.
5. Батанова В.Г. Интрузивные мафит-ультрамафитовые комплексы юга Корьяки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 24 с.
6. Батанова В.Г., Астраханцев О.В., Сидоров Е.Г. Дуниты Гальмознанского гипербазит-габбрового массива (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1991. № 1. С. 24–35.
7. Батанова В.Г., Астраханцев О.В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых plutонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 87–103.
8. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 267 с.
9. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
10. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
11. Волченко Ю.А., Коротеев В.Л. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных системах (на примере Урала) // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: Изд-во СПГГИ, 1998. С. 231–239.
12. Геология и генезис месторождений платиновых металлов / Ред. Н.П. Лаверов, В.В. Дистлер. М.: Наука, 1994. 301 с.
13. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
14. Иванов О.К. Концентрически-зональные ультрамафитовые массивы Урала. Екатеринбург: УГГА, 1997. 546 с.
15. Козлов А.П. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив, Корьяки: геология, петрология, рудоносность: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: МГГА, 2000. 23 с.
16. Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Геохимия ультрабазитов платиноносного Кондерского массива // Геохимия. 1991. № 10. С. 1406–1418.
17. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. ПлатинOMETALLНАЯ минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. СПб.: Недра, 1992. 217 с.
18. Ланда Э.А., Казак А.П., Щербаква С.В. К проблеме геохимической типизации альпинотипных и концентрически-зональных массивов Урала (по данным изучения распределения РЗЭ) // Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов, офиолитов. Иркутск: ИГ СО АН СССР, 1990. С. 21–26.
19. Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса // Зап. ВМО. 1998. № 4. С. 38–50.
20. Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж. Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. № 5. С. 477–505.
21. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
22. Малич К.Н. Геохимия платиноносных ультрабазитов Феклистовского массива // Геохимия. 1995. № 12. С. 1729–1744.
23. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
24. Маракушев А.А., Панях Н.А., Коротаяева Н.Н. Кондерский массив и общие критерии разделения гипербазитов на платиноносную и хромитоносную формации // Вестн. МГУ. сер. 4, геология. 1992. № 5. С. 3–18.
25. Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Парагенез дунит-клинопироксенитовых и пироксенит-габброидных комплексов Корякско-Камчатского платиноносного пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока. Магадан, 2000. С. 193–194.
26. Мелкомуклов В.Н., Зайцев В.П. Платиноносные россыпи Сейнава-Гальмознанского узла (Корякско-Камчатская провинция) // Платина России. М., 1999. Т. III, кн. 1. С. 143–152.
27. Осипенко А.Б., Леднева Г.В. Модель генезиса жильных лейкократовых образований в зональных базит-гипербазитовых массивах аляскинского типа (на примере Олюторской тектонической зоны, Корьяки) // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока. Магадан, 2000. С. 194–197.
28. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. М.: Наука, 1994. 381 с.
29. Полянин В.С., Ведерников Н.Н., Полянина Т.А., Козлов А.П. Геологическое строение и история формирования Гальмознанского мафит-ультрамафитового массива // Отеч. геология. 2000. № 1. С. 44–52.
30. Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Козлов А.П., Леднева Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмознанского зонально-концентрического массива, Корьяки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 2000. С. 38–39.
31. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
32. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
33. Batanova V.G., Astrakhantsev O.V. Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka // Proc. 29-th Int.Geol.Congr / Ishiwatari et al.(Eds.). 1994.

- Pt.D. P. 129–143
34. Findlay D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // Canadian Journal of Earth Sciences. 1969. V. 6. P. 399–425.
 35. Garuti G., Fershtater G. Bea F., Montero P., Piishkarev E.V., Zaccarini F. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1–4. P. 181–194.
 36. Himmelberg G.R., Loney R. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska // U.S. Geol.Surv.Prof.Papers. 1995. N 1564. 92 p.
 37. Irvine T.N. The ultramafic complex and related rocks of Duke Island, Southern Alaska // Californ. Institute of Technology, 1959. 320 p.
 38. Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barren L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fi field, New South Wales, Australia. 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospect, Owendale intrusion // Mineralogy and Petrology. 1989. V. 40. P. 289–309.
 39. Naldrett A.J., Cabri L.J. Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // Economic Geology. 1976. V. 71. P. 1131–1158.
 40. Shimizu H., Sangen K., Masuda A. Experimental study on rare-earth element partitioning in olivine and clinopyroxene formed at 10 and 20 kb for basaltic systems // Chem. Geol. 1982. V. 16. P. 107–117.
 41. Sun S-s., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
 42. Taylor H.P., Noble J.A. Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska // 21st International Geological Congress. Copenhagen, 1960. V. 13. P. 175–187.
 43. Zaitsev V.P., Loginov V.A., Melkomukov V.N., Vorogushin N.T., Vil'danova E.Y., Litvinov A.F., Patoka M.G., Sidorov E.G. The new biggest platinum province of NW Pacific // 8th International Platinum Symposium, 28 June–3 July 1998, Rustenburg, South Africa. Johannesburg: The South African Institute of Mining and Metallurgy. Symposium Series S18, 1998. P. 461–463.

Поступила в редакцию 27 октября 2000 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

A.B.Osipenko, Ye.G.Sidorov, A.P.Kozlov, E.A.Landa, G.V.Ledneva, B.A.Markovskiy

Geochemistry of magmatic series from the Galmoenanskiy mafic-ultramafic massif, Koryakia

New data on the geochemistry of magmatic rocks from the Galmoenanskiy mafic-ultramafic massif, located in the Olyutorskaya tectonic zone, Koryakia, are presented with discussion of features of zoned (Alaskan-type) massif petrogenesis based on the obtained results interpretation. It is found that massifs of the studied type are characterized by stable and recurring petro- and geochemical parameters. The chemical composition of magmatic series determined in the structure of such massifs indicates a different source of melts for each of the series. The formation of the dominant dunite-wherlite-clinopyroxenite-gabbro rock sequence in the zoned-type massifs is related to fractionation of the initial magmatic melt, corresponding to primitive high-Mg basalts.