

УДК 549.3

ВЫСОКИЕ СОДЕРЖАНИЯ НИКЕЛЯ В МАНТИЙНЫХ МАГМАХ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА ИЗ ЗЕМНОГО ЯДРА

© 2003 г. Академик И. Д. Рябчиков

Поступило 05.01.2003 г.

Исследования в области изотопии осмия обнаружили синхронные положительные отклонения от хондритовых значений $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -отношений для пикритов Гавайских островов и руд Норильского региона [1–4]. В то же время образцы, отражающие изотопный состав осмия в верхней мантии (платиновые минералы и хромитовые руды, связанные с офиолитовыми комплексами), имеют изотопные отношения, близкие к хондритовым. Количество ^{187}Os в породах и рудах растет за счет радиоактивного распада ^{187}Re , а ^{186}Os является продуктом распада ^{190}Pt . Отсюда следует, что для источников гавайских пикритов и магм сибирской трапповой провинции длительное время были характерны отношения Pt/Os и Re/Os , превышающие хондритовые значения. Наиболее вероятным объяснением этого, по мнению авторов работ [1–4], является захват магмаобразующими плюмами небольшого количества (порядка 1%) вещества внешнего металлического ядра Земли: ядро в целом, по всей вероятности, имеет хондритовые отношения платиноидов, но кристаллизация внутреннего (твердого) ядра могла привести к увеличению Pt/Os - и Re/Os -отношений во внешнем (расплавленном) ядре, так как и платина, и рений входят в кристаллический сплав на основе железа в меньших пропорциях по сравнению с осмием. Последнее подтверждают экспериментальные данные [5] и закономерности распределения платиноидов в железных метеоритах [3].

В работе [6] необычные геофизические характеристики граничного слоя между мантией и металлическим земным ядром (D'') объясняют скоплением в нем силикатного материала с небольшим количеством интерстициального металлического расплава, выделившегося из внешнего ядра вследствие его постепенного затвердевания. Предполагается, что этот материал может захва-

тываться плюмами, зарождающимися на границе ядро–мантия.

В настоящей работе рассмотрены возможные критерии вклада вещества металлического ядра в материал наиболее мощных мантийных плюмов, основанные на вариациях в продуктах плюмового магматизма главных элементов, слагающих металлическое ядро. К ним в первую очередь относятся железо (около 80%) и никель (около 5%). Добавка 1% такого вещества к мантийному перцолиту пиролитового состава [7] снизит после окисления металла его атомное отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ приблизительно на 1%. Учитывая, что окись никеля в перидотитах входит почти целиком в оливин, ее содержание в оливине после добавки окисленного металлического сплава с 5% Ni возрастет приблизительно на 0.1%. В результате мы получим перцолит, оливин которого будет иметь несколько меньшую магнезиальность по сравнению с исходным пиролитом, но заметно более высокое содержание никеля (тренд, обратный тренду кристаллизационной дифференциации). Эта особенность будет в дальнейшем наследоваться оливинами, которые кристаллизуются из магм, возникших в результате частичного плавления подобного перидотитового вещества. Таким образом, для проверки гипотезы об участии вещества металлического ядра в источнике плюмовых магм можно сравнить зависимость содержания NiO в кристаллизовавшихся из них оливинах с аналогичной зависимостью для магматических пород верхнемантийного источника, например для производных магм типа базальтов срединных океанических хребтов. Для этой цели можно использовать и содержание никеля в валовых пробах магматических пород, но оно существенно подвержено влиянию таких факторов, как кумуляция ранних кристаллов оливина и перераспределение внутри силикатной магмы капелек сульфидного расплава.

На корреляционной диаграмме $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -отношений исследованные в работах [2, 3] образцы норильских руд лежат в области более радиогенных значений по сравнению с га-

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва*

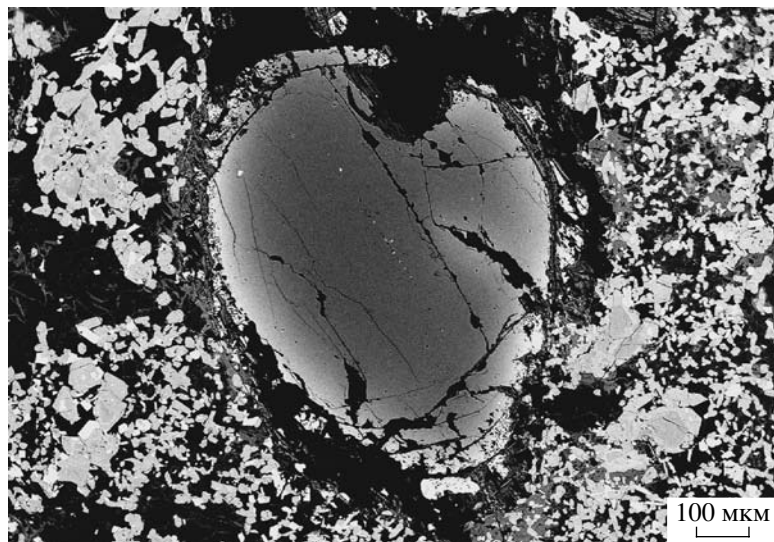


Рис. 1. Зональный округлый вкрапленник оливина из субщелочного пикритового базальта, плато Путорана. Оливин окружен более мелкозернистой матрицей, состоящей в основном из клинопироксенов, полевых шпатов и окислов Ti и Fe. Более светлая внешняя кайма зерна оливина отвечает более высоким содержаниям железа. Изображение получено с помощью электронного микроскопа в отраженных электронах.

вайскими пикритами, что позволяет рассматривать магматические породы сибирской трапповой провинции, к которой относятся рудоносные интрузии Норильск-Талнахского района, как наиболее вероятные носители геохимических сигналов, приходящих из земного ядра.

Среди эффузивов сибирской трапповой провинции резко преобладают толеитовые платобазальты. Они существенно отличаются от первич-

ных выплавов из вещества мантийного плюма, так как они являются продуктами интенсивной кристаллизационной дифференциации и имеют отчетливые признаки контаминации веществом континентальной коры [8, 9]. В то же время высокомагнезиальные эффузивы сибирской трапповой провинции, к которым относятся пикриты района Норильск – Талнах (верхний горизонт Гудчихинской свиты), щелочные пикриты и меймечиты Маймеча-Котуйского района и субщелочные пикритовые базальты плато Путорана, несомненно, ближе к первичным выплавкам, и они не подверглись сколько-нибудь заметной контаминации материалом континентальной коры [8–12]. По этим причинам высокомагнезиальные эффузивные породы более перспективны в плане обнаружения признаков участия материала земного ядра в суперплюме сибирской трапповой провинции.

Нами были проанализированы с помощью электронного микроскопа минералы пикритовых пород плато Путорана и Гудчихинской свиты. Субщелочные пикритовые базальты плато Путорана содержат округлые вкрапленники оливина размером порядка 1 мм (рис. 1). Они имеют зональное строение, при этом магнезиальные ядра имеют атомные отношения $Mg/(Mg + Fe)$ порядка 0.87 (в отдельных случаях они достигают до 0.9), а в краевых зонах магнезиальность падает до 0.75. Содержание никеля также падает от центра к краям зерен (рис. 2). Кроме того, в породах присутствуют более мелкие отдельные зерна железистого оливина с $Mg/(Mg + Fe) \approx 0.6$. В изученных образцах гудчихинских пикритов отчетливой зо-

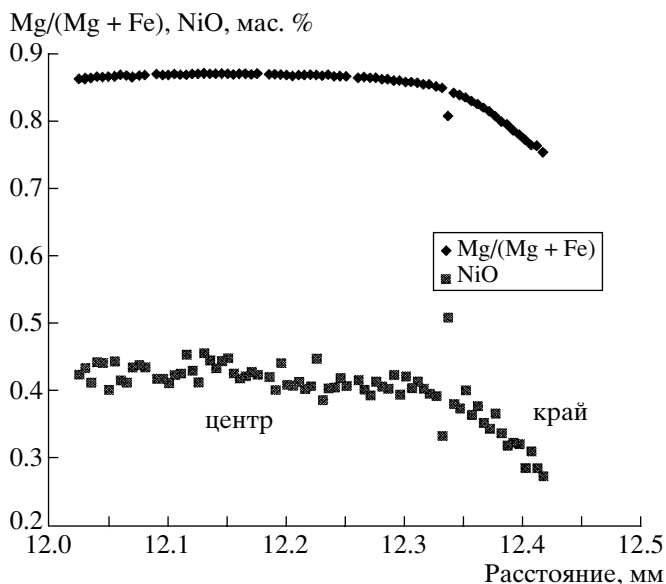


Рис. 2. Содержание NiO и отношение $Mg/(Mg + Fe)$ в разрезе вкрапленника оливина. Обе величины падают от центра к краям зерна.

нальности вкрапленников оливина не наблюдается. Отношение $Mg/(Mg + Fe)$ в них укладывается в интервал 0.76–0.80.

В качестве материала с геохимическими характеристиками верхнемантийной астеносферы мы использовали данные по составам оливинов из базальтовых лав и даек впадины Гесса [13]. Для них диапазон отношений $Mg/(Mg + Fe)$ составляет от 0.9 до 0.75, а содержание NiO колеблется от 0.41 до 0.09 мас. %. Сравнение зависимостей концентрации NiO в оливинах от их магнетиальности (рис. 3) ясно показывает, что пикритовые магмы сибирской трапповой провинции отвечают более высокому содержанию никеля, что согласуется с гипотезой о захвате материалом сибирского плюма небольших количеств вещества земного ядра.

Тренды зависимостей содержания NiO от отношений $Mg/(Mg + Fe)$ имеют для базальтов океанского дна больший наклон по сравнению с пикритами плато Путорана и региона Норильск–Талнах. Для первой из упомянутых групп зависимость содержания NiO согласуется с рассчитанной его вариацией в ходе фракционной кристаллизации оливина с учетом температурной зависимости коэффициента распределения никеля, приведенной в [14]. Для изученных пикритовых пород менее крутой наклон зависимости NiO – $Mg/(Mg + Fe)$, по-видимому, связан с посткристаллизационной диффузией двухвалентных катионов в оливинах, приводившей к частичной гомогенизации центральных частей вкрапленников этого минерала. Проведенные расчеты показали, что в случае формирования кристаллов оливина с магнетиальностью $Mg/(Mg + Fe) = 0.87$ за счет гомогенизации изначально зональных кристаллов с вариациями этого отношения от 0.9 до 0.77, содержание никеля в гомогенизированном зерне будет приблизительно в 1.5 раза ниже по сравнению с самыми ранними оливинами, выделившимися из расплава (т.е. по сравнению с центральными зонами до начала процесса диффузии). В этом случае различия содержания никеля в магмах типа срединных океанических хребтов и в высокомагнезиальных расплавах сибирской трапповой провинции будут выглядеть еще более контрастно.

Содержание никеля в оливинах из гавайского пикрита отвечает примерно тому же уровню, что и для высокомагнезиальных сибирских эффузивов [15]. По данным осмиевой изотопии мантийный источник гавайских пикритов также мог захватить определенную долю материала металлического ядра [2], и, следовательно, в случае гавайского плюма критерий, основанный на содержании никеля, также согласуется с результатами изотопных исследований.

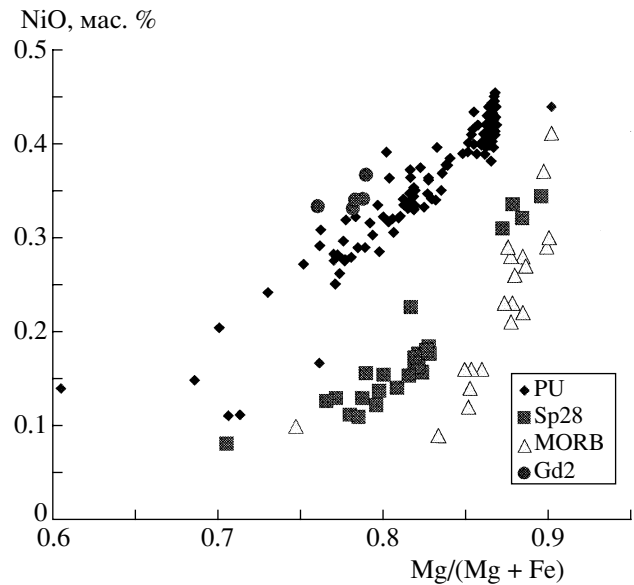


Рис. 3. Зависимость содержания NiO в оливинах от магнетиальности, выраженной как атомное отношение $Mg/(Mg + Fe)$, для субщелочных пикритовых базальтов плато Путорана (PU), пикрита верхнего горизонта гудчихинской свиты района Норильск–Талнах (Gd2), щелочного базальта района Талланте, Испания (Sp28) и для базальтовых лав и даек из впадины Гесса (MORB).

Наряду с данными по составам оливинов из пикритовых пород сибирской трапповой провинции на рис. 3 представлены также результаты анализов оливинов из щелочных базальтов района Талланте (Испания) [16]. Эти щелочные базальты, несомненно, представляют собой первичные магмы, так как они несут множество ксенолитов мантийных пород. Магмообразование здесь связано с подъемом достаточно мощного плюма, внедрившего мантийные породы на уровень средней континентальной коры. Как видно из рис. 3, содержание никеля в оливинах из этих щелочных базальтов ниже, чем это характерно для сибирских пикритов, но выше, чем для магматических пород типа базальтов срединных океанических хребтов. Можно предположить, что магмообразующий плюм района Талланте также захватил некоторую долю материала земного ядра, но в меньшей пропорции, чем сибирский и гавайский плюмы.

В заключение отметим, что различия содержания никеля в магмах плюмовой обстановки и астеносферных расплавах типа базальтов срединных океанических хребтов не противоречат предположению, что крупные плюмы формировались на границе земного ядра и мантии, а их материал захватывал около 1% металлической фазы. В этом случае источник плюмовых магм будет существенно обогащен сильно сидерофильными элементами, к которым относятся металлы пла-

тиновой группы, а признаки высокого содержания никеля в мантийном источнике магматических расплавов могут рассматриваться как возможные критерии их потенциальной платиносности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-64192).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Brandon A.D., Walker R.J., Morgan J.W. et al. // *Science*. 1998. V. 280. № 5369. P. 1570–1573.
2. Brandon A.D., Norman M.D., Walker R.J., Morgan J.W. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 174. P. 25–42.
3. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. // *Science*. 1995. V. 269. P. 819–822.
4. Walker R.J., Morgan J.W., Beary E. et al. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1997. V. 61. P. 4799–4808.
5. Walker D. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 2000. V. 64. № 17. P. 2897–2911.
6. Buffett B.A., Garnero E.J., Jeanloz R. // *Science*. 2000. V. 290. P. 1338–1342.
7. McDonough W.F., Sun S.-S. // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
8. Ryabchikov I.D., Ntaflou T., Solovova I.P., Buechl A. // *Geochem. Intern.* 2001. V. 39. № 5. P. 415–431.
9. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1993. V. 57. № 15. P. 3677–3704.
10. Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Ntaflou T. et al. // *Geochem. Intern.* 2001. V. 39. № 5. P. 432–446.
11. Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Козарко Л.Н. и др. // *Геохимия*. 2002. Т. 40. № 11. С. 1139–1150.
12. Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1998. V. 133. P. 297–313.
13. Allan J.F., Falloon T., Pedersen R.F. et al. In: *Proc. ODP. College Station (Tex.)* 1996. V. 147. P. 173–185.
14. Arndt N.T. // *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*. 1977. V. 76. P. 553–557.
15. Соловова И.П., Гурнис А.В., Рябчиков И.Д., Конюкова Н.Н. // *Геохимия*. 2002. Т. 40. № 12. С. 1271–1287.
16. Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., Brey G.P. et al. // *Geochem. Intern.* 2001. V. 39. № 4. P. 311–326.