

В.Р. Шмелев, И. Седлер, Г. Борг

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТАГИЛЬСКОГО ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА

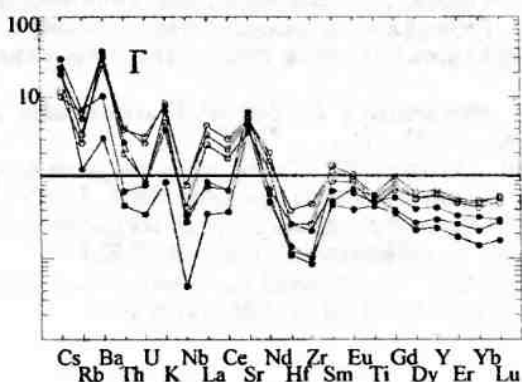
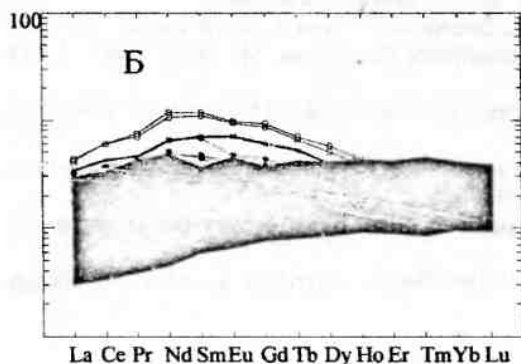
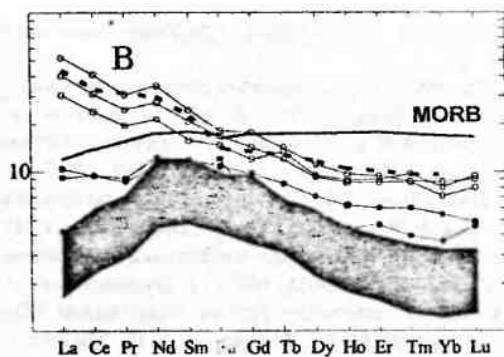
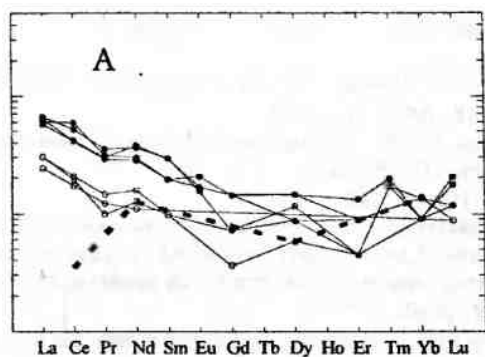
Тагильский дунит-пироксенит-габбровый (платиноносный) массив является сложным по строению объектом; западная его часть (г.Соловьева) представлена зональным дунит-клинопироксенитовым, а восточная существенно габброидным комплексом [1, 6 и др.]. Породы массива сравнительно детально изучены в петрографическом, минералогическом, петрохимическом и, в меньшей степени в геохимическом отношении. В последнее время эта ситуация начала меняться [5, 9], однако многие важные особенности (особенно в отношении ультрабазитов) оставались не ясны. Проведенное нами геохимическое изучение массива позволяет в определенной степени восполнить этот пробел. В использованную выборку входит 20 разновидностей пород, включая дуниты и клинопик-

роксениты зонального комплекса, а также "восточные" габброиды и клинопироксениты. Анализы на редкие и редкоземельные элементы были выполнены методом ICP/MS в специализированной геохимической лаборатории (Activation Laboratories LTD, Ontario, Canada) под руководством доктора Э. Хоффмана. Вариации нормированных содержаний РЗЭ показаны на рисунке А-Г.

Дуниты характеризуются наиболее низкими концентрациями редкоземельных элементов (отношение порода/хондрит < 1) с заметным преобладанием содержаний легких лантаноидов над тяжелыми, и соответственно слабовогнутой формой распределения (рис.А). В образцах с более высокой степенью серпентинизации (свыше 70%) наблюдается отчетливое снижение легких и разубоживание концентраций остальных элементов. Полученные данные не подтверждают ранее сделанный вывод об относительном увеличении в спектре РЗЭ дунитов содержаний тяжелых лантаноидов [2]. Подобная тенденция (дефицит легких лантаноидов по отношению к тяжелым) более свойственна мантийным ультрабазитам офиолитовых комплексов, включая лерцолиты СОХ [4] и реститы дунит-гарцбургитового ряда. Относительная обогащенность дунитов массива легкими РЗЭ важна в петрологическом отношении, т.к. отражает специфичность условий и обстановки их формирования. Это подтверждается присутствием в дунитах свободной (клинопироксен) и растворенной в оливине Са-фазы (0.2-0.4% СаО) [2 и наши данные]; вхождение последней в кристаллическую структуру оливина предполагает существование очень высоких (магматических) температур [2 и др.], что в итоге и является, вероятно главным фактором контролирующим такое поведение лантаноидов в процессе фракционирования. Анализ расплавных включений в оливине зональных комплексов [7] показывает, что эти температуры были не менее 1250-1470°C. Установленный тип распределения можно идентифицировать, как магматический (в сравнении с реститовым) и использовать в качестве критерия при формационной типизации дунитов неясного или проблематичного генезиса.

Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты, образующие кайму вокруг дунитового тела характеризуются более высоким уровнем содержаний РЗЭ, но также с относительным дефицитом тяжелых лантаноидов по отношению к легким ($La_n/Yb_n > 1$), что отличает их от пироксенитов офиолитовых комплексов (рис.Б). Тренд распределения, особенно для легкой части спектра РЗЭ является зеркально-обратным распределению в дунитах. Пироксениты внешней зоны, по сравнению с внутренней имеют более высокий (в 1,5-2 раза) уровень нормированных содержаний РЗЭ при аналогичном типе распределения и постоянстве La/Yb отношения. Этот факт, наряду с изменением состава пород и минералов (клинопироксен становится более железистым, титанистым и глиноземистым) в направлении к периферическим зонам массива подтверждает и дополняет более ранние данные [6 и др.] о существовании отчетливой петролого-геохимической зональности. Отмеченное поведение РЗЭ в дунитах и пироксенитах, вероятнее всего, есть результат магматического (фракционирование), а не метасоматического [1] процесса. Характерно, что пироксениты, образующие линзообразные тела среди "восточных", платиноносных габбро, несмотря на различия в составе минералов (клинопироксен более глиноземистый, с отчетливой ролью алюминия в шестерной координации), по содержанию и форме распределения РЗЭ, идентичны рассмотренным клинопироксенитам (рис.Б). Ранее уже отмечалось [10], что пироксениты, находящиеся в аналогичной ситуации, обладают признаками магматических образований.

Габброиды платиноносной ассоциации массива в сравнении с пироксенитами имеют, в целом, более высокие концентрации РЗЭ; при этом среди них отчетливо обособляются два типа: толеитовый и известково-щелочной (см. рисунок, В). Первый тип, представленный в основном битовнитовыми оливиновыми габбро и их метаморфизованными аналогами характеризуется, сопоставимым с пироксенитами уровнем содержаний лантаноидов (на диаграмме области их составов частично перекрываются) и формой распределения, что, безусловно, указывает на их тесное генетическое родство. Второй тип, представленный амфибол-плагноклазовыми (лабрадорowymi) габброидами, в сравнении с первым имеет более высокие содержания РЗЭ с отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Подобный характер распределения РЗЭ, указывающий на изменение условий и обстановки формирования этих пород, совпадает с установленным для офиловых габбро-норитов Кумбинского массива [9], которые по многим признакам [1] имеют ортомагматическое происхождение.



Вариации нормированных содержаний редких и РЗЭ в породах Тагильского массива (А-В - к хондриту, Г - к базальту СОХ [12]).

А - в дунитах (залитые кружки - дуниты со степенью серпентинизации до 70%); пунктир - дунит Нуралинского офиолитового комплекса [9]; Б - в клинопироксенитах внешней (пос.Первомайский) и внутренней зон (незалитые и залитые кружки соответственно); жирная линия - клинопироксенит из габброидного комплекса (гора Широкая); оконтуренная область - пироксениты офиолитовых комплексов Урала [9]; В - в габброидах лабрадорного (горы Белая, Каменка) и битовинит-анортитового (горы Билимбай, Белая) типа (незалитые и залитые кружки соответственно); оконтуренная область - пироксениты массива; пунктир - андезито-базальты именновского комплекса [11]; Г - в габброидах (расширенный спектр элементов)

Породы дунит-пироксенитового и габброидного комплекса Тагильского платиноносного массива обнаруживают, таким образом, определенное геохимическое родство, что дает основание рассматривать их как производные единой, эволюционирующей во времени магматической системы. В целом, вариации содержаний и форма распределения РЗЭ идентичны или близки к установленным в породах островодужного генезиса, но отличаются от пород океанических (офиолитовых) комплексов (см. рисунок, В). Об этом же свидетельствует обогащение габброидов Sr, K, Rb, Cs, Ba и обеднение Nb, Hf, Zr, Ti, Y (см. рисунок, Г), аналогичное наблюдаемому в базальтах островных дуг и связанное с изменением состава родоначального мантийного вещества под влиянием флюидов из зоны субдукции [8]. Вышеизложенное является дополнительным аргументом в пользу трактовки пород Платиноносного пояса Урала, как магматических образований, возникших в процессе заложения раннепалеозойской зоны субдукции [3]. Полученные данные позволяют нам более уверенно утверждать, что в качестве комагматов известково-щелочному (лабрадорному) типу габброидов соответствуют силурийские островодужные андезито-базальты именновского комплекса, имеющие аналогичный [11 и др.] тренд РЗЭ.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ (проект 96-05-64839) и DFG-фонда (проект ВО 1345/2-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232с.
2. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореф. дис. ... доктор. геол.-мин. наук. Л., 1990.
3. *Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала - магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН, 1996. Т.347, N5. С.649-652
4. *Кашинцев Г.Л.* Глубинные породы океанов М.:Наука, 1991. 279с.
5. *Ланда Э.А., Казак А.П., Щербакова С.В.* К проблеме геохимической типизации альпино-типных и концентрически-зональных массивов Урала (по данным изучения распределения РЗЭ) // Геохимические типы и рудоносность базитов-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов, зеленокаменных поясов, офиолитов. Иркутск, 1990. С.21-26.
6. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, 1970. 167с.
7. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов // И.Я. Некрасов, А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский и др. М.: Наука, 1994. 381с.
8. *Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С.134-165.
9. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. N3. С.195-218.
10. *Шмелев В.Р.* Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива, Приполярный Урал // Петрология. 1994. Т.2, N5. С.495-510.
11. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. N6. С.32-44.
12. *Sun S.S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol.46. P.179-192.