

ОСМИЕВО-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА Ru–Os–Ir-СПЛАВОВ И Ru–Os-СУЛЬФИДОВ ДУНИТ-ГАЦБУРГИТОВЫХ МАССИВОВ: СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ

© 2014 г. И. Ю. Баданина, К. Н. Малич, Е. А. Белоусова*, В. В. Мурзин, Р. А. Лорд**

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее достоверная информация о генетических особенностях формирования платиноидной минерализации и, в частности, осмийсодержащих минералов платиновой группы (МПГ) может быть получена с помощью Re–Os-систематики. Величина отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в Os-содержащих МПГ является тем изотопным критерием, с помощью которого можно надежно идентифицировать источник рудного вещества. Это обусловлено значительным различием в изотопном составе “корового” и “мантийного” осмия. Наряду с информацией об источнике вещества начальный изотопный состав осмия мантийных МПГ, представленных минералами системы Ru–Os–Ir, позволяет определять их модельный Os-изотопный возраст.

Предметом нашего сообщения являются новые изотопно-геохимические данные, основанные на изучении лаурита и Ru–Os–Ir-сплавов подформных хромититов из мантийных разрезов протерозойских дунит-гарцбургитовых массивов Хокгрессен (Австрия) и Кунарский (Россия), палеозойских массивов Унст (Великобритания) и Верх-Нейвинский (Россия), и мезозойского массива Финеро (Италия). Исследование является частью более масштабной задачи выявить условия образования и источники Os-содержащих минералов платиновой группы океанической и субконтинентальной мантии [4, 6, 8, 9, 11, 12, 18–21, 23, 25, 26, 31, 32 и др.].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Детальная геологическая характеристика изученных дунит-гарцбургитовых массивов приведена в специальной литературе [3, 7, 15–17, 22, 28 и др.]. Хромититы характеризуются “нерадиоженным” изотопным составом осмия и преобладанием тугоплавких платиноидов (Os, Ir и Ru) над легкоплавкими (Rh, Pt и Pd) элементами платиновой группы [2, 4, 5, 9, 10 и др.]. Выявленные особенности Ru–Os–Ir-сплавов (осмия, рутения, рутениридосмина и

иридия) и Ru–Os-сульфидов (лаурита и эрликманита) определяют их как наиболее ранние высокотемпературные образования в ультрамафитах [1, 2, 4, 5, 9, 10 и др.].

Для идентификации источника рудного вещества и определения модельного Re–Os-возраста лаурита и Ru–Os–Ir-сплавов определен начальный изотопный состав осмия с помощью метода лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме на мультиколлекторных масс-спектрометрах Thermo Elemental AXIOM (Технический университет Фрайберга, Германия), Finnigan MAT “Neptune” (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и Nu-Plasma (Университет Маквори, г. Сидней, Австралия). Детальная характеристика аналитических методов приведена в работах [21, 24–26 и др.].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Величина $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в МПГ для трех дунит-гарцбургитовых массивов варьирует в широких пределах (для Кунарского – от 0.1094 ± 0.0004 до 0.1241 ± 0.0004 , Верх-Нейвинского – от 0.1162 ± 0.0001 до 0.1227 ± 0.0001 и Хокгрессенского – от 0.1186 ± 0.0001 до 0.1243 ± 0.0001 ; рис. 1).

Для доминирующей выборки Ru–Os–Ir-сплавов Кунарского массива ($n = 19$), за исключением трех определений с наименьшими значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (менее 0.1203), выделены четыре группы изотопных составов осмия. Первая группа характеризуется средним значением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равным 0.1213 ± 0.0002 ($n = 4$), вторая – 0.1221 ± 0.0002 ($n = 6$), третья – 0.1225 ± 0.0001 ($n = 3$), четвертая – 0.1230 ± 0.0001 ($n = 6$) (см. рис. 1, погрешности отвечают 95%-му доверительному интервалу). Средний модельный Re–Os-возраст для выделенных групп кунарского комплекса оказался поздне-рифейским (соответственно равным 916 ± 21 ; 845 ± 21 ; 793 ± 10 и 720 ± 10 млн лет). Три модельные датировки МПГ попадают в более ранний возрастной интервал: от позднего архея до среднего рифея (2.609–1.116 млрд лет).

* Университет Маквори, г. Сидней, Австралия.

** Университет Стратклайда, г. Глазго, Великобритания.

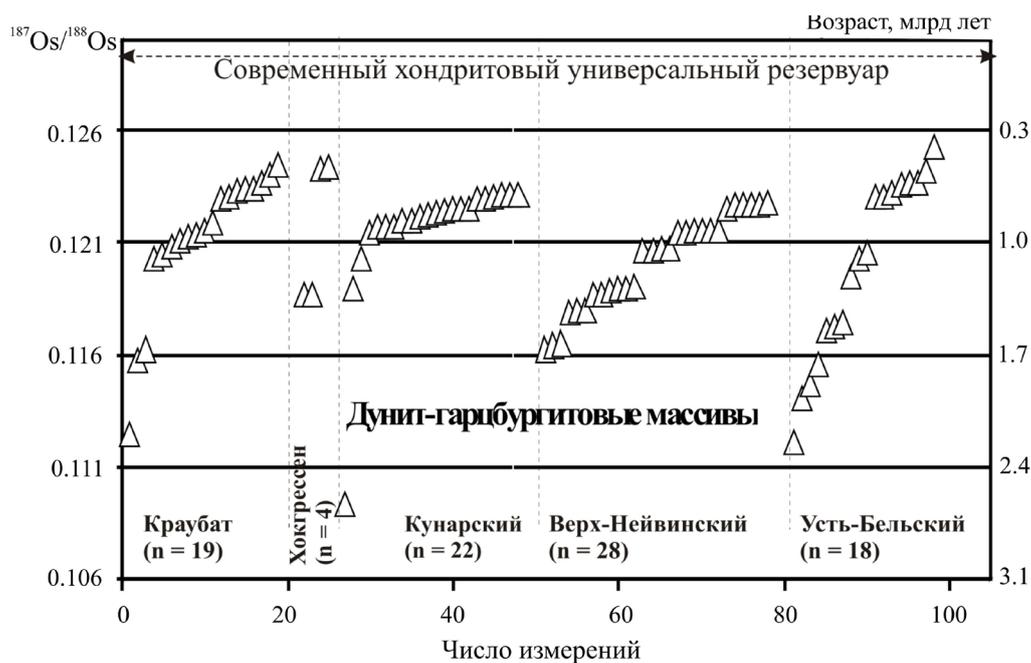


Рис. 1. Os-изотопный состав МПГ в дунит-гарцбургитовых массивах.

Os-изотопные данные: по [27] – для Краубатского массива, по [8] – для Усть-Бельского массива.

Ru–Os–Ir-сплавы и Ru–Os-сульфиды Верх-Нейвинского массива ($n = 28$) также характеризуются дискретными вариациями изотопного состава осмия, образующими шесть самостоятельных кластеров (со средними значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равными 0.1164 ± 0.0001 ; 0.1178 ± 0.0001 ; 0.1188 ± 0.0001 ; 0.1207 ± 0.0001 ; 0.1215 ± 0.0001 и 0.1226 ± 0.0001 соответственно; см. рис. 1). Средний модельный Re–Os-возраст для выделенных кластеров варьирует от палеопротерозойского (1648 ± 10 млн лет), мезопротерозойского (1445 ± 10 ; 1314 ± 10 и 1052 ± 10 млн лет) до неопротерозойского (936 ± 10 и 780 ± 10 млн лет). Выявленная дискретность платиноидного минералообразования и частичное совпадение датировок для Кунарского и Верх-Нейвинского массивов, вероятно, обусловлено сходством глубинных процессов в соответствии с представлениями о наличии глобальных этапов мантийного платиноидного рудогенеза, контролируемых глубинными геодинамическими процессами в мантии [12, 14 и др.].

Широкое развитие Ru–Os–Ir-сплавов в совокупности с пониженными относительно хондритового универсального резервуара (CHUR) значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ указывают на субхондритовый источник элементов платиновой группы и свидетельствуют в пользу мантийной природы образования платиноидной минерализации. Отсутствие корового компонента позволяет также рассматривать данные МПГ как не подверженные экзогенному преобразованию.

Отличительной особенностью МПГ массивов Унст и Финеро является незначительный разброс

значений начального изотопного состава осмия. Для проанализированных 33 кристаллов МПГ из первичной ассоциации массива Унст [9, 10] величина $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ варьирует в пределах $0.12043\text{--}0.12558$ при среднем значении $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.12419$ и среднеквадратичном отклонении (СКВО) = 0.0011 (рис. 2). Для 59 зерен МПГ из вторичной ассоциации характерны несколько более “радиогенные” значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ($0.12345\text{--}0.12763$, при среднем 0.12454 и СКВО = 0.0006 ; см. рис. 2 [9]). Впервые установлено, что сосуществующие лаурит и иридитый осмий (рис. 3а), типичные для первичной полиминеральной ассоциации, обладают сходными Os-изотопными параметрами (0.12488 ± 0.00006 и 0.12473 ± 0.00009). Такой же феномен был установлен для пары лаурит – осмистый иридий в составе полифазного включения в хромите Хокгрессенского массива (рис. 3б). Отметим, что идиоморфные кристаллы лаурита массива Финеро характеризуется гомогенным изотопным составом осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1248\text{--}0.1250$ при среднем $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.12484$ и СКВО = 0.0006).

Выявленное сходство значений начального изотопного состава осмия хромититов [4, 5, 9 и др.] и изученных ассоциаций МПГ свидетельствует о том, что Os-изотопная систематика в целом контролируется изотопным составом лаурита и Os-содержащих сплавов. При этом “вторичная” ассоциация МПГ унаследовала субхондритовую характеристику изотопного состава осмия “первичной” ассоциации МПГ. Новые данные контрастируют со значительным разбросом значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в со-

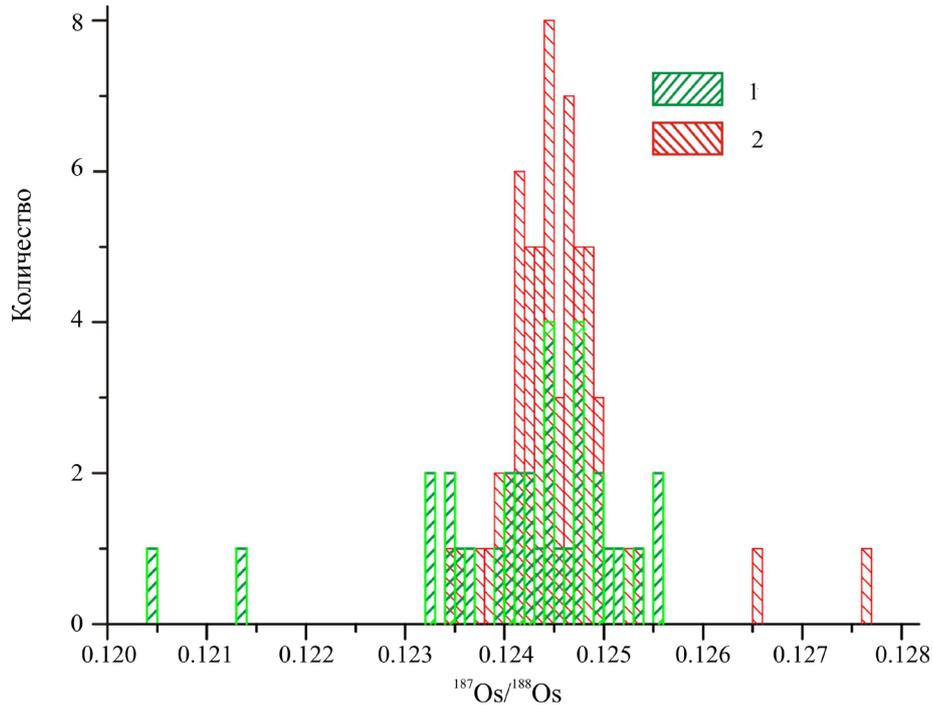


Рис. 2. Гистограмма изотопного состава осмия в МПП хромититового проявления Гарольд Грейв массива Унст. Ассоциации МПП: 1 – первичная, 2 – вторичная.

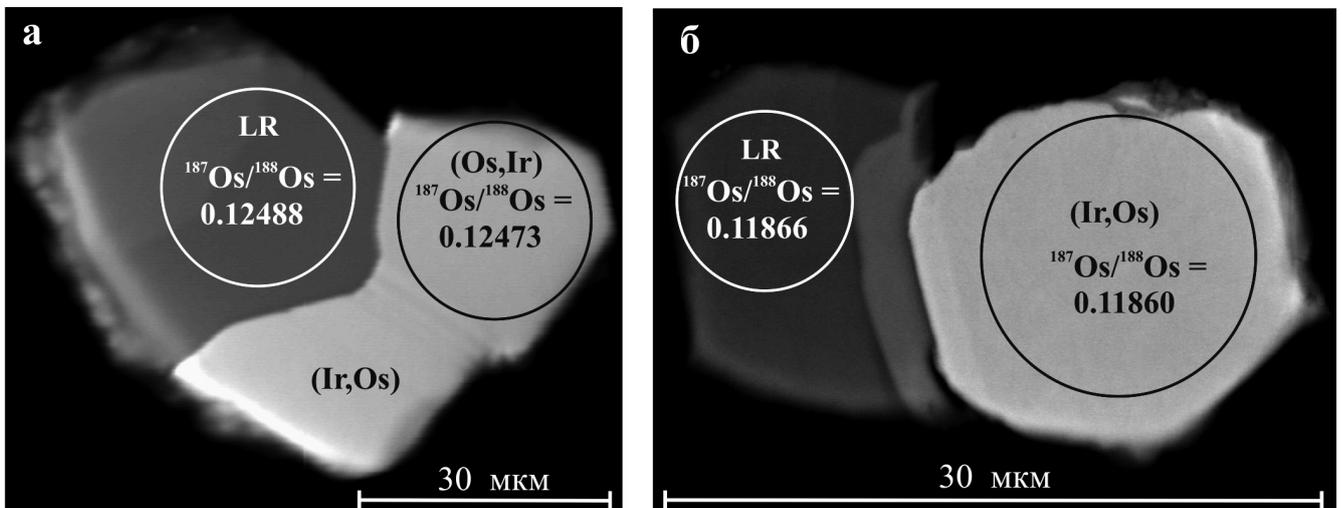


Рис. 3. Первичные полифазные ассоциации МПП массивов Унст (а) и Хокгрессен (б).

Изображения в обратнорассеянных электронах с вещественным контрастом. LR – лаурит, (Ir, Os) – осмистый иридий, (Os, Ir) – иридий-осмий; кругами означены места Os-изотопных анализов.

существующих минералах из полифазных включений, охарактеризованных в работе [19], а также со значительными вариациями изотопного состава осмия, характерных для Ru–Os–Ir-сплавов и Ru–Os-сульфидов из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов [8, 19, 20, 26, 31 и др.]. В детальном обсуждении различных точек зрения на образование хромититов офиолитовой ассоци-

ации [20, 25 и др.] значительное место занимают данные осмиевой изотопии МПП, которые обсуждаются в рамках длительной эволюции верхней мантии, высокой гетерогенности мантийных производных, взаимодействия разных источников и др.

Пользуясь тем, что геологическая история офиолитового массива Унст/Шетланд хорошо известна [13, 15–17, 30], статистически представитель-

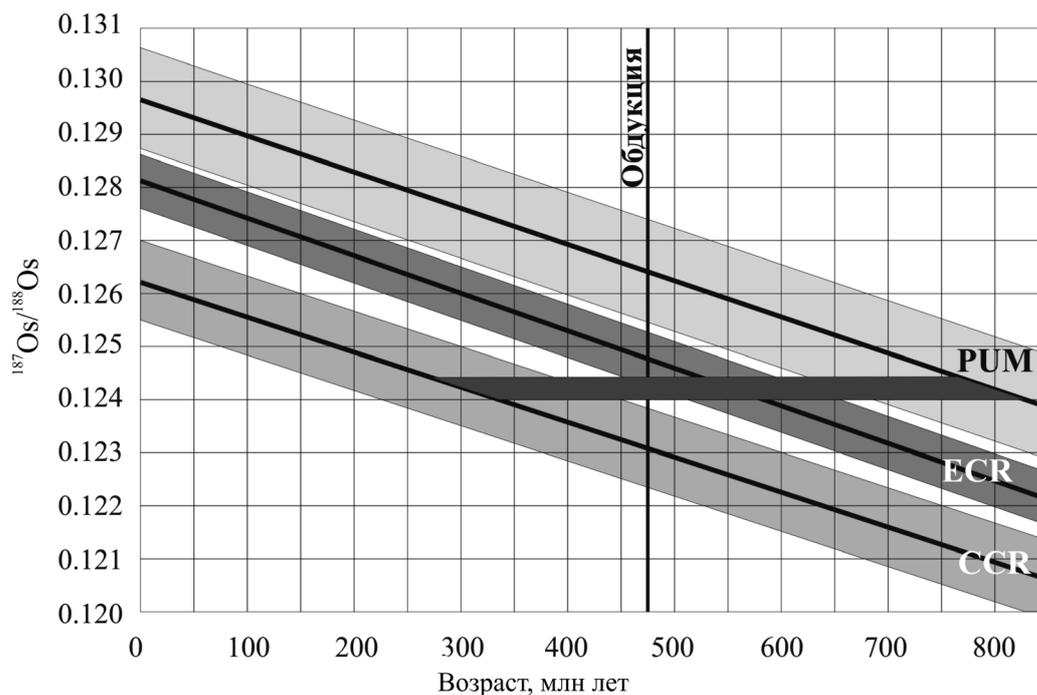


Рис. 4. Модели Re–O-эволюции верхней мантии по [31].

Мантийные эволюционные линии были определены следующим образом: линия резервуара углистых хондритов (CCR) предполагает, что мантия Земли имеет Os-изотопный состав и Re/Os, идентичные углистым хондритам ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{CC}} = 0.1262 \pm 0.0006$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{CC}} = 0.392 \pm 0.015$ [32]); линия, соответствующая эволюции резервуара энстатитовых хондритов (ECR), рассчитывается с использованием современных значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{ECR}} = 0.1281 \pm 0.0004$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{ECR}} = 0.421 \pm 0.013$ в соответствии с измерениями энстатитовых хондритов [32]; линия примитивной верхней мантии (PUM) имеет следующие параметры: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{PUM}} = 0.1296 \pm 0.0008$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{PUM}} = 0.42$. Оценка основана на данных по мантийным ксенолитам перидотитов и орогенным перидотитам субконтинентальной верхней мантии фанерозоя [27].

ные Os-изотопные данные в нашем исследовании позволяют применить их для тестирования различных Os-изотопных резервуаров (рис. 4), используемых при модельных построениях длительной Re–Os-эволюции мантии Земли [31]. U–Pb-возраст циркона из плагиогранитов, секущих верхнюю часть комплекса, возрастом 492 ± 3 млн лет [30] вместе с K–Ar минимальным возрастом роговой обманки амфиболитов из метаморфической подошвы комплекса [29] ограничивает время образования, внутриокеанического внедрения и обдукции продолжительностью от 479 ± 6 до 465 ± 5 млн лет. Таким образом, по реалистичному сценарию модельный Os-изотопный возраст должен быть не менее 465–479 млн лет. Использование хондритовой модели (модели CCR) дает нереально молодой возраст (около 300 млн лет, см. рис. 4), гораздо более молодой, чем вероятное время внедрения офиолитов, в то время как, согласно модели PUM [27], Os-изотопный возраст приблизительно равен 780 млн лет (см. рис. 4), что значительно древнее времени открытия океана Иапетус (Iapetus), с которым связан оторванный (dismembered) офиолитовый комплекс Шетландских островов. При изотопной эволюции мантии по модели энстатитового резервуара получаем модельный Os-изотопный возраст

хромитита и МПГ в интервале 515–580 млн лет (см. рис. 4). Эти оценки согласуются с геологическими и независимыми K–Ar-датировками роговой обманки (465–479 млн лет [29]). Возрастные оценки, базирующиеся на результатах осмиевой изотопии, согласуются с супра-субдукционным происхождением и относительно близкой по времени обдукцией Шетландского офиолитового комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые определены и сопоставлены вариации изотопного состава МПГ дунит-гарцбургитовых массивов широкого возрастного диапазона: позднепротерозойских массивов Хокгрессен (Австрия) и Кунарский (Россия), среднепалеозойских массивов Унст (Великобритания) и Верх-Нейвинский (Россия), мезозойского массива Финеро (Италия).

Привлечение комплекса современных методов впервые позволило показать 1) отсутствие вариаций начального изотопного состава осмия в сосуществующих МПГ первичного парагенезиса (массивы Хокгрессен и Унст); 2) сходство изотопного состава осмия для МПГ первичного и вторичного парагенезисов (массивы Унст и Верх-Нейвинск); 3) широкие вариации начального изотопного со-

става осмия в Ru–Os–Ir-сплавах первичного парагенезиса (массивы Кунар и Верх-Нейвинск). Пониженные относительно хондритового универсального резервуара значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ хромитов и МПГ свидетельствуют в пользу субхондритового источника элементов платиновой группы. Os-изотопные данные для МПГ массива Унст согласуются с изотопной эволюцией конвективной мантии по модели энстатитового хондритового резервуара (ECR), обоснованной Р. Волкером и др. [32]. Полученные результаты указывают на высокую устойчивость Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям и возможность использования модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -возрастов МПГ при геодинамических построениях и моделировании изотопно-геохимической эволюции мантийного вещества.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 12-05-01166-а) и УрО РАН (гранты № 12-П-5-1020 и 12-5-6-019-АРКТИКА).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских П.С. Минералого-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2013. Вып. 160. С. 188–192.
2. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Кнауф В.В., Оже Т.Л., Лорд Р.А., Мейзел Т., Гарути Дж. Минералого-геохимические ассоциации платиноидов дунит-гарцбургитовых массивов Кунар, Верх-Нейвинск (Россия), Краубат (Австрия), Унст (Великобритания), Троодос (Кипр), Финеро (Италия) и Ду-Суд (Новая Каледония) // Материалы годичного собрания Российского минералогического общества и Федоровской сессии-2012. СПб., 2012. С. 81–83.
3. Залыев Р.Ш., Беззубцев В.В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. Т. 16, № 12. С. 132–133.
4. Малич К.Н. Os-Ru-Ir сплавы и Ru–Os сульфиды ультраосновных массивов и россыпных месторождений: состав, источники вещества, условия образования // Сборник публикаций по результатам V и VI ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой М.: Ин. прикл. минералогии, 2013. С. 94–105.
5. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Кнауф В.В., Мейзел Т. Минералого-геохимические ассоциации платиноидов дунит-гарцбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2013. Вып. 160. С. 255–260.
6. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Костянов А.И. Начальный изотопный состав осмия **Os-Ir-Ru** сплавов ультраосновных массивов Полярной Сибири // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 397–402.
7. Мурзин В.В., Суставов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1999. 93с.
8. Рудашевский Н.С., Костянов А.И., Рудашевский В.Н. Минералогические и изотопные свидетельства происхождения массивов альпинотипной формации (на примере Усть-Бельского массива, Корякское нагорье) // Записки ВМО. 1999. Т. 128, № 4. С. 11–28.
9. Badanina I.Yu., Lord R.A., Malitch K.N., Meisel T.C. Origin of platinum-group mineral assemblages in a mantle tectonite at Unst deduced from mineral chemistry and osmium isotopes // Geophys. Res. Absr. 2013. V. 15. EGU2013–8418–1. EGU General Assembly 2013 (CD-ROM).
10. Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Meisel T.C. Origin of primary PGM assemblage in chromitite from a mantle tectonite at Harold's Grave (Shetland Ophiolite Complex, Scotland) // Miner. Petrol. 2013. V. 107, № 6. P. 963–970.
11. Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S. Platinum-osmium isotope evolution of the Earth's mantle: constraints from chondrites and Os-rich alloys // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 2093–2103.
12. Carlson R.W. Osmium remembers // Sci. 2002. V. 296. P. 475–477.
13. Cutts K.A., Hand M., Kelsey D.E., Strachan R.A. P-T constraints and timing of Barrovian metamorphism in the Shetland Islands, Scottish Caledonides: implications for the structural setting of the Unst ophiolite // J. Geol. Soc. 2011. V. 168. P. 1265–1284.
14. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.G. Deep-level geodynamics. Rotterdam: Swets and Zeitlinger, 1998. 328 p.
15. Flinn D. The Dalradian rocks of Shetland and their implications for the plate tectonics of the northern Iapetus // Scott. J. Geol. 2007. V. 43. P. 125–142.
16. Flinn D., Miller J.A., Roddam D. The age of the Norwick hornblendic schists of Unst and Fetlar and the obduction of the Shetland ophiolite // Scott. J. Geol. 1991. V. 27. P. 11–19.
17. Flinn D., Oglethorpe R.D. A history of the Shetland Ophiolite Complex // Scott. J. Geol. 2005. V. 41. P. 141–148.
18. Fonseca R.O.C., Laurenz V., Mallmann G., Luguet A., Hoehne N., Jochum K.P. New constraints on the genesis and long-term stability of Os-rich alloys in the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 87. P. 227–242.
19. González-Jiménez J.M., Gervilla F., Griffin W.L., Proenza J.A., Auge T., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Os-isotope variability within sulfides from podiform chromitites // Chem. Geol. 2012. V. 291. P. 224–235.
20. González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // Lithos. 2014. V. 189. P. 127–139.
21. González-Jiménez J.M., Locmelis M., Belousova E., Griffin W., Gervilla F., Kerestedjian T.N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Sergeeva I. Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the metamorphosed ultramafic massif of Dobromirtsy (Bulgaria). Gondwana Research. 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.020>.
22. Hartmann G., Wedepohl K.H. The composition of peridotite tectonites from the Ivrea Complex, northern Italy residues from melt extraction // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 1761–1782.

23. *Hattori K., Hart S.R.* Osmium-isotope ratios of platinum-group minerals associated with ultramafic intrusions: Os-isotopic evolution of the oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 499–514.
24. *Junk S.A.* Ancient artefacts and modern analytical techniques – Usefulness of laser ablation ICP-MS demonstrated with ancient gold coins // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B.* 2001. V. 181. P. 723–727
25. *Malitch K.N.* Osmium isotope constraints on contrasting sources and prolonged melting in the Proterozoic upper mantle: evidence from ophiolitic Ru–Os sulfides and Ru–Os–Ir alloys // *Chem. Geol.* 2004. V. 208, № 1–4. P. 157–173.
26. *Malitch K.N., Junk S.A., Thalhhammer O.A.R., Melcher F., Knauf V.V., Pernicka E., Stumpfl E.F.* Laurite and rarsite from podiform chromitites at Kraubath and Hochgrossen, Austria: new insights from osmium isotopes // *Can. Mineralog.* 2003. V. 41. P. 331–352.
27. *Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P.* Osmium isotopic composition of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 1311–1323.
28. *Melcher F.* Chromite and platinum-group elements as indicators of mantle petrogenesis. Habilitation Thesis. Leoben: University of Leoben (Austria), 2000. 202 p.
29. *Spray J.G.* Thrust related metamorphism beneath the Shetland Islands ocean fragment, north-east Scotland // *Can. J. Earth Sci.* 1988. V. 25. P. 1770–1776.
30. *Spray J.G., Dunning G.R.* A U/Pb age for the Shetland Islands oceanic fragment, Scottish Caledonides: evidence from anatectic plagiogranites in ‘layer 3’ shear zones // *Geol. Mag.* 1991. V. 128. № 6. P. 667–671.
31. *Shi R., Alard O., Zhi X., O’Reilly S.Y., Pearson N.J., Griffin W.L., Zhang M., Chen X.* Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 261. P. 33–48.
32. *Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimentel M.* The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. P. 329–345.