

УДК 552.11(470,5)

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (ПРИПОЛЯРНЫЙ СЕКТОР) В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В.Р. Шмелев

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

6200151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: shmelev@online.ural.ru

Поступила в редакцию 30 января 2004 г.

Выполнено прецизионное геохимическое (ICP-MS) изучение ультрабазитов, габбро, гранитоидов и базальтоидов, находящихся в зоне Главного Уральского разлома на Приполярном Урале. Установлена принадлежность ультрабазитов салатимского комплекса с дайками базальтоидов к собственно океаническим (СОХ-тип) слабодеплетированным мантийным, а пространственно ассоциирующим с ними габброидов и диабазов к надсубдукционным образованиям. Габброиды и ультрабазиты платиноносной ассоциации (качканарский, тагилкоктылымский комплексы) соответствуют по геохимическим параметрам производным единой магматической системы и формировались в надсубдукционной (островодужной) геодинамической обстановке. Позднесилурийские плагиогранитоиды (верхнетагильский комплекс) рассматриваются в качестве связующего звена между образованиями Платиноносного пояса и вулканитами Тагильской палеоостроводужной системы.

Ключевые слова: *магматические комплексы, ультрабазиты, габбро, гранитоиды, базальтоиды, офиолиты, платиноносная ассоциация, геохимия, субдукция.*

MAGMATIC COMPLEXES OF A MAIN URALS FAULT ZONE (PREPOLAR SECTOR) IN LIGHT OF NEW GEOCHEMICAL DATAS

V.R. Shmelev

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The precision geochemical (ICP-MS) study of ultrabasites, gabbro, granitoides and basaltic rocks in a zone of a Main Uralian fault in Prepolar Ural is executed. The membership of ultrabasites salatim complex with dikes of basaltic rocks to purely oceanic (MORB-type) weakly depleted mantle, and spatially associating with them of gabbroides and diabases to suprasubduction formations is established. The gabbroides and ultrabasites of platinum-bearing association (kachkanar, tagilokitlum complexes) correspond on geochemical parameters to derivatives of a uniform magmatic system and were formed in suprasubduction (island-arc) geodynamic environments. Late Silurian plagiogranitoides (verhnetagilian complex) are considered as a link between formations of the Platinum-bearing belt and Tagil paleoisland-arc system volcanites.

Key words: *magmatic complexes, ultrabasites, gabbro, granitoides, basaltic rocks, ophiolites, platinum-bearing association, geochemistry, subduction.*

Главный Уральский разлом (ГУР), является важнейшей тектонической структурой, разграничивающей образования палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Уральского подвижного пояса. В зоне ГУР запечатлены проявления процессов спрединга,

субдукции и коллизии, происходившие в течение палеозоя. В значительной степени благодаря процессам тектонического скучивания здесь оказались доступны для изучения, выведенные на поверхность глубинные уровни разреза земной коры. Вещественная «начинка» зоны пред-

ставлена разноформационными габбро-гипербазитовыми комплексами, амфиболитами, аповулканогенными зелеными сланцами, базальтоидами и разнообразными гранитоидами. Особое место среди них занимают габбро-гипербазитовые массивы Платиноносного пояса, находящиеся в призме офиолитов, вблизи основания Тагильской островодужной системы (рис. 1, врезка). Геологической и вещественной характеристике комплексов пород зоны ГУР посвящено значительное количество публикаций [Ефимов, 1984; Савельева, 1987, и др.], но лишь в последнее время появились прецизионные (ICP-MS) геохимические данные, благодаря которым стало возможно на качественно новом уровне обратиться к проблемам их формирования [Ферштатер и др., 1998, 1999; Шмелев и др., 1997, и др.]. Выполненное автором детальное геохимическое изучение комплексов пород зоны ГУР на Приполярном Урале (территория Ханты-Мансийского автономного округа) позволяет с учетом ранее полученных геологических и структурно-петрологических данных, уточнить существующие представления о формационно-геодинамическом и петрогенетическом аспекте их становления.

Геологическое строение зоны ГУР

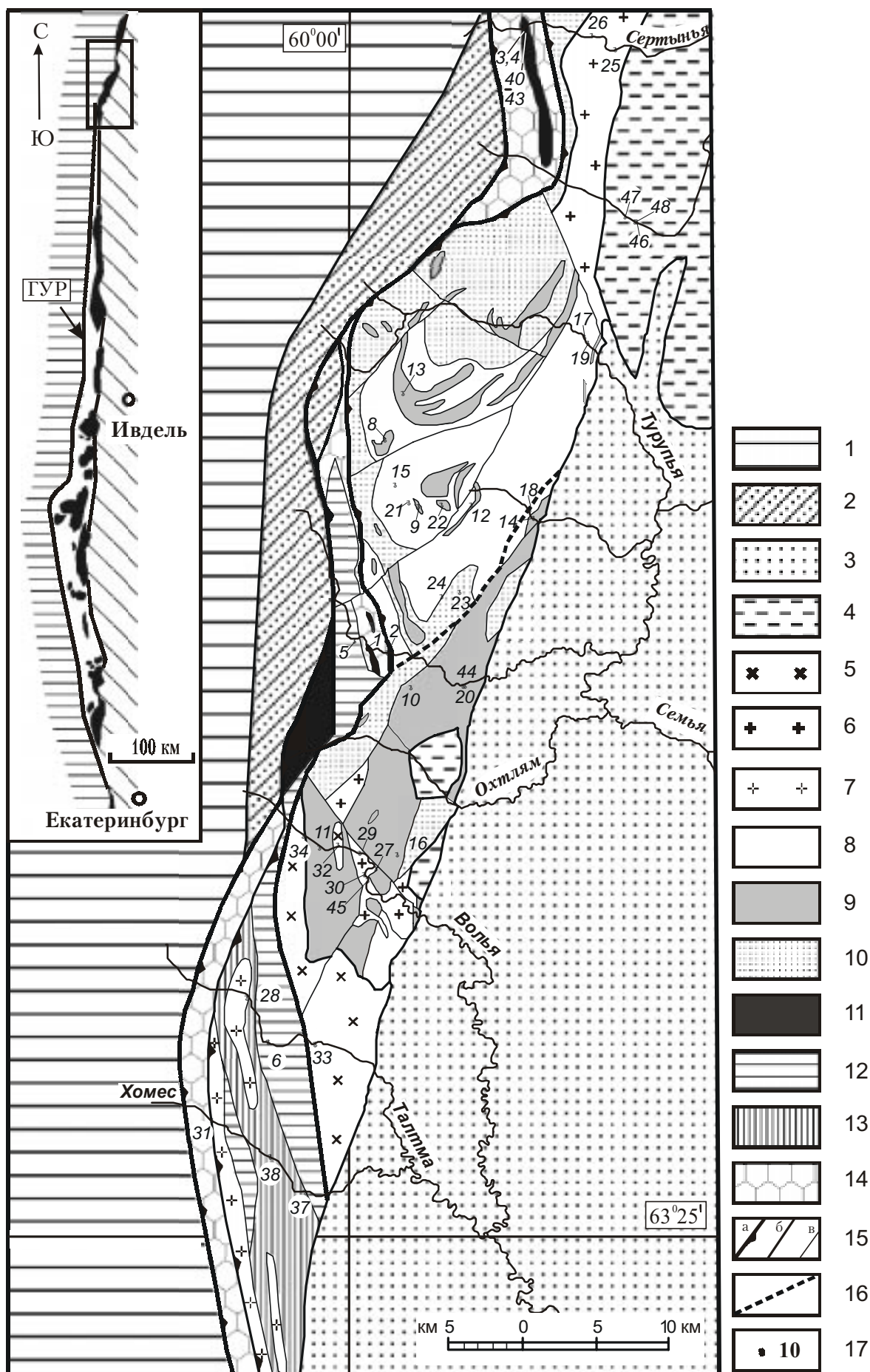
Главной структурно-вещественной единицей зоны ГУР на Приполярном Урале является Хорасюрский полиформационный массив, который на широте р. Сертынья соеди-

няется с Щекурьюнским массивом (рис. 1). Особенности геологического строения и вещественного состава массива частично были рассмотрены ранее [Шмелев, 1994], поэтому здесь мы ограничимся краткой характеристикой породных комплексов, с учетом полученных новых материалов. Хорасюрский массив располагается в висячем крыле зоны ГУР, контактируя на западе через зону серпентинитового меланжа с рифейско-нижнепалеозойскими метаморфизованными комплексами палеоконтинентального сектора Урала. К востоку от массива фрагментарно прослеживаются выходы силурийско-девонских вулканогенно-осадочных образований Тагильской структурно-формационной мегазоны. На значительной части породы перекрываются мезо-кайнозойскими отложениями платформенного чехла. Массив является полиформационным образованием: западная область сложена породами офиолитовой ассоциации, а восточная – образованиями Платиноносного пояса (платиноносная ассоциация) [Шмелев, 1994]. Взаимоотношения между ними тектонические, преимущественно надвигового характера; в южной части природа контакта неясна – он «запечатан» гранитоидами (рис. 1). Примечательно, что непосредственно севернее, полоса выходов офиолитов (гарцбургитов, габбро, пород дайкового комплекса) появляется в восточном контакте расположенного здесь Щекурьюнского платиноносного массива.

Рис. 1. Схема геологического строения зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сегмент). Составлена автором с использованием материалов М.М. Павлова, В.Н. Кошевого и др.

1 – рифейско-нижнепалеозойские комплексы палеоконтинентального сектора; 2 – польинский терригенно-сланцевый рифтогенно-батиальный комплекс (O_3); 3 – мезо-кайнозойские платформенные отложения; 4 – вулканогенно-осадочные островодужные образования типа Тагильской мегазоны (S_1-D_3); 5 – девонский диорит-гранодиоритовый (ауэрбаховский) комплекс; 6 – позднесилурийские плагиигранитоиды (верхнетагильский комплекс); 7 – плагиигранитоиды коллизионного типа; 8-10 – породы платиноносной ассоциации: 8 – габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты (тагилокытлымский комплекс), 9 – кальциевые ультрабазиты и оливиновые габброиды (качканарский комплекс), 10 – амфиболовое габбро; 11-13 – породы офиолитовой ассоциации: 11 – дунит-гарцбургитовый (салатимский) комплекс, 12 – габброидный комплекс, 13 – диабазовый дайковый комплекс; 14 – серпентинитовый меланж с блоками пород офиолитовой ассоциации и польинского комплекса; 15 – границы (а – линия ГУР, б – между геологическими подразделениями, в – между типами пород); 16 – граница между блоками с деформированным (северная часть) и недеформированным субофитовым (южная часть) строением; 17 – номера проб, приведенных в таблицах 1-3.

На врезке показано положение платиноносных и ассоциирующихся с ними комплексов (черное) в призме офиолитового разреза (белое). Горизонтальной штриховкой показаны комплексы палеоконтинентального сектора Урала, наклонной – осадочно-вулканогенные островодужные комплексы Тагильской структурно-формационной мегазоны. Прямоугольник – район исследований (Хорасюрский массив).



Офиолитовая ассоциация характеризуется сложным строением. В приконтактной части массива это существенно тектонизированный тип разреза в составе меланжа, имеющий линзо-блоковое строение. В серпентинитовой матрице устанавливаются блоки различных размеров представленные гарцбургитами, дунитами, габбро и метабазальтами с преимущественной субмеридиональной ориентировкой полосчатости и сланцеватости. Два крупных линзовидных массива – Ларкенсавытский и Сертыньинский занимают здесь позицию аналогичную ультрабазитам салатимского пояса на Северном Урале. Восточнее зоны меланжа, на широте рр. Талтма, Хомес разрез сложен преимущественно габброидами, неравномерно насыщенными дайками и телами диабазов и порфиритов; сгущение последних картируется на местности в виде широкой полосы субмеридиональной ориентировки (рис. 1). Габброиды слабо деформированы и характеризуются субширотной ориентировкой трахитоидности и полосчатости. Вблизи зоны меланжа и на удалении отмечаются зоны дробления, «запечатанные» гранитоидами. На геологических картах породы офиолитовой ассоциации выделяются в ранге салатимского и габброидного комплексов.

Ультрабазиты *салатимского комплекса*, в основном представлены серпентинизированными гарцбургитами ($f = 8-11\%$) массивного и реже шпировидно-полосчатого строения, содержащие полосы и участки дунитового состава. В одном из тел зоны меланжа отмечены дуниты с высокой ($f = 16\%$) железистостью, принадлежащие, вероятно, «полосчатому» переходному комплексу. Породы *габброидного комплекса* представлены измененными габбро и оливковыми габбро с гранобластовой и субофитовой (магматической) структурой. Для них характерен основной плагиоклаз (An_{75-90}) и клинопироксен авгитового ($f = 19\%$) ряда.

Платиноносная ассоциация представлена габбро-норитами, кальциевыми гипербазитами, оливковыми и роговообманковыми габбро. Габбро-нориты являются своеобразной матрицей, в которой хаотично располагаются тела гипербазитов и оливковых габбро (рис. 1). Нередко отмечается переслаивание последних с взаимопереходами, аналогичное разрезам полосчатой серии в более южных массивах Платиноносного пояса [Ефимов, 1984]. Габбро-нориты являются относительно более поздни-

ми и имеют с ними интрузивные взаимоотношения. В расположенном непосредственно южнее Чистопском массиве, аналогичные габбро-нориты имеют верхнесилурийский (419 ± 12 млн. лет) возраст, определенный по Sm-Nd методу [Ронкин и др., 1997]. Характерной особенностью строения ассоциации является субконцентрический структурный рисунок, устанавливаемый по ориентировке полосчатости и конфигурации контактов тел и, являющийся результатом пластического течения вещества [Шмелев, 1994]. Для значительной части пород характерны гранобластово-порфирокластические микроструктуры, но в восточной области массива распространены габброиды с субофитовым, магматическим строением. Амфиболовые габбро образуют участки сложной конфигурации и штокверк жил в габбро-норитах и оливковых габбро. К числу экзотических пород относятся амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые (с гранатом) скарны в центральной части массива, с которыми ассоциирует сульфидно-магнетитовое оруденение. На геологических картах оливковые габбро и ультрабазиты выделяются в составе качканарского комплекса, а габбро-нориты и амфиболовые габбро относятся к более позднему тагило-кытлымскому комплексу.

Ультрабазиты качканарского комплекса, в основном представлены оливковыми клинопироксенитами (реже верлитами), которые нередко связаны постепенным переходом с меланократовыми оливковыми габбро. Породы обычно имеют массивное, крупнозернистое строение и сложены агрегатом зерен клинопироксена ($f = 12-18\%$), оливина ($f = 18-24\%$) и магнетита (плеонаста). По составу минералов они аналогичны ультрабазитам зональных комплексов. *Оливковые габбро* представлены массивными породами с не всегда выраженной ориентировкой полосчатости и минеральной уплощенности. Они сложены основным плагиоклазом (An_{75-95}), оливином ($f = 28-32\%$) и салитом ($f = 19-27\%$). В гранобластовых и мезогранулярных разновидностях габбро на контакте с оливином обычны реакционные каймы и шпинель(магнетит)-ортопироксеновые(амфиболовые) симплектиты; в субофитовых габбро они редки или отсутствуют. Клинопироксен гранобластовых габбро «внутренней» зоны, характеризуется в 1,5-2 раза более высокими содержаниями глинозема ($3,0-5,0$ мас. %) и натрия в сравнении с офитовыми

разностями [Шмелев, 1994]. Кроме оливиновых габбро иногда встречаются разновидности близкие троктолитам с амфиболом.

Габбро-нориты (двупироксеновые габбро) тагило-кытлымского комплекса представлены преимущественно лабрадоровым (An_{50-70}) типом; наряду с плагиоклазом они содержат клинопироксен ($f = 25-35\%$), ортопироксен ($f = 35-45\%$), магнетит и амфибол. Структура пород гранобластово-порфирокластическая или субофитовая. В пироксенах офитовых габбро-норитов также устанавливаются, хотя и несколько менее четко пониженные содержания глинозема. В краевых частях массива не повсеместно встречаются двупироксеновые андезиновые габбро-диориты с биотитом и апатитом. Габбро-нориты с основным (битовнит) плагиоклазом редки; это либо жильные разновидности, либо переходные породы в зоне контакта с оливиновыми габбро. *Амфиболовые габбро* состоят из плагиоклаза, амфибола, нередко клинопироксена и магнетита, образующих равновесную минеральную ассоциацию. По составу плагиоклаза выделяется битовнит-анортитовый и лабрадоровый типы пород. В последнем случае амфибол имеет обычно более железистый и менее глиноземистый ($Al_2O_3 = 9-11\%$) состав.

Гранитоиды образуют в зоне ГУР два крупных массива (Сертыньинский, Талтминский) и ряд более мелких тел, которые интрузируют породы платиноносной и офиолитовой ассоциации (рис. 1). С вулканитами они имеют тектонические взаимоотношения. Детальная геологическая и петрографическая характеристика гранитоидов района приведена в работе [Бочкарев, 1990]. Согласно существующей схеме формационного расчленения, гранитоиды отнесены к верхнетагильскому (S_2) и ауэрбаховскому ($D_{2,3}$) комплексам. Породы первого (Сертыньинский и Вольинский массивы) представлены диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранодиоритами и плагиогранитами; в дайковой фации установлены диоритовые порфириты и плагиогранит-порфиры. К ауэрбаховскому комплексу отнесены породы талтминского массива [Бочкарев, 1990], сложенные преимущественно кварцевыми диоритами и тоналитами. Проведенное изучение позволяет также выделить комплекс коллизионных гранитоидов, располагающихся вблизи зоны ГУР (рис. 1), а на смежной территории (р. Щекурья) – комплекс офиолитовых

гранитоидов, которые ранее включались в состав верхнетагильского комплекса.

Базальтоиды образуют единичные дайки или пакеты сближенных даек различного состава и возраста практически среди всех геологических образований территории, а также являются составной частью силуро-девонского вулканогенно-осадочного комплекса.

Базальтоиды в породах офиолитовой ассоциации отличаются рядом особенностей. В габброидах это подвергшиеся вторичным низкотемпературным изменениям диабазы и диабазовые порфириты с реликтами клинопироксена и плагиоклаза, которые ранее были отнесены к образованиям комплекса параллельных диабазовых даек [Пучков, Шмелев, 1984; Шмелев, 1994]. В ультрабазитах зоны меланжа (сертыньинский массив) они слагают не только дайкообразные, но и тела более сложной конфигурации, которые ранее относились к пикритам и ультраосновным лампрофирам. Метабазальтоиды сложены агрегатом светло-зеленоватой слюды (аннит), клинопироксена и сфена; отмечается бурый амфибол и альбит, а также везувиан, гранат и хлорит. Характерно, что базальтоиды часто находятся в виде включений с кавернозной поверхностью в глинизированном субстрате, в котором обнаружены алмазы [Рудный..., 2001]. Оба типа даек отсутствуют в породах более поздней платиноносной ассоциации.

Долериты в отличие от диабазов, прорывают в виде даек и силлов все палеозойские образования района, кроме пород салатимского и габбрового комплексов офиолитов.

Ранее [Бочкарев, 1990] они относились к жильной фации вулканитов люльинского комплекса. Породы обычно свежие, имеют офитовую структуру и сложены клинопироксеном (авгит), зональным плагиоклазом, бурой роговой обманкой и титаномагнетитом; в них нередок биотит, кварц и апатит. Имеются указания на присутствие оливиновых долеритов. Мощность даек достигает первых метров, а силлы имеют протяженность до 3 км, при видимой мощности до 200 м. Согласно геологической легенде они имеют позднедевонско-раннекаменноугольный возраст (D_3-C_1) и относятся к долеритовому комплексу.

Базальтоиды вулканогенно-осадочного комплекса (S_1-D_3), выделяемые в составе соьвинской, рувшорской и лопсийской толщ, распространены в северной части района (рис. 1).

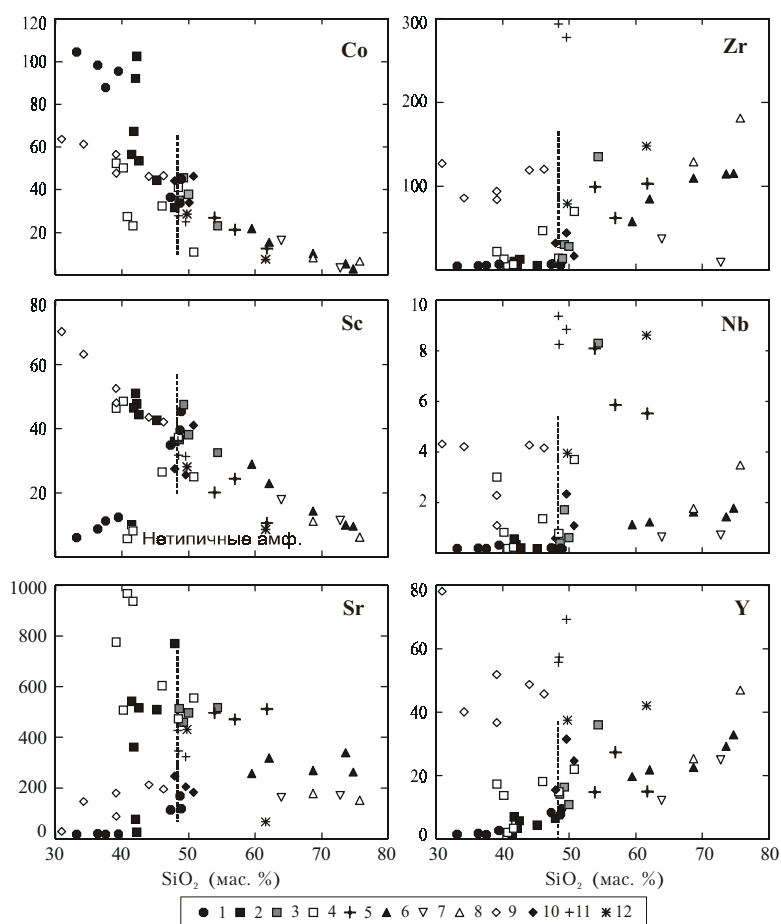


Рис. 2. Вариации содержания (г/т) редких элементов в породах зоны ГУР на Приполярном Урале.

1 – ультрабазиты и габбро офиолитовой ассоциации; 2-4 – платиноносная ассоциация: 2 – оливинные габбро, 3 – габбро-нориты, 4 – амфиболовое габбро; 5-8 – гранитоиды: 5 – ауэрбаховский комплекс, 6 – верхнетагильский комплекс, 7 – плагиограниты офиолитового комплекса (р. Щекурья), 8 – плагиогранитоиды коллизионного комплекса; 9-11 – субвулканические дайковые образования: 9 – базальтоиды в ультрабазитах офиолитовой ассоциации, 10 – базальтоиды в габбро офиолитовой ассоциации, 11 – дайки долеритов (D_3-C_1); 12 – островодужные вулканиды.

Пунктир – граница, разделяющая область оливинных габбро и габбро-норитов.

Они представлены преимущественно трахиандезитобазальтами и трахиандезитами с прослоями и линзами туфопесчаников и известняков. В верхней части разреза выделяется фация подушечных лав, околожерловые пирокластиты и вулканомиктовые молассоиды [Бочкарев, 1990]. На р. Охтлям вулканиды картируются в виде тектонического (?) останца среди пород платиноносной ассоциации.

Геохимические особенности пород комплексов

Геохимическое изучение комплексов пород зоны ГУР на Приполярном Урале было выполнено масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). В приводимую аналитическую выборку (табл. 1-3) включены наиболее типичные разновидности пород; вариации состава редких и редкоземельных элементов в них отражены на соответствующих диаграммах (рис. 2-7). Характеристика пород приводится здесь с использованием номенклатуры принятой в серийных

легендах к геологическим картам Урала, поскольку данный материал может быть востребован (на что надеется автор) не только специалистами научного профиля, но и производственными организациями.

Офиолитовая ассоциация Хорасюрского массива по вариациям главных (щелочи, железо, магний) петрогенных элементов сопоставима с типичными офиолитовыми комплексами Урала, как было показано нами ранее [Шмелев, 1994]. В сравнении с породами платиноносной ассоциации, слагающие ее ультрабазиты, характеризуются повышенными содержаниями Co, Ni, Cr, а отличительной чертой габброидов является невысокое (100-300 г/т) содержание Sr и титана (рис. 2, табл. 1).

Салатимский комплекс

Серпентинизированные (на 50-80 %) гарцбургиты комплекса обладают субхондритовым ($La_n/Yb_n = 0,8-1,4$) типом распределения РЗЭ (рис. 3). Высокий уровень концентраций и плоский (субгоризонтальный) тренд распределения отличает их от офиолитовых альпийских ультрабазитов Урала (Войкарский и др.

массивы) и океанических ультрабазитов надсубдукционного типа, для которых обычны положительные тренды распределения с дефицитом легких лантаноидов (рис. 3). В гарцбургите с более высокой степенью серпентинизации (ан. 3) подобие тренда распределения сохраняется, но уровень концентраций РЗЭ снижается в 5-8 раз и появляется отрицательная Eu аномалия. Дунит полосчатого комплекса с повышенной железистостью (ан. 1) имеет сопоставимый состав РЗЭ, но обогащен легкими лантаноидами ($La_n/Yb_n = 2,56$), демонстрируя слабоогнутый тренд распределения, что формально сближает его с дунитами Платиноносного пояса Урала [Шмелев и др., 1997].

Габброидный комплекс

Габбро и оливинные габбро комплекса, различающиеся по структуре и химизму, обладают практически идентичным спектром РЗЭ (рис. 3, табл. 1). Для пород устанавливается положительный тренд распределения, с отчетливым дефицитом легких лантаноидов ($La_n/Yb_n = 0,43-0,59$), при наличии заметной положительной Eu аномалии. Аналогичное распределение обнаруживают габбро (ан. 7) находящиеся в восточном контакте Щекурьинского массива. На диаграмме габброиды располагаются в нижней половине области составов базитов офиолитовых комплексов Урала. Отмеченные особенности, включая существование Eu аномалии, позволяют предполагать, что габброиды являются продуктом кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы.

Платиноносная ассоциация Хорасюрского массива, характеризуются значительно более широким диапазоном химических составов. С увеличением кремнекислотности от пироксенитов и оливинных габбро к габбро-

норитам возрастает железистость пород [Шмелев, 1994], а также содержание высокозарядных элементов (Zr, Nb, Y), при снижении содержания кобальта и скандия (рис. 2, табл. 1). Отличительной особенностью пород ассоциации является высокое (400-1000 г/т) содержание стронция, и отличные в сравнении с офиолитами характеристики редкоземельного состава (рис. 4).

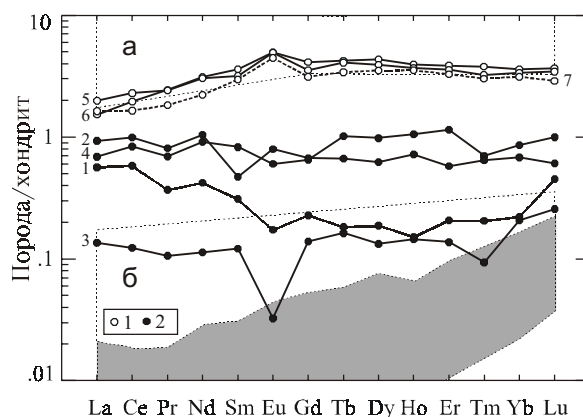
Качканарский комплекс

Кальциевые ультрабазиты, представленные верлитами и оливинными пироксенитами имеют сходные «взгорбленные» тренды распределения редких элементов (ан. 8, 9, рис. 4А). От верлитов к пироксенитам заметно увеличивается содержание РЗЭ и возрастает роль легких лантаноидов ($La_n/Yb_n = 1,0-1,9$). По составу и характеру распределения элементов породы обнаруживают сходство с клинопироксенитами Нижнетагильского зонального комплекса, что свидетельствует об их принадлежности к генетически единому классу образований.

Оливинные габброиды комплекса, различающиеся по структуре, минеральному и химическому составу, характеризуются трендами распределения сходными с кальциевыми гипербазитами, при таком же или более высоком уровне концентраций РЗЭ (рис. 4А). Принципиальных различий между субофитовым (ан. 10, 11) и гранобластовым (ан. 12-14) типом оливинных габброидов не устанавливается; в обоих случаях породы имеют сопоставимый уровень содержания РЗЭ, при относительном дефиците тяжелых лантаноидов ($La_n/Yb_n = 1,3-1,6$). Для большинства изученных образцов отмечается положительная Eu аномалия и корреляция состава РЗЭ

Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах офиолитовой ассоциации Приполярного Урала.

1 – габброиды; 2 – ультрабазиты. Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам образцов в таблице 1. Пунктирная область – составы габброидов (а) и ультрабазитов (б) из офиолитовых массивов Урала [Ферштатер и др., 1998, 1999]. Затемненная область – составы океанических ультрабазитов надсубдукционного типа [Parkinson, Pearce, 1998]. Здесь и далее концентрации элементов нормированы к хондриту (по [Nakamura, 1974]).



Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах

| №п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| Проба | 1134 | 1136д | 1753 | 1753Б | 1133 | 1295 | 14656 | 1170 | 1199в | 1162 | 1252 | 1196д |
| SiO ₂ | 33,18 | 36,36 | 37,55 | 39,47 | 47,31 | 48,91 | 48,71 | 42,24 | 42,00 | 45,20 | 42,56 | 41,74 |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,08 | 0,25 | 0,27 | 0,25 | 0,19 | 0,33 | 0,17 | 0,92 | 0,88 |
| Al ₂ O ₃ | 1,20 | 1,43 | 0,85 | 2,00 | 17,73 | 16,73 | 17,42 | 2,28 | 4,82 | 20,69 | 17,49 | 14,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,32 | 4,70 | 3,33 | 1,75 | 1,00 | 1,67 | 1,01 | 2,95 | 3,40 | 0,19 | 5,06 | 4,84 |
| FeO | 5,39 | 4,80 | 3,02 | 4,39 | 4,16 | 5,80 | 4,26 | 9,63 | 9,76 | 5,81 | 8,60 | 10,82 |
| MnO | 0,20 | 0,15 | 0,12 | 0,09 | 0,09 | 0,11 | 0,10 | 0,22 | 0,22 | 0,11 | 0,15 | 0,19 |
| MgO | 40,64 | 40,39 | 40,08 | 41,45 | 8,82 | 9,43 | 8,75 | 30,80 | 25,53 | 8,89 | 9,20 | 12,94 |
| CaO | 0,48 | 1,07 | 0,92 | 1,49 | 15,14 | 14,60 | 15,37 | 7,64 | 9,23 | 16,67 | 13,08 | 11,57 |
| Na ₂ O | 0,00 | н/о | 0,22 | 0,31 | 1,94 | 1,29 | 1,92 | 0,16 | 0,34 | 0,94 | 1,10 | 0,87 |
| K ₂ O | 0,00 | н/о | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,16 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | н/о | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 |
| ппп | 10,06 | 9,22 | 14,33 | 8,85 | 3,34 | 1,33 | 1,54 | 2,86 | 3,41 | 1,10 | 2,10 | 1,55 |
| Li | 0,69 | 0,56 | 2,0 | 4,81 | 1,45 | 0,00 | | 0,00 | 0,00 | 1,55 | 0,000 | 1,91 |
| Sc | 6,09 | 8,76 | 11,22 | 12,37 | 34,87 | 45,38 | 37,36 | 47,68 | 50,97 | 42,59 | 44,326 | 46,46 |
| V | 33 | 40 | 30 | 35 | 139 | 174 | 172 | 76 | 142 | 101 | 527 | 748 |
| Cr | 2217 | 1648 | 2832 | 2854 | 136 | 796 | 707 | 691 | 682 | 166 | 198 | 90 |
| Co | 104 | 98 | 88 | 95 | 37 | 45 | 34 | 102 | 92 | 45 | 54 | 67 |
| Ni | 892 | 698 | 1834 | 1884 | 64 | 135 | 187 | 309 | 267 | 60 | 49 | 74 |
| Zn | 69,95 | 42,28 | 34,3 | 38,21 | 28,26 | 34,20 | 25,36 | 51,63 | 55,50 | 39,78 | 76,803 | 64,49 |
| Ga | 1,87 | 1,73 | 0,9 | 1,79 | 11,85 | 13,86 | 11,60 | 2,96 | 5,47 | 15,36 | 18,05 | 15,63 |
| Rb | 0,49 | 0,40 | 0,4 | 0,81 | 1,63 | 0,75 | 2,95 | 0,33 | 1,21 | 0,44 | 1,604 | 1,04 |
| Sr | 3,4 | 16,2 | 6,9 | 6,4 | 113,1 | 118,1 | 169,9 | 25,6 | 77,3 | 509,4 | 516,6 | 361,4 |
| Y | 0,50 | 1,44 | 0,34 | 2,61 | 8,34 | 9,54 | 7,71 | 3,37 | 5,42 | 4,34 | 5,740 | 6,98 |
| Zr | 1,86 | 2,75 | 3,79 | 6,94 | 7,06 | 10,24 | 5,57 | 4,05 | 6,32 | 4,88 | 9,695 | 7,80 |
| Nb | 0,09 | 0,05 | 0,02 | 0,32 | 0,21 | 0,13 | 0,16 | 0,08 | 0,33 | 0,01 | 0,204 | 0,58 |
| Mo | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,21 | 0,00 | 0,96 | 1,02 | 0,23 | 0,18 | 0,04 | 0,395 | 0,07 |
| Cs | 0,01 | 0,01 | 0,20 | 0,20 | 0,28 | 0,02 | 0,52 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,039 | 0,02 |
| Ba | 3,71 | 3,78 | 2,58 | 12,33 | 10,44 | 11,12 | 30,01 | 2,43 | 15,76 | 16,39 | 23,329 | 26,90 |
| La | 0,186 | 0,306 | 0,045 | 0,226 | 0,628 | 0,497 | 0,536 | 0,286 | 1,083 | 0,661 | 0,972 | 1,444 |
| Ce | 0,500 | 0,860 | 0,107 | 0,722 | 1,905 | 1,673 | 1,423 | 1,144 | 2,685 | 1,818 | 2,690 | 3,702 |
| Pr | 0,048 | 0,105 | 0,014 | 0,090 | 0,301 | 0,312 | 0,237 | 0,181 | 0,409 | 0,377 | 0,454 | 0,713 |
| Nd | 0,266 | 0,660 | 0,072 | 0,575 | 1,846 | 1,934 | 1,397 | 1,317 | 2,228 | 1,947 | 2,528 | 4,025 |
| Sm | 0,063 | 0,096 | 0,025 | 0,168 | 0,623 | 0,721 | 0,603 | 0,485 | 0,792 | 0,704 | 0,740 | 1,206 |
| Eu | 0,013 | 0,061 | 0,003 | 0,046 | 0,366 | 0,377 | 0,344 | 0,160 | 0,292 | 0,338 | 0,445 | 0,453 |
| Gd | 0,063 | 0,184 | 0,038 | 0,179 | 0,942 | 1,126 | 0,862 | 0,605 | 1,005 | 0,820 | 0,951 | 1,376 |
| Tb | 0,009 | 0,033 | 0,008 | 0,051 | 0,196 | 0,208 | 0,169 | 0,087 | 0,143 | 0,129 | 0,150 | 0,203 |
| Dy | 0,064 | 0,214 | 0,045 | 0,336 | 1,295 | 1,472 | 1,206 | 0,518 | 0,948 | 0,752 | 0,869 | 1,328 |
| Ho | 0,012 | 0,055 | 0,011 | 0,081 | 0,274 | 0,299 | 0,272 | 0,124 | 0,194 | 0,157 | 0,193 | 0,283 |
| Er | 0,047 | 0,130 | 0,031 | 0,258 | 0,777 | 0,859 | 0,738 | 0,292 | 0,480 | 0,426 | 0,511 | 0,768 |
| Tm | 0,007 | 0,023 | 0,003 | 0,025 | 0,110 | 0,131 | 0,106 | 0,035 | 0,061 | 0,054 | 0,074 | 0,092 |
| Yb | 0,049 | 0,150 | 0,045 | 0,189 | 0,715 | 0,781 | 0,686 | 0,184 | 0,388 | 0,335 | 0,446 | 0,602 |
| Lu | 0,015 | 0,020 | 0,009 | 0,034 | 0,112 | 0,123 | 0,098 | 0,027 | 0,052 | 0,038 | 0,075 | 0,079 |
| Hf | 0,040 | 0,088 | 0,077 | 0,128 | 0,226 | 0,312 | 0,225 | 0,168 | 0,251 | 0,164 | 0,352 | 0,349 |
| Ta | 0,086 | 0,067 | 0,117 | 1,898 | 0,041 | 0,064 | 0,013 | 1,469 | 0,661 | 0,162 | 0,296 | 0,114 |
| W | 0,062 | 0,088 | 0,082 | 0,143 | 0,124 | 7,700 | 2,455 | 0,176 | 0,105 | 0,263 | 2,873 | 0,109 |
| Tl | 0,010 | 0,004 | 0,270 | 0,316 | 0,004 | 0,007 | 0,023 | 0,002 | 0,004 | 0,074 | 0,009 | 0,180 |
| Pb | 0,178 | 0,123 | 0,105 | 0,273 | 0,557 | 1,552 | 15,049 | 0,252 | 0,305 | 0,470 | 4,650 | 0,873 |
| Th | 0,045 | 0,035 | 0,013 | 0,036 | 0,069 | 0,024 | 0,109 | 0,024 | 0,109 | 0,010 | 0,066 | 0,093 |
| U | 0,020 | 0,010 | 0,005 | 0,010 | 0,019 | 0,006 | 0,062 | 0,009 | 0,029 | 0,010 | 0,021 | 0,018 |

Примечание. 1-7 – породы офиолитовой ассоциации: 1 – дунит, 2-4 – гарцбургиты, 5 – оливиновое ксенит, 10, 11 – оливиновые габбро, субофитовые, 12-14 – то же, гранобластовые, 15, 16 – габбро-нориты ксеновый габбро-диорит, 19-23 – амфиболовые габбро, 24 – пироксен-плаггиоклазовый скарн. Определение

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Таблица 1

офиолитовой и платиноносной ассоциаций зоны ГУР (Приполярный сектор)

| №п/п | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| проба | 1212 | 1241е | 1187 | 1274 | 896в | 1241 | 897 | 1156а | 1198в | 1202б | 1230 | 1217в |
| SiO ₂ | 47,92 | 41,44 | 48,62 | 49,27 | 49,96 | 54,36 | 48,46 | 46,04 | 40,80 | 39,15 | 40,20 | 50,80 |
| TiO ₂ | 0,36 | 0,30 | 0,78 | 1,11 | 0,41 | 1,79 | 1,25 | 0,82 | 0,54 | 1,15 | 0,86 | 0,99 |
| Al ₂ O ₃ | 19,74 | 24,54 | 18,31 | 16,64 | 19,37 | 16,65 | 17,03 | 19,20 | 30,85 | 16,91 | 22,14 | 21,23 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,99 | 4,30 | 3,58 | 2,99 | 1,79 | 3,84 | 4,55 | 5,65 | 3,02 | 4,44 | 4,78 | 1,80 |
| FeO | 5,07 | 6,35 | 6,83 | 8,44 | 6,08 | 7,03 | 7,88 | 5,90 | 3,95 | 9,52 | 6,00 | 3,27 |
| MnO | 0,13 | 0,10 | 0,21 | 0,21 | 0,14 | 0,26 | 0,17 | 0,22 | 0,06 | 0,22 | 0,13 | 0,11 |
| MgO | 6,62 | 6,83 | 5,79 | 5,69 | 6,90 | 3,00 | 5,63 | 5,81 | 1,82 | 9,32 | 7,42 | 2,70 |
| CaO | 14,44 | 14,11 | 11,66 | 10,63 | 12,60 | 6,92 | 10,00 | 10,59 | 15,37 | 13,52 | 14,78 | 14,26 |
| Na ₂ O | 2,25 | 0,35 | 2,96 | 2,07 | 1,25 | 4,18 | 2,65 | 3,00 | 1,23 | 1,66 | 1,44 | 3,82 |
| K ₂ O | 0,16 | 0,01 | 0,23 | 0,28 | 0,16 | 0,27 | 0,14 | 0,22 | 0,02 | 0,32 | 0,07 | 0,12 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,13 | 0,06 | 0,61 | 0,10 | 0,22 | 0,02 | 0,20 | 0,01 | 0,23 |
| ппп | 1,08 | 0,69 | 0,75 | 0,24 | 0,21 | 0,87 | 0,98 | 2,11 | 1,13 | 3,57 | 1,94 | 0,46 |
| Li | 0,00 | 0,00 | 5,20 | 0,00 | 1,95 | 0,00 | 3,93 | 11,46 | 1,33 | 12,73 | 0,00 | 11,96 |
| Sc | 35,99 | 10,06 | 36,60 | 47,52 | 38,09 | 32,49 | 37,15 | 26,52 | 5,68 | 46,35 | 48,56 | 25,02 |
| V | 237 | 266 | 372 | 428 | 196 | 64 | 617 | 251 | 444 | 516 | 568 | 249 |
| Cr | 215 | 31 | 54 | 145 | 59 | 14 | 29 | 67 | 10 | 68 | 115 | 29 |
| Co | 32 | 57 | 35 | 46 | 38 | 24 | 41 | 32 | 27 | 52 | 50 | 11 |
| Ni | 32 | 45 | 23 | 23 | 32 | 6 | 30 | 20 | 35 | 57 | 38 | 10 |
| Zn | 38,90 | 40,55 | 81,86 | 90,83 | 76,77 | 115,05 | 87,87 | 55,43 | 44,37 | 76,34 | 58,13 | 53,62 |
| Ga | 16,58 | 15,62 | 18,58 | 18,43 | 17,02 | 21,43 | 19,91 | 16,67 | 19,56 | 17,55 | 19,02 | 20,52 |
| Rb | 1,46 | 1,23 | 1,03 | 4,99 | 2,30 | 1,93 | 4,56 | 2,56 | 0,87 | 1,44 | 0,89 | 2,05 |
| Sr | 769,1 | 542,2 | 513,2 | 459,1 | 496,1 | 517,3 | 473,0 | 603,2 | 968,3 | 776,0 | 506,6 | 555,0 |
| Y | 6,42 | 0,95 | 14,23 | 16,31 | 10,86 | 35,99 | 14,92 | 18,12 | 2,02 | 17,22 | 13,71 | 21,98 |
| Zr | 7,81 | 1,71 | 13,43 | 30,08 | 28,02 | 135,34 | 13,96 | 47,04 | 4,48 | 22,01 | 13,19 | 69,96 |
| Nb | 0,15 | 0,07 | 0,41 | 1,72 | 0,61 | 8,32 | 0,78 | 1,37 | 0,18 | 3,01 | 0,82 | 3,71 |
| Mo | 0,10 | 0,31 | 0,11 | 0,29 | 0,00 | 0,99 | 0,02 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,29 | 0,40 |
| Cs | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,17 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,24 |
| Ba | 50,28 | 12,43 | 117,78 | 66,37 | 51,80 | 158,34 | 56,23 | 49,92 | 27,85 | 71,59 | 31,49 | 47,22 |
| La | 0,946 | 0,404 | 3,220 | 4,509 | 4,117 | 15,543 | 3,974 | 6,781 | 1,184 | 6,426 | 0,873 | 9,102 |
| Ce | 2,640 | 0,876 | 8,394 | 13,922 | 10,352 | 48,887 | 11,015 | 17,897 | 2,453 | 16,771 | 4,100 | 28,370 |
| Pr | 0,394 | 0,113 | 1,489 | 2,188 | 1,719 | 7,279 | 1,692 | 3,465 | 0,384 | 3,101 | 0,829 | 4,405 |
| Nd | 2,601 | 0,563 | 7,815 | 11,237 | 8,298 | 36,600 | 9,251 | 16,289 | 1,779 | 14,669 | 5,540 | 21,918 |
| Sm | 0,802 | 0,139 | 2,472 | 2,865 | 2,010 | 8,377 | 2,432 | 3,462 | 0,396 | 4,058 | 2,075 | 4,860 |
| Eu | 0,438 | 0,115 | 1,000 | 1,117 | 0,741 | 2,961 | 1,140 | 1,280 | 0,273 | 1,432 | 0,925 | 1,670 |
| Gd | 0,991 | 0,188 | 2,579 | 2,651 | 1,995 | 7,605 | 2,590 | 3,767 | 0,383 | 4,078 | 2,130 | 4,432 |
| Tb | 0,166 | 0,024 | 0,384 | 0,473 | 0,334 | 1,190 | 0,383 | 0,445 | 0,063 | 0,569 | 0,409 | 0,715 |
| Dy | 1,001 | 0,158 | 2,357 | 2,879 | 1,890 | 6,952 | 2,393 | 2,807 | 0,355 | 3,164 | 2,341 | 4,192 |
| Ho | 0,201 | 0,030 | 0,562 | 0,582 | 0,377 | 1,349 | 0,476 | 0,590 | 0,076 | 0,700 | 0,445 | 0,784 |
| Er | 0,510 | 0,073 | 1,610 | 1,508 | 0,877 | 3,273 | 1,380 | 1,614 | 0,191 | 1,856 | 1,300 | 2,140 |
| Tm | 0,096 | 0,010 | 0,232 | 0,224 | 0,144 | 0,498 | 0,191 | 0,216 | 0,034 | 0,228 | 0,191 | 0,325 |
| Yb | 0,451 | 0,067 | 1,510 | 1,435 | 0,891 | 3,010 | 1,224 | 1,554 | 0,211 | 1,313 | 1,050 | 2,043 |
| Lu | 0,079 | 0,008 | 0,217 | 0,236 | 0,124 | 0,471 | 0,165 | 0,208 | 0,023 | 0,216 | 0,165 | 0,296 |
| Hf | 0,252 | 0,060 | 0,557 | 0,869 | 0,884 | 3,560 | 0,548 | 1,396 | 0,116 | 0,981 | 0,463 | 2,093 |
| Ta | 0,318 | 0,224 | 0,094 | 0,389 | 0,068 | 0,563 | 0,069 | 0,393 | 0,083 | 0,406 | 0,332 | 1,209 |
| W | 0,081 | 0,729 | 0,154 | 0,130 | 0,049 | 3,867 | 14,845 | 0,034 | 0,138 | 0,077 | 0,418 | 0,509 |
| Tl | 0,009 | 0,014 | 0,126 | 0,623 | 1,950 | 0,061 | 0,028 | 0,014 | 1,240 | 0,008 | 0,011 | 0,018 |
| Pb | 0,472 | 18,229 | 1,589 | 1,628 | 1,602 | 6,399 | 9,080 | 1,475 | 1,058 | 0,514 | 0,942 | 1,312 |
| Th | 0,036 | 0,040 | 0,055 | 0,176 | 0,127 | 0,255 | 0,309 | 0,301 | 0,113 | 0,053 | 0,047 | 1,098 |
| U | 0,025 | 0,014 | 0,016 | 0,076 | 0,062 | 0,231 | 0,455 | 0,116 | 0,011 | 0,018 | 0,015 | 1,111 |

габбро, 6, 7 – диопсидовые габбро; 8-24 – породы платиноносной ассоциации: 8 – верлит, 9 – клинопирогранобластового и субофитового типа соответственно, 17 – габбро-норит жильного типа, 18 – двупиропРРЗЭ выполнено методом ICP-MS в ИМГРЭ (аналитик Д.З. Журавлев)

с железистостью и содержанием титана, что свидетельствует о формировании пород с участием фракционирования. Оливиновое габбро (ан. 12) из этой серии базитов с наиболее высоким содержанием РЗЭ (и без Eu аномалии), по-видимому, соответствует или близко к «исходному» расплаву серии. Необычно низкие для пород платиноносной ассоциации содержания РЗЭ и линейный (отрицательный) тренд распределения РЗЭ, осложненный положительной Eu аномалией, устанавливаются только для оливин-амфиболовых габбро троктолитового типа (ан. 14, рис. 4А), являющегося, скорее всего, кумулятивным образованием.

Тагило-кытлымский комплекс

Габбро-нориты (двупироксеновые габбро) лабрадорского типа в сравнении с оливиновыми габбро характеризуются повышенным уровнем концентраций РЗЭ и сглаженностью линий нормированных содержаний, при сохранении подобия трендов распределения (рис. 4Б, табл. 1). Для них также отмечается относительный дефицит концентраций тяжелых лантаноидов, при сопоставимой степени

фракционирования РЗЭ ($La_n/Yb_n = 1,4-2,1$) и положительная слабовыраженная Eu аномалия. Офитовые и гранобластовые разновидности двупироксеновых габбро (ан. 15, 16) подобно оливиновым габбро не обнаруживают существенных различий в составе РЗЭ. Битовнитовые мелкозернистые разновидности жильного типа (ан. 17) несколько обеднены средними и тяжелыми лантаноидами, демонстрируя более крутой ($La_n/Yb_n = 3,1$) наклон тренда. Двупироксеновые андезиновые диориты краевой части Хорасюрского массива, в сравнении с лабрадоровыми габбро-норитами, имеют наиболее высокие содержания РЗЭ (ан. 18, рис. 4Б). Сопряженное увеличение содержаний РЗЭ, железистости и

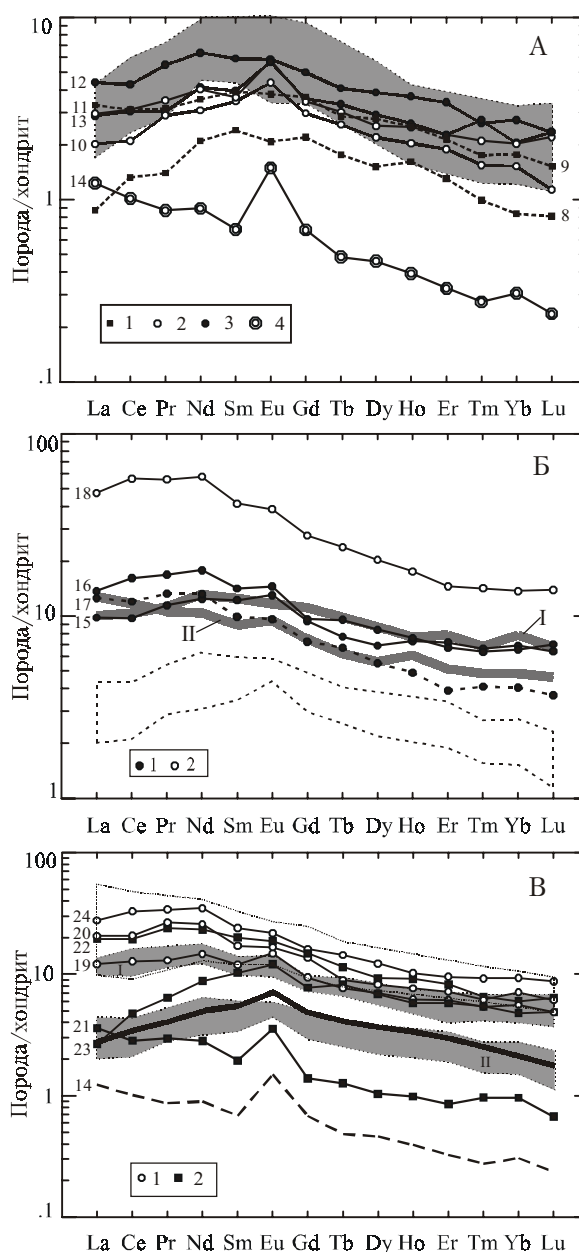


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в породах платиноносной ассоциации Приполярного Урала.

А – в ультрабазитах и габбро (качканарский комплекс): 1 – верлиты и оливиновые клинопироксениты; 2 – оливиновые габбро субофитовые; 3 – то же, гранобластовые; 4 – троктолит. Затененная область – составы клинопироксенитов Нижнетагильского зонального комплекса [Шмелев и др., 1997].

Б – в габбро-норитах (тагилокытлымский комплекс): 1 – габбро-нориты; 2 – двупироксеновый габбро-диорит. Пунктирная линия – жильный субофитовый габбро-норит. Римскими цифрами на диаграмме: (I) – состав габбро-норитов Кытлымского массива по [Ферштатер и др., 1998], (II) – усредненный состав габбро-норитов кытлымского и кумбинского массивов (по [Ефимов, Потапова, 2002]). Оконтуренная область – составы оливиновых габбро.

В – в амфиболовых габбро: 1 – лабрадорский тип; 2 – битовнит-анортитовый тип габбро. Римскими цифрами обозначены области составов габбро-норитов (I) и оливиновых габбро (II). Утолщенной линией показан состав «серебрянских» анортитовых амфиболовых габбро Кытлымского массива [Ферштатер и др., 1998]. Пунктирная область – составы габбро в зональных комплексах Юго-Восточной Аляски [Himmelberg, Loney, 1995].

лейкократовости, при снижении основности плагиоклаза в диоритах, определенно указывает на взаимосвязь их формирования с магматической дифференциацией, а не гранитизацией, как предполагалось ранее [Шмелев, 1994].

Амфиболовые (амфибол-клинопироксеновые) габбро

Выделенные в составе данной группы пород разновидности характеризуются рядом отличительных особенностей (рис. 4В).

Лабрадоровые амфиболовые габбро имеют наиболее высокие (5-30 хондритовых единиц) содержания РЗЭ с отчетливым преобладанием в их составе легких ($La_n/Yb_n = 2,2-3,3$) лантаноидов. Массивные крупнозернистые габбро (ан. 19), имеют практически аналогичный габбро-норитам тренд и уровень концентраций, а жильные мелкозернистые разновидности и скарны (ан. 20, 24) демонстрируют подобные тренды, но с несколько более высокими содержаниями РЗЭ. В целом, эти особенности состава позволяют рассматривать лабрадоровые амфиболовые габбро в качестве геохимически родственных габбро-норитам образований.

Битовнит-анортитовые габбро характеризуются иными вариациями состава РЗЭ. В часто встречающихся крупнозернистых разновидностях (ан. 23) устанавливается «взгорбленный» тип распределения с низким $La/Yb (< 1)$ отношением, что сближает их с петротипическими «серебрянскими» амфиболовыми габбро Кытлымского массива (рис. 4В). В сходных по минеральному составу и структуре лейкократовых габброидах (ан. 21) устанавливается необычное линейное распределение РЗЭ ($La_n/Yb_n = 3,8$) с четкой положительной Eu аномалией, которое фактически «дублирует» тренд в троктолитовых (ан. 14) габбро. На диаграмме составы этих пород аппроксимируются областью оливиновых габбро. Таким образом, анортитовые амфиболовые габбро следует фактически рассматривать как водные эквиваленты оливиновых габбро. Предполагаемое их формирование в процессе неизохимического водного метаморфизма габбро-норитов [Ефимов, Потапова, 2002] представляется маловероятным. Геохимическим «исключением» в анортитовом типе являются жилы мелкозернистых пород в верлитах, которые по химизму соответствуют оливиновым габбро, а по содержанию и характеру распределения РЗЭ идентичны лабрадоровым амфиболовым габбро

(ан. 22, рис. 4В). Подобному несоответствию трудно дать однозначное объяснение; возможно, эти породы представляют результат химического массообмена при взаимодействии двух контрастных фаз.

Гранитоиды зоны ГУР, варьирующие по составу от диоритов до плагиогранитов относятся преимущественно к малокалийному ($< 1\% K_2O$) типу с относительно невысоким (< 400 г/т) содержанием стронция; с увеличением кремнекислотности в них наблюдается снижение содержаний Co, Sc и возрастание Zr, Y (рис. 2, табл. 2). Среди данной группы пород низкостронциевые разновидности офиолитового типа, отличаются (особенно в плагиогранитах) пониженными содержаниями U, Th, Nb, Zr и Y, в то время как для коллизионных гранитоидов устанавливается обратная тенденция (рис. 2, табл. 2). Для гранитоидов ауэрбаховского комплекса характерны более высокие содержания стронция (> 400 г/т), ниобия и рубидия. Специфические гранитоиды, известные в ряде массивов Платиноносного пояса под названием плагиоклазит-плагиогранитной серии [Ферштатер и др., 1999] среди пород района не установлены. Гранитоиды разных комплексов характеризуются достаточно четкими различиями по составу редкоземельных элементов (рис. 5).

Гранитоиды *верхнетагильского* комплекса имеют характерное распределение с профицитом легких лантаноидов ($La_n/Yb_n = 1,4-2,0$) и отрицательным наклоном трендов, при существовании выраженной отрицательной Eu аномалии во всех образцах (рис. 5А, табл. 2). В целом, породы комплекса сопоставимы со своим петротипом, описанным в Тагильском массиве на Среднем Урале [Ферштатер и др., 1998] и соответствуют по характеристикам островодужным образованиям. Установленное возрастание содержаний РЗЭ от диоритов к плагиогранитам, при наличии постоянной Eu аномалии свидетельствует, что в формировании пород комплекса отчетливую роль играли процессы кристаллизационной дифференциации. Согласно литературным данным, гранитоиды данного типа комагматичны верхнесилурийским вулканитам Тагильской вулканогенной мегазоны [Ферштатер и др., 1998; Язева, Бочкарев, 2003, и др.]. Породы, относимые нами к *коллизионному* комплексу на уровне плагиогранодиоритов (ан. 30) сходны с образованиями верхнетагильского комплекса,

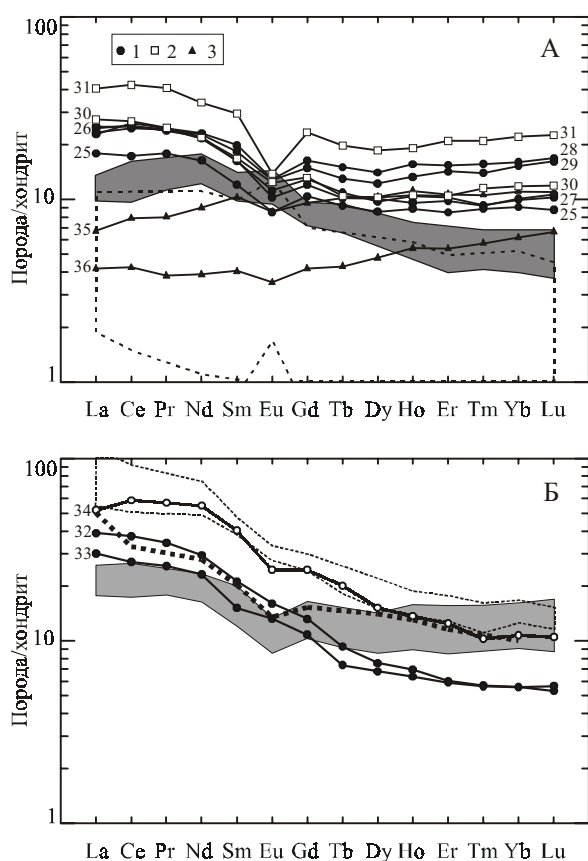


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах зоны ГУР на Приполярном Урале.

А – низкостронциевые плагиигранитоиды: 1 – верхнетагильский комплекс; 2 – коллизионные гранитоиды; 3 – офиолитовые гранитоиды р. Щекурья. Залитая область – составы габбро-норитов. Пунктирная область – высокостронциевые анатектические плагиигранитоиды Черноисточинского массива [Ферштатер и др., 1999].

Б – высокостронциевые гранитоиды (ауэрбаховский комплекс): Анализы 32, 33 – диориты, 34 – кварцевый монцодиорит. Жирный пунктир – сиенит Ауэрбаховского массива [Бочкарев, Язева, 2000]. Пунктирная область – субщелочные вулканы района. Залитая область – породы верхнетагильского комплекса.

однако, плагииграниты (ан. 31, рис. 5А) демонстрируют более высокий (в 1,5 раза) уровень концентраций РЗЭ и значительную Eu аномалию. Низкостронциевые гранитоиды *офиолитового* комплекса, в сравнении с вышеуказанными, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ и имеют положительный тренд распределения ($La_n/Yb_n < 1$), при наличии небольшой отрицательной Eu аномалии (ан. 35, 36, рис. 5А). По типу распределения РЗЭ эти породы сопоставимы с гранитоидами офиолитов, которые присутствуют в обрамлении платиноносных массивов [Ферштатер и др., 2000].

Гранитоиды *ауэрбаховского* комплекса резко отличаются от вышерассмотренных крутым трендом распределения РЗЭ ($La_n/Yb_n = 4,9-6,9$), при незначительной или отсутствующей Eu аномалии; содержание РЗЭ в породах обнаруживает положительную корреляцию с содержанием калия (рис. 5Б). Гранитоиды данного типа отвечают по составу магматитам известково-щелочных серий зрелых островных дуг и окраинно-континентальных поясов, представителем которых является Ауэрбаховский массив на Среднем Урале [Бочкарев, Язева, 2000]. Сопоставимость составов и подобие трендов распределения РЗЭ гранитоидов с

известково-щелочными вулканидами района (рис. 5Б), свидетельствует о их вероятной комагматичности.

Базальтоиды отчетливо выделяются по своим геохимическим особенностям на фоне пород рассмотренных комплексов (рис. 2, 6, 7, табл. 3).

Базальтоиды, слагающие дайкообразные тела в ультрабазитах офиолитовой ассоциации, относятся к фации высокотитанистых (1,5-2,8 мас. % TiO_2) ферробазальтов. Среди них выделяются калиевые ($K_2O > 6\%$, $Na_2O < 1\%$), калинатровые ($K_2O = 4-5,5\%$, $Na_2O = 2-3\%$) и безщелочные разновидности с невысоким содержанием стронция (табл. 3, рис. 2). Часть базальтоидов с низким содержанием кремнезема (30-40 мас. %) формально может быть отнесена к группе ультраосновных пород. По составу РЗЭ породы обнаруживают явное сходство с океаническими базальтами N-MORB типа (табл. 3, рис. 6). Положительная корреляция уровня концентраций редких земель с содержанием TiO_2 в породах, свидетельствует об их принадлежности к производным единой магматической серии. Важно отметить, что, не смотря на различную степень преобразований пород и вариации щелочей, изменения в основном происходят на уровне петрогенных элементов, при практически стабильном составе РЗЭ. По характеру распределения РЗЭ базальтоиды (с которыми связаны находки алмазов) однозначно отличаются от пикритов, лампроитов

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Таблица 2

Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в
разноформационных гранитоидах зоны ГУР (Приполярный сегмент)

| №п/п | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| проба | 1316 | 1166 | 12636 | 1261 | 1265 | 1286 | 1315 | 1259 | 1304 | 1249 | 627a | 1430 |
| SiO ₂ | 59,47 | 62,09 | 68,69 | 74,70 | 73,59 | 68,69 | 75,71 | 53,90 | 61,78 | 56,97 | 72,74 | 63,90 |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,50 | 0,51 | 0,35 | 0,38 | 0,50 | 0,27 | 1,40 | 0,51 | 0,61 | 0,26 | 0,24 |
| Al ₂ O ₃ | 15,10 | 15,54 | 13,52 | 12,92 | 13,94 | 14,86 | 12,25 | 17,75 | 16,73 | 15,89 | 13,94 | 15,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,48 | 2,35 | 2,28 | 0,96 | 1,16 | 1,87 | 0,48 | 2,02 | 1,97 | 1,91 | 0,79 | 1,54 |
| FeO | 5,06 | 3,24 | 3,80 | 2,35 | 2,14 | 3,18 | 1,93 | 6,22 | 4,42 | 6,56 | 1,58 | 4,56 |
| MnO | 0,12 | 0,10 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,07 | 0,02 | 0,13 | 0,11 | 0,84 | 0,01 | 0,09 |
| MgO | 4,42 | 3,43 | 2,67 | 0,49 | 0,77 | 1,54 | 0,88 | 4,42 | 2,32 | 3,50 | 0,51 | 2,33 |
| CaO | 6,47 | 4,73 | 2,54 | 2,67 | 2,54 | 3,11 | 1,68 | 7,00 | 6,08 | 6,77 | 3,82 | 4,86 |
| Na ₂ O | 3,65 | 4,71 | 4,00 | 4,54 | 4,63 | 3,97 | 5,00 | 3,47 | 3,55 | 3,24 | 4,37 | 2,98 |
| K ₂ O | 0,44 | 0,83 | 1,04 | 0,18 | 0,33 | 0,93 | 0,33 | 1,01 | 0,90 | 1,51 | 0,23 | 0,81 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,06 | 0,10 | 0,06 | 0,07 | 0,09 | 0,05 | 0,22 | 0,19 | 0,18 | 0,01 | 0,01 |
| ппп | 3,02 | 2,18 | 1,05 | 0,41 | 0,53 | 0,85 | 0,73 | 2,28 | 1,52 | 0,89 | 0,17 | 2,16 |
| Li | 0,00 | 0,00 | 4,44 | 2,01 | 1,61 | 0,00 | 0,00 | 11,33 | 12,97 | 8,47 | | |
| Sc | 28,95 | 22,88 | 14,29 | 9,55 | 9,98 | 11,12 | 6,21 | 20,66 | 10,67 | 24,92 | 11,39 | 17,84 |
| V | 173 | 181 | 102 | 27 | 38 | 63 | 23 | 255 | 92 | 219 | 21 | 131 |
| Cr | 170 | 139 | 104 | 5 | 94 | 110 | 102 | 165 | 102 | 59 | 64 | 65 |
| Co | 22 | 15 | 10 | 3 | 5 | 8 | 7 | 26 | 13 | 22 | 4 | 16 |
| Ni | 20 | 12 | 18 | 3 | 11 | 14 | 13 | 50 | 16 | 22 | 10 | 26 |
| Zn | 26,80 | 32,94 | 38,76 | 15,48 | 19,30 | 42,18 | 13,63 | 74,61 | 59,35 | 73,34 | 11,27 | 48,22 |
| Ga | 14,63 | 14,88 | 13,69 | 13,66 | 14,49 | 15,31 | 14,25 | 20,02 | 19,40 | 20,77 | 11,65 | 11,56 |
| Rb | 5,61 | 11,96 | 13,44 | 3,19 | 4,69 | 17,16 | 2,94 | 17,07 | 13,19 | 28,10 | 2,76 | 14,95 |
| Sr | 256,5 | 318,5 | 269,6 | 263,4 | 339,1 | 178,8 | 152,1 | 501,9 | 516,8 | 476,2 | 171,0 | 163,4 |
| Y | 19,67 | 21,77 | 22,46 | 32,90 | 29,15 | 25,34 | 46,92 | 15,18 | 15,43 | 27,86 | 24,97 | 12,16 |
| Zr | 58,04 | 84,73 | 109,76 | 115,64 | 114,72 | 129,04 | 181,55 | 100,66 | 104,78 | 63,70 | 9,28 | 37,13 |
| Nb | 1,13 | 1,23 | 1,63 | 1,78 | 1,43 | 1,72 | 3,48 | 8,18 | 5,59 | 5,93 | 0,72 | 0,64 |
| Mo | 0,45 | 0,29 | 1,19 | 0,11 | 0,56 | 1,27 | 0,94 | 0,62 | 0,79 | 0,89 | 0,96 | 1,12 |
| Cs | 0,10 | 0,28 | 0,16 | 0,09 | 0,12 | 0,26 | 0,03 | 0,33 | 0,15 | 0,62 | 0,10 | 0,18 |
| Ba | 49,99 | 96,14 | 111,82 | 53,99 | 49,58 | 188,28 | 107,83 | 142,19 | 140,73 | 174,92 | 31,47 | 90,07 |
| La | 5,877 | 8,273 | 8,042 | 7,504 | 7,638 | 9,065 | 13,384 | 12,789 | 9,894 | 17,123 | 2,207 | 1,373 |
| Ce | 14,964 | 21,595 | 21,983 | 22,624 | 21,255 | 23,290 | 36,723 | 32,449 | 23,368 | 50,865 | 6,811 | 3,681 |
| Pr | 2,316 | 3,159 | 3,090 | 3,179 | 3,132 | 3,218 | 5,309 | 4,477 | 3,345 | 7,435 | 1,043 | 0,497 |
| Nd | 10,307 | 13,600 | 13,903 | 14,534 | 14,346 | 13,754 | 21,451 | 18,578 | 14,568 | 34,659 | 5,663 | 2,444 |
| Sm | 2,441 | 3,319 | 3,288 | 4,018 | 3,714 | 3,426 | 6,023 | 4,284 | 3,078 | 8,191 | 2,085 | 0,823 |
| Eu | 0,657 | 0,792 | 0,861 | 0,996 | 0,979 | 0,955 | 1,071 | 1,232 | 1,019 | 1,891 | 0,657 | 0,271 |
| Gd | 2,868 | 3,315 | 3,556 | 4,504 | 4,105 | 3,661 | 6,430 | 3,629 | 2,983 | 6,759 | 2,641 | 1,155 |
| Tb | 0,460 | 0,506 | 0,543 | 0,748 | 0,647 | 0,519 | 0,983 | 0,463 | 0,366 | 1,000 | 0,504 | 0,214 |
| Dy | 2,940 | 3,460 | 3,338 | 4,825 | 4,195 | 3,539 | 6,374 | 2,589 | 2,328 | 5,211 | 3,535 | 1,640 |
| Ho | 0,686 | 0,737 | 0,798 | 1,201 | 1,025 | 0,814 | 1,478 | 0,534 | 0,489 | 1,051 | 0,859 | 0,416 |
| Er | 1,911 | 2,199 | 2,313 | 3,472 | 3,195 | 2,358 | 4,715 | 1,359 | 1,330 | 2,803 | 2,396 | 1,205 |
| Tm | 0,313 | 0,325 | 0,326 | 0,550 | 0,492 | 0,407 | 0,737 | 0,200 | 0,198 | 0,361 | 0,370 | 0,203 |
| Yb | 1,996 | 2,223 | 2,193 | 3,526 | 3,359 | 2,606 | 4,874 | 1,230 | 1,222 | 2,354 | 2,428 | 1,361 |
| Lu | 0,297 | 0,362 | 0,349 | 0,568 | 0,547 | 0,404 | 0,765 | 0,180 | 0,191 | 0,356 | 0,371 | 0,224 |
| Hf | 2,166 | 2,926 | 3,298 | 3,711 | 3,584 | 4,062 | 5,669 | 2,793 | 2,901 | 2,369 | 0,388 | 1,089 |
| Ta | 0,161 | 0,202 | 0,187 | 0,248 | 0,377 | 0,897 | 0,597 | 0,960 | 0,935 | 0,453 | 0,043 | 0,055 |
| W | 0,207 | 0,214 | 6,701 | 0,184 | 5,218 | 6,096 | 7,379 | 4,026 | 7,012 | 0,212 | 2,108 | 6,428 |
| Tl | 0,012 | 0,025 | 0,043 | 0,094 | 0,024 | 0,041 | 0,009 | 0,058 | 0,054 | 0,247 | 0,019 | 0,052 |
| Pb | 1,416 | 1,630 | 7,993 | 1,081 | 2,072 | 2,951 | 2,415 | 4,848 | 4,623 | 4,981 | 4,713 | 5,224 |
| Bi | 0,045 | 0,008 | 0,077 | 0,012 | 0,019 | 0,002 | 0,021 | 0,026 | 0,008 | 0,085 | 0,012 | 0,011 |
| Th | 0,995 | 1,461 | 1,298 | 1,502 | 1,166 | 1,942 | 2,782 | 0,976 | 0,903 | 2,606 | 0,170 | 0,321 |
| U | 0,308 | 0,487 | 0,428 | 0,445 | 0,396 | 0,421 | 0,879 | 0,428 | 0,347 | 1,112 | 0,083 | 0,202 |

Примечание. 25-29 – гранитоиды верхнетагильского комплекса: 25- кварцевый диорит, 26, 27 – плагиогранодиориты, 28, 29 – плагиограниты; 30, 31 – плагиогранодиорит и плагиогранит коллизионного комплекса; 32-34 – гранитоиды ауэрбаховского комплекса: 32 – диорит, 33 – кварцевый диорит, 34 – кварцевый монцодиорит; 35, 36 – плагиогранит и плагиогранодиорит офиолитового комплекса.

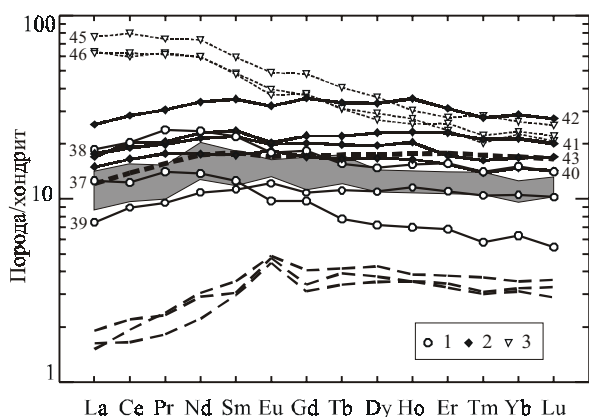


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в базальтоидах из дайковых комплексов.

1 – диабазы в габброидах офиолитовой ассоциации; 2 – metabазальтоиды в ультрабазитах салатимского комплекса; 3 – долеритовые дайки в породах платиноносной ассоциации и вулканитах. Жирный пунктир – базальт N-MORB типа. Залитая область – составы metabазальтов геологического окружения Нижнетагильского массива [Шмелев и др., 1997]. В нижней части диаграммы пунктиром показаны составы офиолитовых габбро.

и кимберлитов алмазоносных провинций, для которых характерно значительное обогащение легкими лантаноидами.

Диабазы дайкового комплекса, секущие габброиды офиолитовой ассоциации также относятся к низкостронциевому типу, но отличаются еще более низкими содержаниями Ti, Zr, Nb, Y (рис. 2, табл. 3). В сравнении с «сертыньинскими» базальтоидами они относительно беднее РЗЭ и демонстрируют тренды распределения не только MORB, но и островодужного типа с отрицательным ($La_n/Yb_n = 1,2-1,9$) наклоном (рис. 6). В целом, такие особенности состава сближают их с metabазальтами геологического окружения Нижнетагильского платиноносного массива, формировавшихся в надсубдукционной обстановке окраинно-морского типа [Шмелев и др., 1999]. Геохимическое отличие диабазов от родственных (?) им офиолитовых габброидов (рис. 6), объяснимо, если исходить из кумулятивной природы последних.

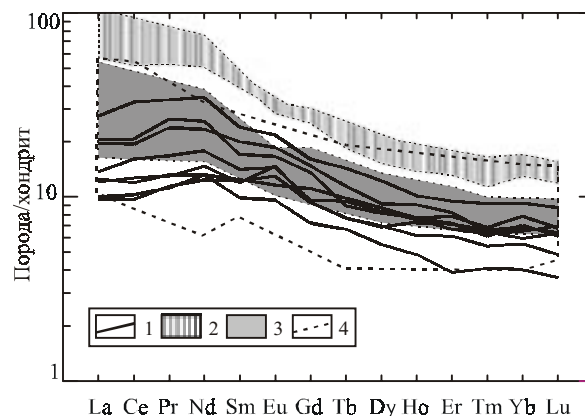
Долериты (D_3-C_1), секущие вулканиты, габброиды Хорасюрского массива и плагиогранитоиды имеют очень выдержанный со-

став, не смотря на различие в занимаемой геологической позиции. Для них присущи высокие содержания стронция (> 450 г/т), титана, циркония, ниобия и иттрия (рис. 2, табл. 3), в сравнении с остальными базальтоидами. В составе РЗЭ отчетливо преобладают концентрации легких и средних лантаноидов, и устанавливается заметно более крутой наклон трендов распределения ($La_n/Yb_n = 2,7-2,9$) (рис. 6). Подобные по составу базальтоиды, включая излившиеся фации, на Урале обычно относятся к траппоидной формации позднефаменско-раннекарбонического возраста [Каретин, 2000].

Вулканиты трахибазальт-трахитового ряда в составе сосвинской и лопсийской толщ имеют обычные для таких дифференцированных серий вариации состава с возрастанием в кислых разновидностях содержания циркония и ниобия (рис. 2, табл. 3). Для них устанавливается высокое содержание РЗЭ, с отчетливым преобладанием в составе легких лантаноидов, и более крутой, чем в долеритах тренд распределения (рис. 5Б, 7, табл. 3). Уровень концентраций РЗЭ и тип распределения

Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в габброидах платиноносной ассоциации и базальтоидах Тагильской палеоостроводужной системы.

1 – габбро-нориты и амфиболовые габбро; 2 – субщелочные базальтоиды района; 3 – базальтоиды из сверхглубокой скважины СГ-4 и околоскважинного пространства [Каретин, Иванов, 2001]; 4 – то же, (по данным [Гурбанов и др., 1999]).



МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Таблица 3

Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов
в базальтоидах и вулканитах зоны ГУР (Приполярный сегмент)

| №п/п | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Проба | 1319 | 13296 | 1465а | 1754/2 | 1753Г2 | 1754Б | 1758 | 11566 | 1266в | 70а | 68 | 706 |
| SiO ₂ | 47,95 | 49,60 | 50,75 | 39,13 | 44,05 | 30,01 | 34,24 | 48,51 | 49,59 | 48,40 | 61,60 | 49,77 |
| TiO ₂ | 0,72 | 1,56 | 0,78 | 1,43 | 2,11 | 2,77 | 1,72 | 3,43 | 2,87 | 3,28 | 1,08 | 1,62 |
| Al ₂ O ₃ | 15,30 | 15,80 | 15,53 | 13,57 | 12,16 | 10,34 | 11,04 | 14,41 | 13,27 | 14,24 | 17,35 | 14,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,78 | 1,32 | 1,89 | 1,44 | 3,33 | 10,99 | 5,66 | 4,41 | 4,87 | 7,14 | 2,57 | 5,93 |
| FeO | 7,96 | 7,67 | 6,94 | 12,57 | 14,66 | 12,13 | 11,10 | 8,12 | 7,18 | 6,15 | 1,58 | 6,35 |
| MnO | 0,16 | 0,19 | 0,15 | 0,20 | 0,21 | 0,29 | 0,23 | 0,23 | 0,20 | 0,24 | 0,20 | 0,28 |
| MgO | 7,94 | 9,52 | 6,59 | 8,50 | 5,63 | 10,42 | 11,27 | 4,66 | 4,96 | 4,75 | 1,15 | 4,04 |
| CaO | 11,08 | 7,02 | 12,47 | 12,57 | 7,82 | 16,56 | 17,05 | 8,37 | 8,20 | 8,16 | 2,46 | 7,68 |
| Na ₂ O | 2,20 | 3,20 | 2,95 | 0,32 | 2,00 | 0,33 | 0,40 | 3,89 | 3,48 | 3,98 | 7,04 | 4,31 |
| K ₂ O | 0,09 | 0,51 | 0,21 | 6,39 | 5,52 | 0,05 | 0,02 | 1,04 | 0,99 | 0,14 | 2,87 | 1,80 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,18 | 0,07 | 0,04 | 0,20 | 0,02 | 0,01 | 0,69 | 1,47 | 0,55 | 0,38 | 1,35 |
| ппп | 1,20 | 3,52 | 0,76 | 3,41 | 3,05 | 6,54 | 6,32 | 2,03 | 1,68 | 1,76 | 1,49 | 2,44 |
| Li | 0,00 | 0,00 | | 431,9 | 606,1 | 47,6 | 63,0 | 12,39 | 17,60 | 25,80 | 0,00 | 21,47 |
| Sc | 27,43 | 27,70 | 41,106 | 48,05 | 43,58 | 65,27 | 63,24 | 31,74 | 31,33 | 36,31 | 8,91 | 28,09 |
| V | 236 | 203 | 297 | 359 | 427 | 593 | 389 | 265 | 238 | 336 | 78 | 392 |
| Cr | 529 | 552 | 165 | 213 | 135 | 150 | 411 | 46 | 141 | 113 | 76 | 66 |
| Co | 44 | 36 | 46 | 51 | 46 | 70 | 61 | 28 | 27 | 33 | 7 | 28 |
| Ni | 100 | 156 | 93 | 78 | 55 | 93 | 143 | 12 | 41 | 16 | 4 | 11 |
| Zn | 55,09 | 79,84 | 38,532 | 101,4 | 113,0 | 152,0 | 113,9 | 110,51 | 115,75 | 122,62 | 128,10 | 131,21 |
| Ga | 13,99 | 15,34 | 15,211 | 7,8 | 8,9 | 5,1 | 4,6 | 21,69 | 21,98 | 21,47 | 21,85 | 19,04 |
| Rb | 1,76 | 7,24 | 2,545 | 140,9 | 60,4 | 0,7 | 0,6 | 14,96 | 15,45 | 21,39 | 32,45 | 24,46 |
| Sr | 246,4 | 204,7 | 182,4 | 88,2 | 212,3 | 36,0 | 146,8 | 345,1 | 322,6 | 428,3 | 66,7 | 459,5 |
| Y | 15,47 | 31,50 | 24,612 | 36,7 | 48,7 | 67,0 | 40,1 | 57,39 | 69,23 | 55,64 | 42,02 | 37,45 |
| Zr | 32,19 | 158,88 | 16,756 | 83,8 | 119,3 | 62,3 | 85,9 | 315,51 | 282,66 | 298,84 | 148,11 | 78,78 |
| Nb | 0,58 | 2,34 | 1,079 | 1,1 | 4,3 | 3,5 | 4,2 | 8,26 | 8,86 | 9,38 | 8,63 | 3,95 |
| Mo | 0,23 | 0,96 | 0,946 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 1,09 | 0,84 | 1,33 | 1,11 | 0,44 |
| Cs | 0,02 | 0,18 | 0,155 | 35,2 | 42,0 | 0,3 | 0,2 | 0,18 | 0,27 | 0,20 | 0,02 | 0,05 |
| Ba | 35,46 | 78,55 | 31,66 | 396,23 | 137,13 | 7,35 | 7,96 | 232,55 | 215,49 | 215,55 | 211,39 | 409,00 |
| La | 4,126 | 6,110 | 2,447 | 4,722 | 5,453 | 7,858 | 5,391 | 20,342 | 24,407 | 19,831 | 37,212 | 21,278 |
| Ce | 10,594 | 17,537 | 7,747 | 13,695 | 17,125 | 23,146 | 15,294 | 50,176 | 67,063 | 52,324 | 78,621 | 49,672 |
| Pr | 1,826 | 3,092 | 1,234 | 2,205 | 2,598 | 3,734 | 2,387 | 7,955 | 9,403 | 7,713 | 10,719 | 7,615 |
| Nd | 8,661 | 14,755 | 6,821 | 10,636 | 14,054 | 19,949 | 12,518 | 36,565 | 45,155 | 36,423 | 46,733 | 36,479 |
| Sm | 2,547 | 4,441 | 2,284 | 3,383 | 4,663 | 6,666 | 4,132 | 9,624 | 11,673 | 9,421 | 9,624 | 8,870 |
| Eu | 0,752 | 1,378 | 0,937 | 1,357 | 1,523 | 2,322 | 1,417 | 2,978 | 3,648 | 2,741 | 2,435 | 2,433 |
| Gd | 2,674 | 5,033 | 2,983 | 4,492 | 5,951 | 9,202 | 5,149 | 9,915 | 12,830 | 10,020 | 8,197 | 8,035 |
| Tb | 0,387 | 0,774 | 0,554 | 0,791 | 1,071 | 1,570 | 0,914 | 1,512 | 1,955 | 1,497 | 1,247 | 1,164 |
| Dy | 2,463 | 5,062 | 3,745 | 5,503 | 7,673 | 10,708 | 6,222 | 9,796 | 11,948 | 8,957 | 7,448 | 7,005 |
| Ho | 0,537 | 1,187 | 0,888 | 1,216 | 1,746 | 2,551 | 1,452 | 2,056 | 2,268 | 1,909 | 1,394 | 1,333 |
| Er | 1,533 | 3,510 | 2,472 | 3,353 | 5,054 | 6,584 | 3,586 | 5,166 | 6,052 | 5,637 | 3,784 | 3,545 |
| Tm | 0,204 | 0,493 | 0,368 | 0,470 | 0,727 | 0,916 | 0,528 | 0,692 | 0,972 | 0,757 | 0,524 | 0,517 |
| Yb | 1,386 | 3,300 | 2,310 | 3,113 | 4,577 | 5,950 | 3,420 | 4,848 | 5,630 | 4,962 | 3,530 | 3,158 |
| Lu | 0,184 | 0,475 | 0,347 | 0,463 | 0,665 | 0,873 | 0,533 | 0,684 | 0,828 | 0,724 | 0,508 | 0,452 |
| Hf | 1,084 | 4,020 | 0,855 | 2,389 | 3,444 | 2,835 | 2,409 | 7,058 | 6,509 | 7,126 | 5,319 | 2,627 |
| Ta | 0,234 | 0,278 | 0,071 | 0,039 | 0,239 | 0,164 | 0,261 | 0,673 | 1,180 | 0,559 | 0,546 | 0,356 |
| W | 0,158 | 0,960 | 0,824 | 0,049 | 0,135 | 0,099 | 0,119 | 0,269 | 0,157 | 0,518 | 0,743 | 0,425 |
| Tl | 0,030 | 0,023 | 0,025 | 0,873 | 0,833 | 0,220 | 0,400 | 0,094 | 0,104 | 0,086 | 0,169 | 0,081 |
| Pb | 1,076 | 1,671 | 10,416 | 0,290 | 0,294 | 0,184 | 0,174 | 4,978 | 6,055 | 5,558 | 8,851 | 6,809 |
| Bi | 0,009 | 0,009 | 0,070 | 0,015 | 0,014 | 0,016 | 0,013 | 0,018 | 0,051 | 0,022 | 0,030 | 0,059 |
| Th | 0,525 | 0,324 | 0,258 | 0,280 | 0,346 | 0,432 | 0,294 | 2,668 | 2,663 | 2,583 | 5,483 | 1,879 |
| U | 0,127 | 0,101 | 0,100 | 0,108 | 0,102 | 0,190 | 0,096 | 0,758 | 0,837 | 0,782 | 2,162 | 0,736 |

Примечание. 37-39 – диабазы дайкового комплекса в офиолитовых габбро; 40-43 – metabазальтоиды дайкового (?) комплекса в ультрабазитах; 44-46 – дайки долеритов (эссексит-диабазов) в платиноносных габбро, гранитоидах и вулканитах соответственно; 47, 48 – трахит и трахибазальт вулканогенно-осадочного комплекса.

в вулканитах доказывает их принадлежность к островодужным субщелочным магматитам Тагильской мегазоны, которые нередко относятся к образованиям окраинно-континентальных поясов [Бочкарев, Язева, 2000].

Обсуждение

Проведенное геохимическое изучение существенно дополняет ранее полученную геологическую и структурно-петрологическую информацию о магматических комплексах зоны ГУР на Приполярном Урале [Пучков и др., 1986; Шмелев, 1994]. Полученные данные позволяют уточнить существующие представления о геодинамической обстановке и петрогенетическом аспекте формирования магматических комплексов шовных зон.

Геодинамическая природа базит-гипербазитовых комплексов

В последнее время в литературе все чаще стали появляться геологические и геохимические данные, свидетельствующие, что многие из офиолитовых комплексов (подобные Войкарскому и др.) зоны ГУР в большинстве своем не являются собственно океаническими (СОХ-типа) образованиями, как предполагалось ранее [Тектоника, 1977, и др.]. Согласно этим данным, габбро и базальтоиды (включая комплекс параллельных диабазовых даек) обладают чертами офиолитов надсубдукционного типа, которые образуются в обстановке вторичного спрединга в краевых (задуговых и др.) бассейнах [Петров, Пучков, 1994; Шмелев, 1994; Иванов, Шмелев, 1996; Saveliev et al., 1999, и др.]. Априори это распространялось и на ассоциирующие с ними альпинотипные ультрабазиты, хотя до последнего времени по причине отсутствия прецизионных геохимических данных, однозначно определить их природу не представлялось возможным.

На Приполярном Урале гарцбургиты салатимского комплекса, маркирующие зону ГУР, отличаются от надсубдукционных (обычно обедненных легкими лантаноидами), демонстрируя субхондритовый тип распределения РЗЭ (рис. 3), сопоставимый с тем, что установлен для слабодеплетированных абиссальных ультрабазитов САХ [Силантьев, 2003]. Следовательно, они могут быть отнесены к «настоящим» океаническим образованиям,

т.е. породам, формировавшимся в срединно-океанических центрах спрединга. Дополнительным подтверждением этому служит присутствие в них даек высокотитанистых базальтоидов, идентичных по РЗЭ-параметрам океаническим базальтам N-MORB типа (рис. 6). Пространственно ассоциирующие с ультрабазитами породы габброидного комплекса базальтоидов такого типа не содержат, а низкотитанистые диабазы дайкового комплекса, прорывающие низкостронциевые габбро офиолитовой ассоциации, по геохимическим характеристикам в целом соответствуют надсубдукционным образованиям (рис. 3, 6).

Таким образом, имеются несомненные доказательства того, что в зоне ГУР на Приполярном Урале присутствуют фрагменты двух тектонически совмещенных офиолитовых ассоциаций. Ультрабазиты салатимского комплекса с дайками высокотитанистых базальтоидов автор рассматривает как реликты субдуцированной коры (O_{2-3}) уральского палеоокеана, а габброиды и низкотитанистые диабазы, как фрагменты новообразованной (O_3-S_1) коры окраинно-морского типа, возникшей в надсубдукционной обстановке.

В вопросе о геодинамической природе платиноносной ассоциации Хорасюрского массива наша позиция остается неизменной [Шмелев, 1994]. Полученные прецизионные геохимические данные свидетельствуют, что вся совокупность пород от пироксенитов до габбро-норитов и амфиболовых габбро, при различии в уровне концентраций РЗЭ, характеризуется подобием трендов распределения, что соответствует поведению РЗЭ в заведомо островодужных (Аляска, Камчатка и др.) надсубдукционных магматических комплексах (рис. 4). Аналоги пород ассоциации среди изученных вулканитов района отсутствуют, вследствие тектонической редуцированности разреза и отсутствия базальтов нормальной щелочности. Вместе с тем, сравнение габброидов с островодужными базальтами и андезибазальтами силура (рис. 7), распространенных в более южных, тектонически слабо нарушенных разрезах Тагильской мегазоны [Каретин, Иванов, 2001, и др.], свидетельствует о существовании такого геохимического родства (комагматичности). В этой связи, вывод о надсубдукционной (магматизм преддужья), но не островодужной природе Платиноносного пояса Урала [Язева, Бочкарев, 2003]

представляется весьма спорным. С позиций магматизма преддужья не находит адекватного объяснения и сонахождение пород Хорасюрского платиноносного массива с прорывающими островодужными гранитоидами верхнетагильского и ауэрбаховского комплексов.

Петрогенетический аспект формирования

Ранее при геологическом, петро-, и минералогическом изучении Хорасюрского массива, нами рассматривались некоторые вопросы петрогенезиса слагающих его образований; в частности был сделан вывод о магматической природе пироксенитов и габбро, и показано, что главные породные ассоциации формировались на разноглубинных уровнях [Шмелев, 1994]. Полученные геохимические данные позволяют внести ряд уточнений, касающихся данной проблемы.

Во-первых, необходимо отметить, что при всех структурно-вещественных различиях пород платиноносной ассоциации они характеризуются закономерной изменчивостью составов РЗЭ (рис. 4) и, следовательно, являются производными единой магматической системы. В этой связи представляется неоправданным отнесение дунит-клинопироксенит-габбровой и габбровой (габбро-норитовой) серий к производным различных магматических источников [Ферштатер и др., 1999]. Существующее различие между главными типами пород в уровне содержаний РЗЭ, при корреляции содержаний с железистостью и титанистостью пород и наличии положительной Eu аномалии в большинстве образцов, вероятнее всего обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы. Следовательно, кальциевые ультрабазиты и значительная часть оливиновых габбро может быть отнесена к кумулятивным образованиям, а габбро-нориты к сопутствующим дифференциатам. Сходство редкоземельного состава офитовых и «гранобластовых» габброидов, при существовании между ними минералогических (состав пироксенов) и барических отличий [Шмелев, 1994], свидетельствует об их кристаллизации из близкого по составу базальтоидного расплава в разноглубинных промежуточных магматических камерах.

Во-вторых, из полученных данных следует, что проблематичные по генезису амфиболовые габбро платиноносной ассоциации явля-

ются в действительности бимодально-дискретными образованиями (рис. 4В), где каждому из геохимических типов имеется соответствующий аналог («протолит») среди «сухих» габбро. Это позволяет считать, что возникновение лабрадорового и анортитового («серебрянского») типа, вероятно, происходило в процессе высокотемпературной гидратации соответствующих типов габбро (оливиновых габбро, габбро-норитов) под воздействием остаточных водонасыщенных расплавов (флюидов). Поэтому амфиболовые габбро статистически обогащены РЗЭ (рис. 4В) в отличие от салатимских ультрабазитов, испытавших низкотемпературную серпентинизацию с обеднением (выносом) РЗЭ. Вариант с магматической кристаллизацией остаточных расплавов, на наш взгляд, менее предпочтителен, поскольку амфиболовые габбро имеют равновесную (гранобластовую) структуру и занимают нестратифицированное положение в массиве. Признаков, указывающих на формирование анортитовых амфиболовых габбро в процессе водного метаморфизма и базификации габбро-норитового субстрата [Ефимов, Потапова, 2002] в массиве не обнаружено.

В-третьих, рассматривая проблему взаимосвязи габброидов, гранитоидов и вулканитов Тагильской палеодуги следует признать, что практикуемое среди исследователей «отчуждение» пород Платиноносного пояса от сопровождающих его низкостроениевых гранитоидов верхнетагильского комплекса [Язева, Бочкарев, 2003; Ферштатер и др., 1998] противоречит имеющимся фактам. Постоянное геологическое сонахождение пород Пояса с гранитоидами и близкий возрастной диапазон их формирования (S_{1-2}), указывают на существование между ними когенетической, родственной связи, некогда считавшейся естественной [Воробьева и др., 1962]. Геохимические данные (рис. 5) свидетельствуют, что гранитоиды обладают признаками обычных образований (увеличение содержаний РЗЭ от диоритов к плагиогранитам, отрицательная Eu аномалия), возникших в процессе дифференциации базальтовой магмы. Близость составов наиболее «примитивных» дифференциатов (диориты) комплекса и габброидов платиноносной ассоциации указывает на его вероятное образование из расплава, производного от водонасыщенной «габбро-норитовой» магмы. В условиях обычной мало-

глубинной кристаллизации происходило обычное обеднение кремнекислых дифференциатов стронцием и обогащение рубидием, иттрием и цирконием. Таким образом, изученные гранитоиды, подобно высокостронциевым породам анортозит-плагิโอгранитной серии [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер и др., 1999], логично рассматривать в качестве составной части Платиноносного пояса Урала. Учитывая факт комагматичности гранитоидов силурийским (павдинский андезитодацитовый комплекс, S₂) вулканитам [Язева, Бочкарев, 2003, и др.], именно они являются «недостающим» звеном, связующим и объединяющим в один эволюционный ряд магматиты Платиноносного пояса Урала и Тагильской палеоостроводужной системы.

Заключение

Проведенное геохимическое изучение практически всего спектра пород зоны ГУР на Приполярном Урале позволяет внести уточнения в существующие представления о природе и обстановке становления этих образований. Полученные данные дают основания к выделению среди офиолитов ГУР собственно океанических (СОХ-тип) образований, включающих ультрабазиты с телами высокотитанистых базальтоидов, и надсубдукционных (НЗС-тип), представленных габброидами и дайками низкотитанистых диабазов. Породы платиноносной ассоциации, гранитоиды и базальтоиды характеризуются чертами островодужного, надсубдукционного генезиса. Становление платиноносных комплексов в значительной степени определялось процессами магматической дифференциации базальтоидных расплавов и сопровождалось появлением гранитоидных дифференциатов (верхнетагильский комплекс). По мнению автора, учитывая широкое распространение изученных комплексов в зоне Главного Уральского разлома, требуется корректировка существующих геологических схем и легенд.

Автор считает своим долгом выразить признательность замечательному человеку и знатоку геологии севера Урала М.М. Павлову, принимавшему активное участие в обсуждении работы.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 01-05-65219)

Список литературы

- Бочкарев В.В.* Магматические формации северной части Приполярного Урала. Препринт. Свердловск: УрО РАН, 1990. 67 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешикова Е.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962. № 65. 319 с.
- Гурбанов А.Г., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др.* Петрогенезис и возраст вулканических образований именновской свиты в разрезе Уральской сверхглубокой скважины по изотопным и геохимическим данным (инт. 0-4617 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Вып. 5. Ярославль: Недра, 1999. С. 132-168.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Ефимов А.А., Потапова Т.А.* О поведении редкоземельных и других следовых элементов при метаморфизме габбро-норитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 228-233.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649-652.
- Каретин Ю.С.* Геология и вулканогенные формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.
- Каретин Ю.С., Иванов К.С.* Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 140-143.
- Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25-37.
- Пучков В.Н., Карстен Л.А., Шмелев В.Р.* Важнейшие черты геологического строения восточного склона Приполярного Урала // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 75-88.
- Пучков В.Н., Шмелев В.Р.* Структурные особенности и взаимоотношения меланократовых комплексов восточного склона Приполярного Урала // Ежегодник-1983. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 23-27.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П.* К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: первые Sm-Nd данные // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Пермский госуниверситет, 1997. С. 66-68.
- Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства. / Под ред. К.К. Золоева и др. Екатеринбург–Ханты-Мансийск, 2001. 176 с.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Силантьев С.А.* Вариации геохимических и изотопных характеристик респитовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 339-362.
- Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1: 1 000 000). / Отв. редактор А.Л. Яншин. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П.* Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 5. С. 451-477.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // *Геохимия*. 1999. № 4. С. 352-370.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Осипова Т.А., Шардакова Г.Ю.* Высокобарические апогранитные метаморфиты Уральского орогена // *Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы*. Матлы II Всерос. петрографического совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 203-206.
- Шмелев В.Р.* Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива, Приполярный Урал // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 5. С. 495-510.
- Шмелев В.Р., Седлер И., Борз Г.* Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // *Ежегодник-1996*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 89-92.
- Шмелев В.Р., Седлер И., Борз Г.* К вопросу о природе геологического окружения Платиноносного пояса Урала // *Ежегодник-1998*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 146-150.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // *Геотектоника*. 2003. № 2. С. 75-86.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Himmelberg G.R., Loney R.A.* Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska // *US Geol. Surv. Prof. Paper*. 1995. V. 1564. P. 1-47.
- Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38. № 5. P. 757-775.
- Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 9. P. 1577-1618.
- Saveliev A.A., Sharaskin A.Ja., D'Orazio M.* Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // *Ophioliti*. 1999. V. 24. № 1. P. 21-30.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Н. Савельева