

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО SM-ND ИЗОТОПИИ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА СРЕДНЕГО УРАЛА

К. С. Иванов, Е. В. Лобова

Как известно, Платиноносный пояс Урала имеет островодужную природу [4, 8 и др.] и сложен продуктами кристаллизации разноглубинных выплавов, генерировавшихся над зоной субдукции. Данные по абсолютному возрасту по комплексам пород Платиноносного пояса Урала пока не привели к однозначным выводам (подробнее см. обзоры в [1, 6 и др.]). Понятно, что преобладающие датировки, соответствующие ≈ 415 – 425 млн. лет, фиксируемые преимущественно в габбро-норитах и гранитоидах, отражают время завершения формирования островной дуги, конечной (силурийской) стадии ее развития. А ведь островная дуга должна была существовать не “одномоментно”, а, вероятно, достаточно протяженный отрезок времени. Сколько эта дуга существовала до этого достоверно пока неизвестно (есть разнородные косвенные данные, обсуждать которые в рамках этой статьи слишком долго), чем, по всей видимости, и объясняется, по крайней мере, часть “древних” датировок, вероятно в интервале до (не древнее) O_2^2 . Важные результаты были получены сравнительно недавно по датированию так называемого “качканарского” комплекса Платиноносного пояса, то есть дунитов, клинопироксенитов, оливин-анортитовых габбро. Sm-Nd изохрона определяет возраст оливин-анортитовых габбро Кумбинского массива как 561 ± 28 млн. лет [13]. Для Кытлымского массива получена [16] Sm-Nd изохрона по 14 пробам дунитов, верлитов и клинопироксенитов, отвечающая 551 ± 32 млн. лет. В последующем появились и еще подобные результаты. Таким образом, полученные в разных лабораториях данные свидетельствуют о наличии венд-кембрийских образований в составе Пояса. Было обосновано предположение [7], что основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро Пояса образовалась в результате взаимодействия андезитовидных расплавов, поднимающихся от зоны субдукции, с ультраосновными породами вышележащего “мантийного клина”.

Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив является самым крупным и хорошо изученным ультраосновным массивом Платиноносного пояса [1–3, 5, 9, 10, 12, 14, 15, 18 и др.]. Современные данные по абсолютному возрасту Нижнетагильского массива получены только по цирконам (SHRIMP-II). В датировании ультраосновных пород вообще (и дунитов – в частности)

по суперакцессорным цирконам всегда возникают вопросы о соотношении цирконов и вмещающих ультрамафитов, то есть соответствует ли возраст циркона возрасту образования породы, или же цирконы ксеногенны и тому подобное. В работе К.Н. Малича и др., [15] из дунитов проанализированы почти исключительно архейские цирконы (с нашей точки зрения являющиеся либо результатом субдуцирования кластического материала с Русской платформы [4 и др.], либо отражающие возраст пород “мантийного клина” над зоной субдукции [7]). К сожалению, попытки [11, 15 и др.] идентифицировать цирконы разного генезиса по их составу пока не выглядят убедительными. В работе А.А. Краснобаева с коллегами [12] в дунитах Нижнетагильского массива установлены три возрастные группы цирконов, первая – это в разной мере преобразованные зёрна цирконов с широким интервалом 564 и 1584 (это зерно выглядит как окатанное) млн. лет; вторая группа – 495.0 ± 9.6 млн. лет, и третья группа – 463.2 ± 7.0 млн. лет. Именно третью группу исследователи [12] связывают с возрастом дунитов, как представляется – вполне обоснованно.

Нами предпринята попытка провести Sm-Nd датирования дунитов и клинопироксенитов Нижнетагильского массива.

Проба клинопироксенита НТ-09-1 была отобрана с западного обрамления массива в обнажении на северной обочине трассы Уралец-Висим ($57^\circ 38.246'$ с.ш., $59^\circ 37.769'$ в.д.). Клинопироксенит сложен зёрнами бесцветного призматического клинопироксена (рис. 1а), который составляет до 90%, реликтами почти полностью серпентинизированного оливина до 7–8% и 2–3% магнетита.

Клинопироксенит НТ-09-3 был взят из коренного обнажения в пос. Уралец ($57^\circ 39.709'$ с.ш., $59^\circ 38.746'$ в.д.). Бесцветный призматический клинопироксен (рис. 1б) слагает до 95%, серпентин и реликты оливина – до 2–3%, магнетит – 2–3%. Структура клинопироксенитов равномернозернистая, среднезернистая. Текстура – массивная.

Проба дунита НТ-09-4 тёмно-зелёного цвета с жёлто-коричневой коркой выветривания мощностью до 1.5 см отобрана из коренного выхода дунитов западнее устья Госшахты около ручья, впадающего в р. Соловьева ($57^\circ 40.989'$ с.ш., $59^\circ 37.940'$ в.д.). Дунит сложен оливином (55–60%), серпентином (40–45%), хромовая шпинель пред-

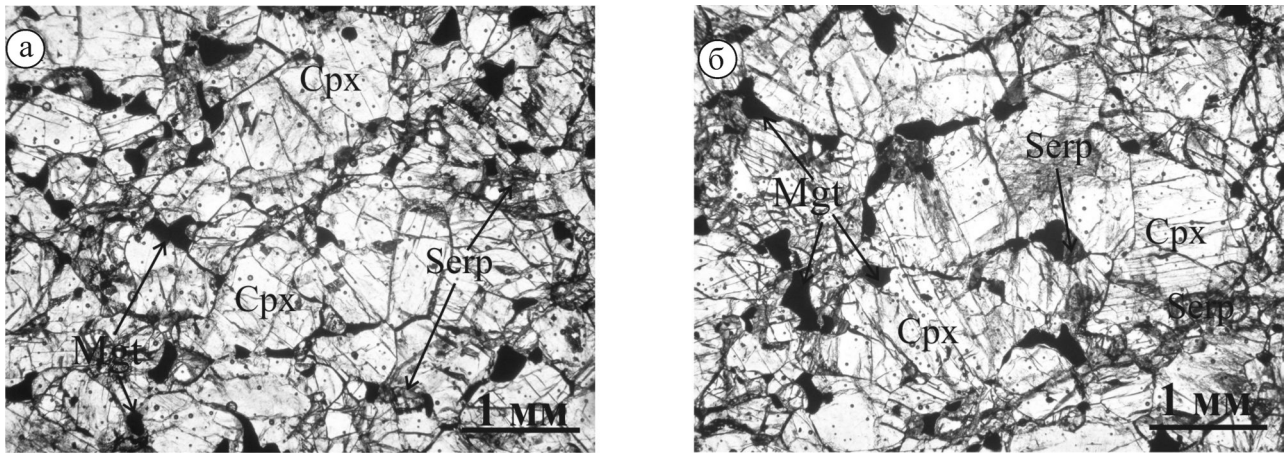


Рис. 1. Клинопироксенит Нижнетагильского массива НТ-09-1 (а), НТ-09-3 (б).
Cpx – клинопироксен, Serp – серпентин, Mgt – магнетит.

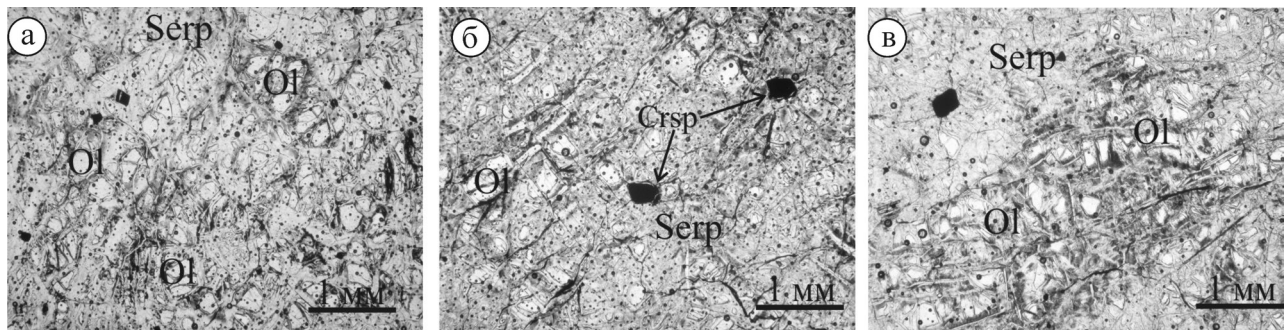


Рис. 2. Дуниты Нижнетагильского массива НТ-09-4 (а), НТ-09-5 (б), НТ-09-6 (в).
Ol – оливин, Serp – серпентин, Crsp – хромовая шпинель.

ставлена единичными идиоморфными субизометричными зёрнами до 0.8 мм, преимущественно размер зёрен не более 0.3 мм (рис. 2а).

Пробы дунитов НТ-09-5 и НТ-09-6 были отобраны в Новом дунитовом карьере, НТ-09-5 (57°40.120' с.ш., 59°38.318' в.д.), НТ-09-6 (57°40.094' с.ш., 59°38.365' в.д.). В образце НТ-09-5 присутствует шлировая вкрапленность хромовой шпинели, мощность шлира до 7–8 мм, зёрна хромовой шпинели субизометричные до 1.5 мм, разбиты трещинами, заполненными серпентином. Оливин составляет 50–55%, серпентин до 45%, хромовая шпинель не более 3–5% (рис. 2б).

Проба дунита НТ-09-6 (рис. 2в) на 50–55% состоит из оливина, 45–50% составляет серпентин,

хромовая шпинель представлена единичными субизометричными зёрнами до 0.3 мм.

Для всех образцов дунита характерна равномернoзернистая, среднeзернистая, панидиоморфнозернистая структура, текстура пород массивная.

Пироксениты преимущественно безоливиновые магнетитсодержащие их структура средне- и крупнoзернистая (рис. 2б), текстура массивная, в образцах из полосчатого дунит-пироксенитового комплекса иногда присутствуют реликты оливина, преимущественно полностью серпентинизированные. По химическому составу клинопироксен соответствует диопсиду $En_{45-47}Fs_{7-9}Wo_{45-46}$, характеризуется низко железистостью $f = 12.4-15.4$, а также невысокие содержания глинозёма (табл. 1), что харак-

Таблица 1. Химический состав клинопироксена

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
НТ-09-1	51.94	0.31	2.71	0.09	5.51	0.23	14.93	24.29	0.24	0.01	100.25
НТ-09-1	51.37	0.32	2.98	0.09	5.06	0.27	14.99	24.56	0.17	0	99.82
НТ-09-1	51.48	0.35	2.93	0.09	5.59	0.17	14.91	24.21	0.21	0	99.93
ф. ед. в пересчёте на 4 катиона											
НТ-09-1	1.94	0.01	0.11	–	0.16	–	0.88	0.88	0.02	–	4.00
НТ-09-1	1.96	0.01	0.07	–	0.13	–	0.92	0.91	0.01	–	4.01
НТ-09-1	1.91	0.02	0.14	–	0.15	–	0.87	0.89	0.02	–	4.00

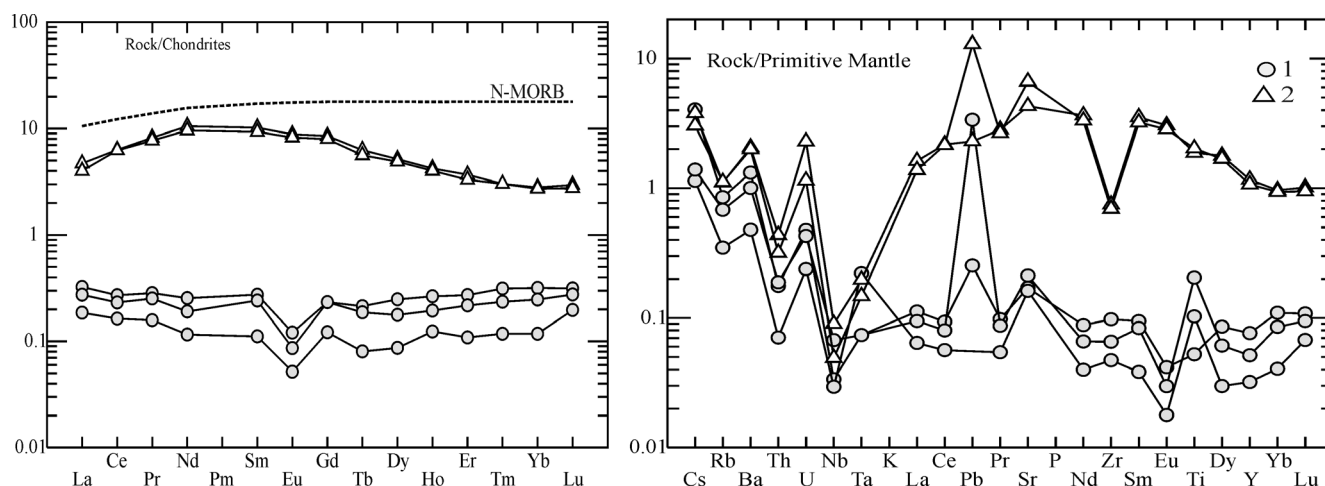


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Нижнетагильского массива (нормированные на хондрит и примитивную мантию [19]).

терно для пород “внутренней” части пироксенитовой оболочки [5].

Спектры распределения РЗЭ клинопироксенитов (рис. 3) идентичны описанным ранее [17], ЛРЗЭ в клинопироксенитах близок по характеру к N-MORB при пониженных концентрациях элементов, при этом для пород характерен дефицит тяжёлых лантаноидов ($La/Yb = 1.47-1.68$). Дуниты характеризуются существенным дефицитом РЗЭ в 6–45 раз ниже хондритовых (рис. 3). Для них характерно: пологий спектр распределения РЗЭ с незначительным дефицитом ТРЗЭ ($La/Yb = 1.03-1.56$) и наличие минимума по Eu ($Eu/Eu^* = 0.24$). При нормировании на примитивную мантию (рис. 3) породы обнаруживают ряд сходств и отличий. Для

пород характерен схожий характер спектра распределения таких элементов как Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb и Ta, преимущественно для дунитов характерны пониженные по сравнению с клинопироксенитами содержания этих элементов, а также наличие минимумов по Rb, Th и Nb. Кроме того, в обоих типах пород присутствует положительная аномалия по Sr, при этом концентрации Sr в дунитах существенно понижены, а также в некоторых пробах как клинопироксенитов, так и дунитов отмечается максимум по Pb. Содержания других элементов и спектр их распределения в породах существенно отличаются, дуниты характеризуются деплетированием большинства элементов, клинопироксениты характеризуются повышенными содержаниями большинства элементов и наличием отрицательной аномалии по Zr.

Таблица 2. Результаты измерений

Проба	Содержание, ppm		Изотопные отношения	
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$
НТ.09-3 Сpx	1.698	5.159	0.19893	0.513083 ± 15
НТ.09-3 Mgt	0.869	2.751	0.19088	0.512943 ± 19
НТ.09-6 WR	0.025	0.077	0.19948	0.514182 ± 134
НТ.09-4 WR	0.090	0.222	0.24550	0.512654 ± 79
НТ.09-5 WR	0.037	0.200	0.11094	0.512950 ± 86

Примечание. Среднее значение по стандарту La Jolla за период измерений равно 0.511857 ± 7 ($n = 7$). Измерения изотопного состава неодама и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава неодама в стандарте La Jolla составляет 0.511857 ± 7 ($n = 7$), что не превышает 0.003% (2σ). Ошибка в $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511857$ в стандарте La Jolla. Аналитик П.А. Серов, зав.лаб. Т.Б. Баянова.

Хорошей Sm-Nd изохроны по дунитам и пироксенитам Нижнетагильского массива, к сожалению, не получилось. В виду очень низких концентраций элементов в минералах (табл. 2) ошибка измерения изотопных отношений и концентраций Sm и Nd сильно возрастает. Полученные к настоящему времени измерения (точки на изохронной диаграмме) не образуют зависимости (рис. 4а). Такой разброс, по всей видимости, указывает на нарушенность и разбалансированность Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов. При построении двухточечных изохрон, из-за больших ошибок измерения и малой “растяжки” по оси $^{147}Sm/^{144}Nd$, все они (рис. 4б, в) имеют большую погрешность определения возраста. Линия, соединяющая изотопные составы двух валовых проб дунитов НТ-09-5 и НТ-09-6 (рис. 4б) отвечает возрасту 2111 ± 230 млн. лет. Двухточечная изохрона построенная по мономинеральным фракциям магнетита и клинопироксена из образца клинопироксенита НТ-09-3 соответствует возрасту 2637 ± 540 млн. лет (рис. 4в).

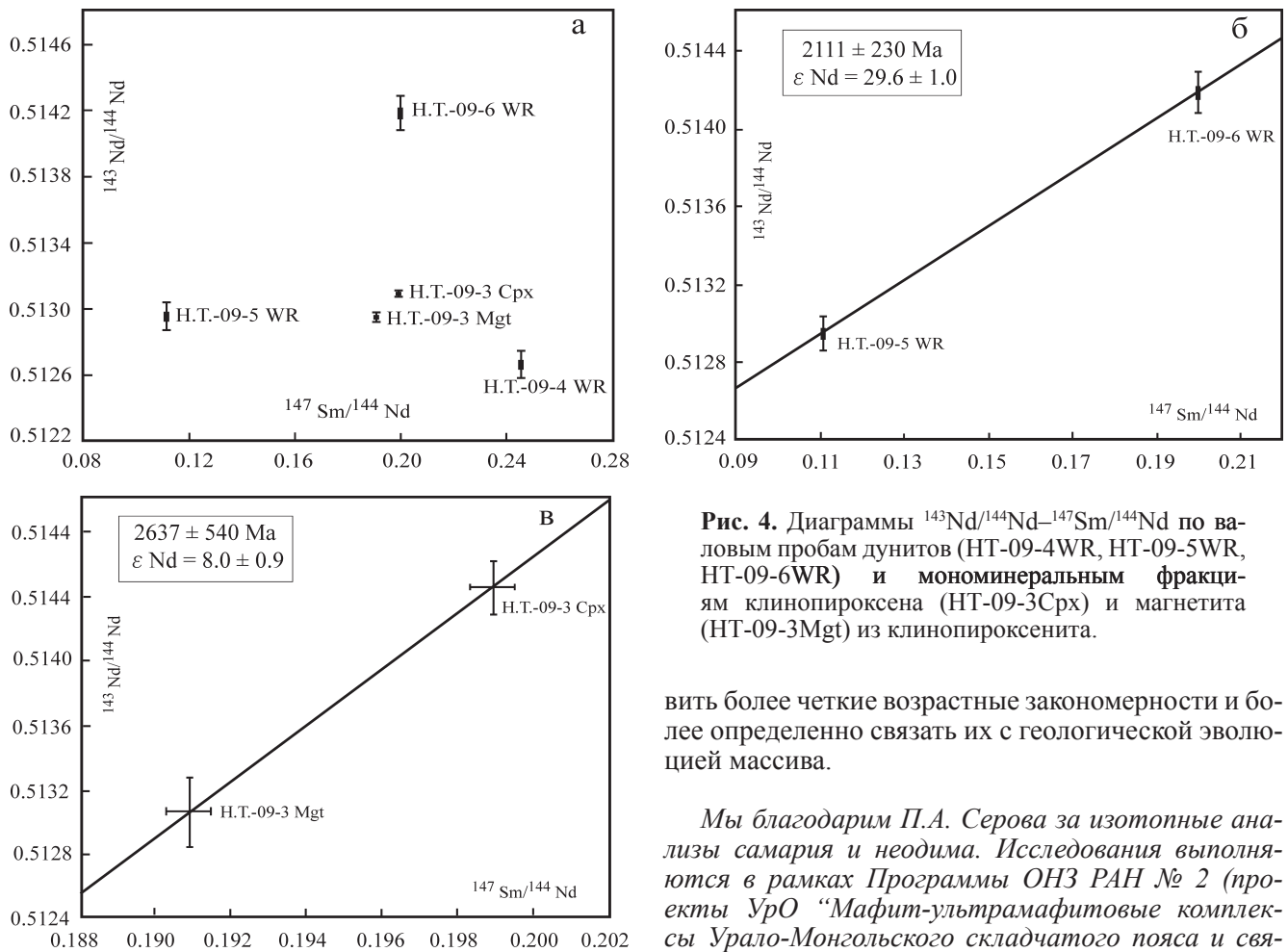


Рис. 4. Диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ по валовым пробам дунитов (HT-09-4WR, HT-09-5WR, HT-09-6WR) и мономинеральным фракциям клинопироксена (HT-09-3Cpx) и магнетита (HT-09-3Mgt) из клинопироксенита.

вить более четкие возрастные закономерности и более определенно связать их с геологической эволюцией массива.

Мы благодарим П.А. Серова за изотопные анализы самария и неодима. Исследования выполняются в рамках Программы ОНЗ РАН № 2 (проект УрО “Мафит-ультрамафитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса и связанные с ними месторождения черных, цветных и благородных металлов” и 11-5-06-НДР).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа (ч. 1) // Литосфера. 2007. № 3. С. 3–31.
2. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геолкома, Вып. 62. 1913. 694 с.
3. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат-лы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Л.: Изд. Геолкома, 1928. 56 с.
4. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
5. Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др. Платиноносный пояс Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 95 с.
6. Иванов К.С., Волченко Ю.А. О некоторых дискуссионных вопросах изучения геологии Платиноносного пояса Урала // Уральский геологический журнал. 2009. № 3(69). С. 67–99.
7. Иванов К.С., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Природа Платиноносного пояса Урала и его хромит-

Эти цифры, как будто хорошо коррелируются с полученными К.Н. Маличем с соавторами, [15] определениями U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам, где более 10 замеров показали достаточно близкие между собой возраста ≈ 2.6 – 2.7 млрд. лет. Если эти Sm-Nd цифры подтвердятся более представительными данными, то это будет свидетельствовать в пользу того, что полученные К.Н. Маличем и др., [15] из дунитов по цирконам архейские датировки, вероятно, отражают возраст пород “мантийного клина” над зоной субдукции, но не являются результатом субдуцирования кластического материала с Русской платформы. Имеющиеся Sm-Nd данные, по-видимому, указывают и на наличие “молодого” (ориентировочно 230–380 млн. лет) процесса (возможно время выведения дунит-клинопироксенитового массива на уровень верхней коры). Необходимо подчеркнуть, однако, что эти прикидки можно рассматривать лишь как очень предварительные, исследования необходимо продолжать. Возможно большее количество изотопных измерений самария и неодима в дунитах и клинопироксенитах Нижнетагильского массива (в том числе и других исследователей) позволит в совокупности с уже сделанными определениями выя-

- платинометалльных месторождений // Докл. АН. 2007. Т. 417, № 3. С. 369–373.
8. *Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. АН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649–652.
 9. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
 10. *Иванов О.К.* Платиновое оруденение Нижнетагильского дунитового массива. Урал // Минеральное сырье Урала. 2006. № 5(9). С. 90.
 11. *Кнауф О.В.* U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов // NAPI Research JSC. 2008. 5 с.
 12. *Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И.* Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 436, № 6. С. 1–5.
 13. *Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. и др.* Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика: мат-лы междунард. геол. конф. Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО, 2006. С. 110–113.
 14. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Тр. ИГГ УФАН. Вып. 83. 1970. 166 с.
 15. *Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л.* Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
 16. *Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. АН. 2006. Т.409, №.1. С. 104–109.
 17. *Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г.* Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 89–92.
 18. *Шмелев В.Р., Филиппова С.С.* Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника. 2010. № 4. С. 65–86.
 19. *Sun. S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basalts / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.