

УДК 550.4+552.08

## ГЕОХИМИЯ И Nd-Sr-Os ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА<sup>1</sup>

© 2020 г. Л. П. Никитина<sup>a, \*</sup>, А. Г. Гончаров<sup>a, b, \*\*</sup>, Е. С. Богомолов<sup>a</sup>, Б. В. Беляцкий<sup>c, \*\*\*</sup>, Р. Ш. Крымский<sup>c</sup>, В. С. Приходько<sup>d, \*\*\*\*</sup>, М. С. Бабушкина<sup>a</sup>, А. А. Караман<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>b</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,  
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>c</sup>Всероссийский геологический институт им. А.П.Карпинского,  
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

<sup>d</sup>Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина,  
ул. Ким-Ю-Чена, 65, Хабаровск, 680000 Россия

\*e-mail: lpnik@mail.ru

\*\*e-mail: a.goncharov@spbu.ru

\*\*\*e-mail: bbelyatsky@mail.ru

\*\*\*\*e-mail: Vladimir@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 05.02.2019 г.

После доработки 17.06.2019 г.

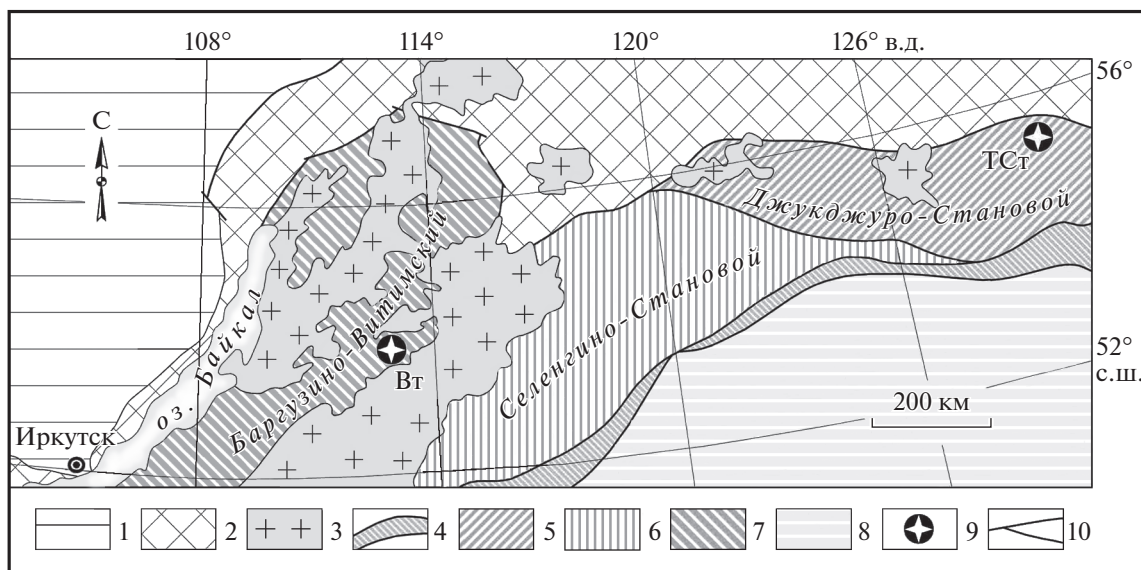
Принята к публикации 21.09.2019 г.

В области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона обнаружены ксенолиты мантийных пород в щелочных базальтах Токинского Становика в Джугджуро-Становом супертеррейне и Витимского плато в Баргузино-Витимском супертеррейне. Первые представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами и реже верлитами, среди вторых нередки гранат-шпинелевые, гранатовые лерцолиты и пироксениты. В кимберлитах Сибирского кратона преобладают ксенолиты гранатсодержащих лерцолитов и широко представлены ксенолиты эклогитов, не обнаруженные в мантии супертеррейнов. Re-Os определения свидетельствуют о раннеархейском возрасте перидотитов и эклогитов в мантии Сибирского кратона. Исследованы главные, редкие (редкоземельные и высокозарядные) элементы и Nd-Sr-Os систематика в перидотитах (преобладающие породы) литосферной мантии в зоне сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона. Степень истощения оксидами Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO и обогащения MgO относительно примитивной мантии в мантийных перидотитах Джугджуро-Станового супертеррейна близка к таковой Сибирского кратона. В перидотитах Баргузино-Витимского супертеррейна она существенно ниже и здесь присутствуют перидотиты примитивного состава. Степень плавления в мантии Сибирского кратона и Джугджуро-Станового супертеррейна достигает 45–50%, в мантии Баргузино-Витимского супертеррейна она менее 25%. Мантийные перидотиты кратона, по сравнению с таковыми сопредельных супертеррейнов обогащены Ba, Rb, Th, Nb, Ta и обеднены Y и RE-элементами от Sm до Lu. Однако все они характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Ta (>17.4) и Zr/Hf (>36.1), а также Nb/Y (>0.158) и Zr/Y (>2.474). Отношение Nb/Y в перидотитах кратона преимущественно >1.0, в перидотитах супертеррейнов <1.0. Изотопный состав Nd и Sr в последних соответствует океаническим базальтам. В перидотитах Сибирского кратона установлены низкие значения <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os (0.108–0.115), в перидотитах Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов они выше 0.115, но обычно не превышают значение для примитивной верхней мантии (0.1296). Таким образом, геохимические и изотопные характеристики перидотитов свидетельствуют о различном составе и типе мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса в раннем архее, еще до образования в мантии кратона эклогитов, имеющих возраст 2.7–3.1 млрд лет.

**Ключевые слова:** субконтинентальная литосферная мантия, Сибирский кратон, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Джугджуро-Становой и Баргузино-Витимский супертеррейны, HFSE, REE, Nd-Sr-Os систематика

DOI: 10.31857/S0869590320020053

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320020053 для авторизованных пользователей.



**Рис 1.** Схема геологического строения зоны сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса по материалам (Kröner et al., 2017; Rytsk et al., 2007; Rytsk et al., 2011).

1 – Сибирский кратон: отложения чехла, 2 – кристаллический фундамент; 3–9 – Центрально-Азиатский складчатый пояс: 3 – гранитоиды (Pr-Mz); супертеррейны: 4 – Монголо-Охотский, 5 – Джугджуро-Становой, 6 – Селенгино-Становой, 7 – Баргузино-Витимский, 8 – Южно-Монгольско-Хинганский, 9 – мантийные ксенолиты в кайнозойских базальтах: ТСт – Токинский Становик, Вт – Витимское вулканическое поле; 10 – тектонические швы.

## ВВЕДЕНИЕ

Ксенолиты мантийных пород в области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона обнаружены в щелочных базальтах Токинского Становика в Джугджуро-Становом супертеррейне и Витимском плато в Баргузино-Витимском супертеррейне. Щелочные базальты, установленные в Токинском Становике, в обнажениях р. Накит, в месте слияния ее с р. Тока, относятся к зоне Станового шва (рис. 1), отделяющего Джугджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского пояса от Алданского блока Сибирского кратона (Kröner et al., 2017; и литература к ней). На юго-западе Джугджуро-Становой супертеррейн граничит с Селенгино-Становым супертеррейном, к юго-западу от которого выделяется Баргузино-Витимский супертеррейн (Rytsk et al., 2007, 2011). В состав последнего входят Витимское плато щелочных базальтов кайнозойского возраста и современный Байкальский рифт. На о-ве Ольхон образования Баргузино-Витимского супертеррейна граничат с метаморфическим комплексом кристаллического фундамента Сибирского кратона. Базальты Токинского Становика по данным K-Ar метода имеют возраст от 1.1 до 3.8 млн лет (Polyakov, Bagdasaryan, 1986). Более узкий интервал возрастных значений для базальтов (0.59–0.28 млн лет) получен с помощью лазерного Ar-Ar метода датирования (Rasskazov et al., 2000).

Цель работы состоит в исследовании геохимии редких элементов (особенно высоkozарядных) и

Nd-Sr-Os систематики в перидотитах (преобладающие породы) литосферной мантии в зоне сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона для решения вопроса однородности/неоднородности химического состава и эволюции мантии, подстилающей указанные структуры земной коры. Объектами исследования являются ксенолиты перидотитов из базальтов и кимберлитов. Кроме авторских данных по ксенолитам мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато, в работе используются данные по ксенолитам из базальтов р. Накит, исследованных ранее Д. Ионовым и его коллегами (Ionov et al., 2005, 2006a, 2006b), а также данные по ксенолитам из базальтов Витимского плато (Goncharov, Ionov, 2012) и из кимберлитов трубки Удачная (Goncharov et al., 2012).

Особое внимание в настоящей работе уделяется высоkozарядным элементам Nb, Ta, Zr, Hf, их отношениям Nb/Ta и Zr/Hf, а также отношениям Nb/Y и Zr/Y. Как известно, Nb и Ta аномалии в магматических комплексах используются в качестве критериев для заключения о надсубдукционном петрогенезисе этих комплексов. Отношения Ta/Nb, Nb/Y и Zr/Y в магматических породах мантийного происхождения рассматриваются как индикаторные геодинамические метки. В работе (Condie, 2005) предложены две дискриминантные диаграммы, Nb/Y–Zr/Y и Zr/Nb–Nb/Th для определения источников и механизмов образования (плюмовых и неплюмовых) базит-

ультрабазитовых вулканитов. Они нашли широкое применение при решении вопроса о роли субдукции и плюмов в образовании архейских зеленокаменных комплексов.

Исследование высокозарядных элементов и их отношений в магматических породах косвенно указывает на неоднородность состава литосферной мантии, по крайней мере, в отношении этих элементов. Очевидно, что это ограниченная информация. Полная картина о составе мантии, ее однородности или неоднородности не может быть создана только при анализе продуктов плавления мантии, каковыми являются коматииты, базальты, кимберлиты и другие мантийные магматические производные. Она требует учета данных по ксенолитам мантийных пород – реститам плавления мантийного вещества. В настоящее время данные по высокозарядным элементам в ксенолитах мантийных перидотитов весьма ограничены вследствие низкой концентрации их в породах, особенно тантала и ниобия. В представленной работе мы используем высокозарядные элементы для получения ответа на вопрос: “В какой мере различается химический состав литосферной мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные с ним структуры Центрально-Азиатского пояса?”

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вес изученных авторами настоящей работы ксенолитов, очищенных с помощью алмазной иглы от корок и примазок кимберлита и базальта, составлял не менее 250–300 г. После дробления и растирания пробы тщательно перемешивались и затем путем квартования разделялись на 4–5 частей, предназначенных для определения содержания главных и редких (включая редкоземельные) элементов и изотопного состава элементов в Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os системах.

*Химический состав валовых проб ксенолитов* определен методами XRF (главные элементы) и ICP-MS (REE, Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U), для чего использовались центральные части ксенолитов, очищенные от корок базальта и промытые в дистиллированной воде. Анализ выполнен в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Ошибка определения содержания элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15%, для остальных REE, Ti, Zr, Sr, Y – не более 5%.

*Химический состав минералов* определялся в оксидных шайбах и плоско-полированных пластинках в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на электронном сканирующем микроскопе JSM 6510 LA с энергодисперсионной системой химического анализа JET-2200. Условия съемки: ускоряющее

напряжение на катоде 20 кэВ, сила тока ~5 нА, фокусное расстояние 10 мм, диаметр пучка электронов 3–5 мкм. Время накопления спектра 50 с. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов. Для коррекции матричного эффекта применялся алгоритм ZAF. Состав определялся в точках и сканированием по площади в плоско-полированных шлифах. Суммы определяемых оксидов в анализах минералов приведены к 100%.

*Отношение  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  в минералах*, необходимое для расчета фугитивности кислорода в системе, определено методом мессбауэровской спектроскопии в ИГГД РАН при комнатной температуре на установке с электродинамическим вибратором при постоянном ускорении в интервале скоростей от –7 до +7 мм/с. В качестве задающего генератора формы сигнала и стабилизатора движения использовался спектрометр “СМ-1201”. Источником  $\gamma$ -излучения служил  $^{57}Co$  в матрице Sr, активность 30–50 мКи. Спектрометр калибровался по металлическому железу. Аппроксимация спектров проводилась совокупностью линий формы Лоренца в программе MOSSFIT<sup>®</sup> Ver. 3.7. Качество разложения спектров оценивалось величиной  $\chi^2$ . Относительное количество  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  и их распределение по подрешеткам в структуре минералов оценивалось по соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов. Соотнесение дублетов в спектрах минералов проводилось в соответствии с данными (Никитина, Гончаров, 2009). Вероятность эффекта Мессбауэра принималась одинаковой для  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в неэквивалентных позициях. Погрешность определения  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  составляет  $\pm 0.005$ – $0.01$ .

*Определение изотопного состава Sm, Nd, Rb и Sr* в валовых пробах и минералах ксенолитов произведено в ИГГД РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton (ThermoFisher) в статическом режиме регистрации ионных токов. Коррекция приборного фракционирования изотопов Nd осуществлялась нормализацией измеренных отношений по величине природного отношения  $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ . Погрешность определения содержаний Sm и Nd равна 0.5%. Уровень холостого опыта составил 10 пг для Sm и 20 пг для Nd. Результаты многократного анализа международного стандартного образца BCR-1 следующие: содержание Sm и Nd равно 6.45 и 28.4 мкг/г соответственно,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1383 \pm 3$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512654 \pm 8$  (среднее по 10 анализам). Коррекция фракционирования изотопов Sr в процессе измерения производилась нормализацией измеренных отношений по величине природного отношения  $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.37521$ . Погрешность определения содержания Rb и Sr оценивалась в 0.5% (2 $\sigma$ ). Уровень холостого опыта не превышал 30 пг для Rb и Sr. Анализ международного стандартного образца

BCR-1 в среднем по восьми анализам показал следующее: Rb = 45.9 мкг/г, Sr = 329 мкг/г,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4027 \pm 19$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705013 \pm 16$ .

*Определение изотопного состава Re и Os в валовых пробах перидотитов* выполнено в лаборатории Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ. Содержание рения и осмия в породах определялось методом изотопного разбавления. К навескам образцов в виде тонко растертой пудры массой около 2 г добавлялось по 300 мг смешанного изотопного трассера  $^{185}\text{Re}$ - $^{190}\text{Os}$ . После добавления 3 мл 11N HCl полученные смеси замораживали при температуре  $-20^\circ\text{C}$  и выдерживали в течение 30 мин, затем к ним добавляли 7 мл 14N HNO<sub>3</sub>. Дальнейшее разложение и гомогенизация проб происходила в 90-миллиметровых кварцевых колбах в течение 12 ч при постоянной температуре  $300^\circ\text{C}$  и давлении 120 бар в печи HPA-S. Сепарация Os проводилась с помощью жидкостной экстракции бромом и микродистилляции, а Re выделялся методом жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом, 2N HNO<sub>3</sub> и водой (Birck et al., 1997). Измерение изотопного состава и определение концентрации Re производилось на одноколлекторном масс-спектрометре с индукционно связанной плазмой (ИСП-МС) ELEMENT-2 (Thermo), изотопный состав Os измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) в статическом режиме регистрации токов отрицательно заряженных ионов на коллекторах Фарадея. Для коррекции измеренных изотопных отношений (влияние приборного масс-фракционирования) использовалась величина природного отношения  $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.092016$ . Детали методики описаны в работе (Крымский и др., 2011). Химический бланк аналитической процедуры, холостой опыт, для Re соответствовал 70 пг, а для Os – 1 пг и учитывался при расчете истинных изотопных отношений. Полученные в период проведения исследований мантийных перидотитов результаты анализа стандарта серпентинита UB-N: [Re]:  $0.2218 \pm 0.0064$  мкг/г, [Os]:  $3.65 \pm 0.12$  мкг/г,  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ :  $0.292 \pm 0.014$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ :  $0.127176 \pm \pm 0.000091$  ( $n = 4$ ) хорошо согласуются с литературными данными (Meisel et al., 2003).

*Модальный минералогический состав* перидотитов рассчитан методом наименьших квадратов, исходя из химического состава валовых проб ксенолитов и их породообразующих минералов (Goncharov et al., 2012). Степень их частичного плавления относительно примитивной мантии ( $F$ , %) получена по уравнению  $F(\pm 5) = -276.0 + 355.4(\text{Mg}/\text{Si}) - 93.4(\text{Mg}/\text{Si})^2$ , где Mg/Si – соотношение атомов Mg и Si в валовой пробе (Nikitina et al., 2017). Для гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов температура ( $T$ , °C) и давление ( $P$ , ГПа) получены с помощью модифицированной

версии гранат-ортопироксенового термобарометра для системы CaO–MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> (Никитина и др., 2010; Goncharov et al., 2015). Для шпинелевых перидотитов температура рассчитана с помощью оливин-клинопироксенового геотермометра (Kohler, Brey, 1990) при допущении, что давление соответствует модельной геотерме с мощностью теплового потока в 55 мВт/м<sup>2</sup> (Hasterok, Charman, 2011). Выбор данной модельной геотермы определяется тем, что  $P$ - $T$  условия, полученные с помощью гранат-ортопироксенового геотермобарометра для ксенолитов гранатовых и шпинель-гранатовых перидотитов, также обнаруженных в базальтах Витимского плато, соответствуют этой геотерме. Фугитивность кислорода  $\Delta f\text{O}_2$  (относительно буфера фаялит-магнетит-кварц, FMQ) определена с использованием *Ol-Opx-Spl* оксибарометра (Wood, 1990).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Химический и минералогический состав ксенолитов*

Ксенолиты перидотитов из базальтов Токинского Становика представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами и реже верлитами, характеризующимися ассоциацией: оливин (*Ol*) + ортопироксен (*Opx*) + клинопироксен (*Cpx*) + шпинель (*Spl*). В качестве акцессорного минерала присутствует керсутит. Среди перидотитовых ксенолитов из базальтов Витимского плато нередкими являются гранат-шпинелевые и гранатовые лерцолиты. В кимберлитах трубки Удачная преобладают ксенолиты гранатсодержащих лерцолитов (Goncharov et al., 2012). Кроме того, в них широко представлены эклогиты, имеющие архейский возраст, 2.7–3.1 млрд лет (Pearson et al., 1994), но они не обнаружены в мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов. Основным объектом проведенного нами исследования являлись перидотиты как преобладающие породы в литосферной мантии всех трех структур.

Модальный состав перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато, изученных в настоящей работе, степень плавления пород относительно примитивной мантии и термобарометрические данные представлены в табл. 1. Ранее не опубликованные данные по химическому составу валовых проб и породообразующих минералов перидотитов из этих базальтов приведены в ESM\_1-1, 1-2, 1-3, 1-4.pdf (Suppl. 1)<sup>2</sup> Данные по химическому составу валовых проб и ми-

<sup>2</sup> Химический состав валовых проб и породообразующих минералов перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато приведены в ESM\_1-1, 1-2, 1-3, 1-4.pdf (Suppl. 1) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

**Таблица 1.** Модальный состав, степень плавления и условия кристаллизации перидотитовых ксенолитов в щелочных базальтах Токинского Становика и Витимского плато

Номер образца	Модальный состав, %					$F, \%$	$Mg\#_{Ol}$	$Cr\#_{Spl}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{кбар}$	$\Delta fO_2$
	$Ol$	$Opx$	$Cpx$	$Grt$	$Spl$						
Токинский Становик (настоящая работа)											
100-09	78.6	17.6	3.1		0.7	39.7	0.904	0.698	1070	2.5	-0.89
102-09	53.7	7.2	37.1		2.0	0.2	0.904	0.101	1000	2.2	-1.02
103-09	73.0	18.7	6.1		2.2	23.5	0.870	0.441	1100	2.6	-0.69
104-09	70.4	26.6	2.2		0.8	30.4	0.904	0.374	1080	2.4	-1.03
121-09	89.2	7.0	3.4		0.4	48.7	0.896	0.670	1060	2.4	-0.23
124-09	67.4	24.5	6.8		1.3	26.2	0.904	0.438	1060	2.4	-1.02
203-09						28.4	0.895	0.549			
803-09	72.9	22.3	3.9		0.9	33.3	0.907	0.456	1070	2.4	-0.52
Витимское плато (настоящая работа; Goncharov, Ionov, 2012)											
Vt37	59.1	26.1	13.3	1.1	0.4	9.8	0.904	0.141	1350	4.1	
Vt6	61.9	17.5	11.5	9	0.1	13.5	0.886	0.237	1460	4.4	
Vt8	56.4	15.7	14.1	13.3	0.5	4.5	0.892	0.240	1390	4.4	
Vt10	64	15.1	11.3	9.5		17.6			1320	4.2	
Vt16									1330	4.0	
Vt17									1280	3.7	
Vt19									1310	4.1	
Vt26	51.3	32.1	9.2	7.4		5.0			1370	4.4	
Vt39	65.7	20.1	8.6	5.6		19.6			1470	4.0	
Vt5	60.3	15.7	13.9	10.1		8.8	0.908	0.249	1370	4.2	
Vt4	66.5	10.0	14.7	8.4	0.5	12.7			1040		
Vt41	65.9	16.0	8.2	9.5	0.3	20.9			1100		
Vt11	65.4	17.7	14.5		2.4	14.0	0.897	0.251	880	1.7	0.6
Vt12	74.1	13.9	9.8		2.1	26.0	0.903	0.157	850	1.6	-0.1
Vt13	71.3	24.7	7.9		1.0	36.0	0.900	0.316	970	2.2	0.6

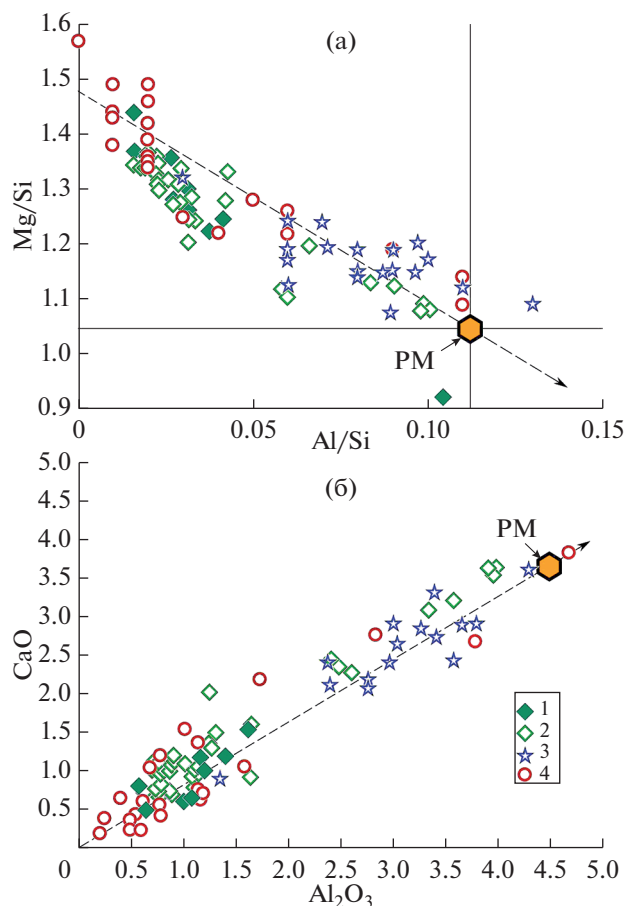
Примечание.  $Ol$  – оливин,  $Opx$  – ортопироксен,  $Cpx$  – клинопироксен,  $Grt$  – гранат,  $Spl$  – шпинель.  $F, \%$  – степень парциального плавления перидотитов;  $Mg\#_{Ol} = Mg/(Mg + Fe)$  в оливинах;  $Cr\#_{Spl} = Cr/(Cr + Al)$  в шпинелях;  $\Delta fO_2$  – фугитивность кислорода относительно буфера FMQ.

нералов перидотитов трубки Удачная заимствованы из работы (Goncharov et al., 2012).

Судя по данным, приведенным в табл. 1, температура и давление равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато соответствуют области стабильности графита, фугитивность кислорода, рассчитанная только для шпинелевых перидотитов, близка к таковой для буферной системы фаялит-магнетит-кварц:  $\Delta fO_2^{FMQ}$  колеблется в пределах от -1.0 до +0.6. Условия кристаллизации гранат-ортопироксеновой ассоциации в ксенолитах гранатсодержащих перидотитов из кимберлитов трубки Удачная характеризуются более высокими значениями температуры и давления, соответствующими области стабильности алмаза, а фугитивность кислорода

значительно ниже:  $\Delta fO_2^{FMQ}$  имеет отрицательные значения до -5 (Goncharov et al., 2012).

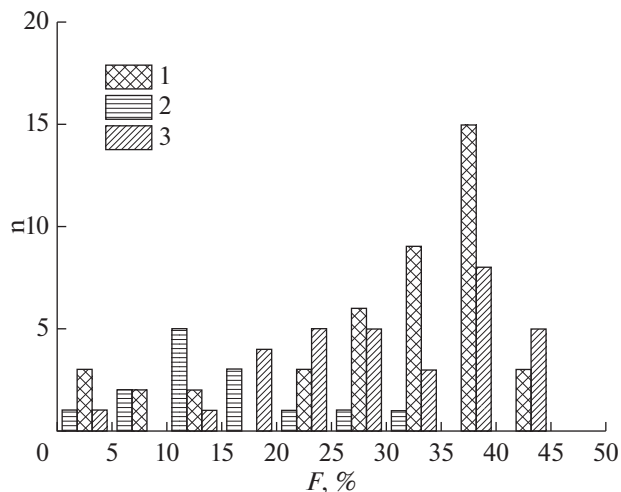
По соотношениям  $Al/Si$  и  $Mg/Si$ ,  $Al_2O_3$  и  $CaO$  в валовых пробах перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато и из кимберлитов трубки Удачная (рис. 2), отражающим степень истощения пород оксидами  $Al_2O_3$  и  $CaO$  и обогащения  $MgO$ , по сравнению с примитивной мантией, в результате частичного плавления перидотиты Токинского Становика близки к таковым из кимберлитов центральной части Сибирского кратона ( $F$  до 45–50%), но отличаются от перидотитов Витимского плато, в которых степень частичного плавления преимущественно менее 25% (рис. 3). Плавление перидотитов сопровождается обогащением минералов, особенно шпинелей и клинопироксенов хромом:  $Cr\#_{Spl} \gg Cr\#_{Cpx} > Cr\#_{Opx}$ .



**Рис. 2.** Соотношение Al/Si–Mg/Si (а) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaO (б) в ксенолитах перидотитов из щелочных базальтов Токинского Становика (1, 2 – настоящая работа и по (Ionov et al., 2005) соответственно), Витимского плато (3 – настоящая работа) и из кимберлитов трубки Удачная (4 – по (Goncharov et al., 2012)).

Отличие мантийных перидотитов Токинского Становика от перидотитов Сибирского кратона проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов (рис. 4). Распределение элементов в перидотитовых ксенолитах из трубки Удачная на диаграммах Ba–Lu и La–Lu асимметричное, демонстрирующее обогащение элементами от Ba до Sr и обеднение в большинстве образцов редкоземельными элементами от Sm до Lu. Асимметрия характерна и для кривых распределения редких элементов в мантийных перидотитах Витимского плато, однако обеднение средними и тяжелыми редкоземельными элементами в них незначительное. Положительная аномалия для Nb и отрицательная для Ti свойственна ксенолитам мантийных перидотитов всех рассматриваемых регионов.

Практически во всех ксенолитах Sm/Nd отношение ниже, чем в примитивной мантии, в которой по разным оценкам оно равно либо 0.325



**Рис. 3.** Степень плавления перидотитовых ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтов Токинского Становика (1) и Витимского плато (2) и из кимберлитов трубки Удачная (3).

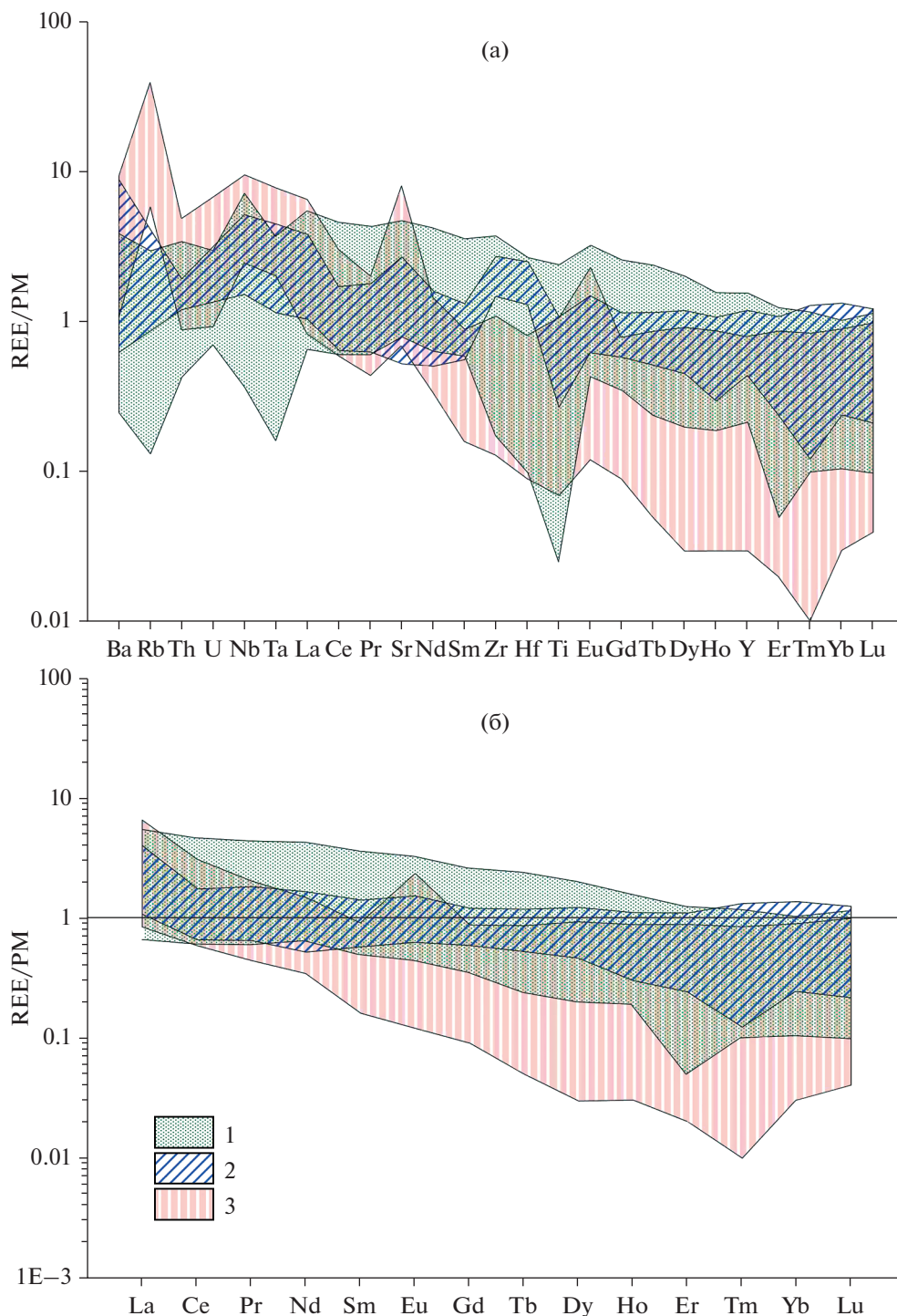
(Palme et al., 2003), либо 0.350 (Костицын, 2004; Пушкарев и др., 2005). Погрешность расчета отношения Sm/Nd в валовых пробах ксенолитов при определении концентраций Nd и Sm методом ICP-MS с точностью не хуже 10 и 15% соответственно составляет не более ±0.02.

Всем перидотитам свойственны преимущественно суперхондритовые значения отношений Nb/Ta и Zr/Hf (рис. 5а). Различие между мантийными перидотитами рассматриваемых регионов выражено слабо, и оно определяется величиной Zr/Hf отношения. Напротив, сильное различие наблюдается на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 5б). В ксенолитах из кимберлитов трубки Удачная величина Nb/Y отношения, хотя и колеблется от 0.5 до 16, но значения <1.0 являются редкостью. Ксенолиты из базальтов Токинского Становика и Витимского плато характеризуются более низкими значениями Nb/Y, преимущественно меньше 1.0.

### Nd-Sr-Os систематика перидотитов

**Nd-Sr систематика.** Данные изотопного состава Sm-Nd и Rb-Sr систем в валовых пробах мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика и результаты, полученные нами для Витимского плато представлены в табл. 2 и на рис. 6. В изученных ранее перидотитовых ксенолитах из базальтов того же района Токинского Становика (Douset et al., 2015; Ionov et al., 2006b) был исследован изотопный состав неодама только в ортопироксенах и клинопироксенах. Последние характеризуются высокими величинами ε<sub>Nd</sub> (от +94 до +123), которые не согласуются с низкими (менее 1.0) значениями нормализованного к примитивной мантии отношения Sm/Nd и



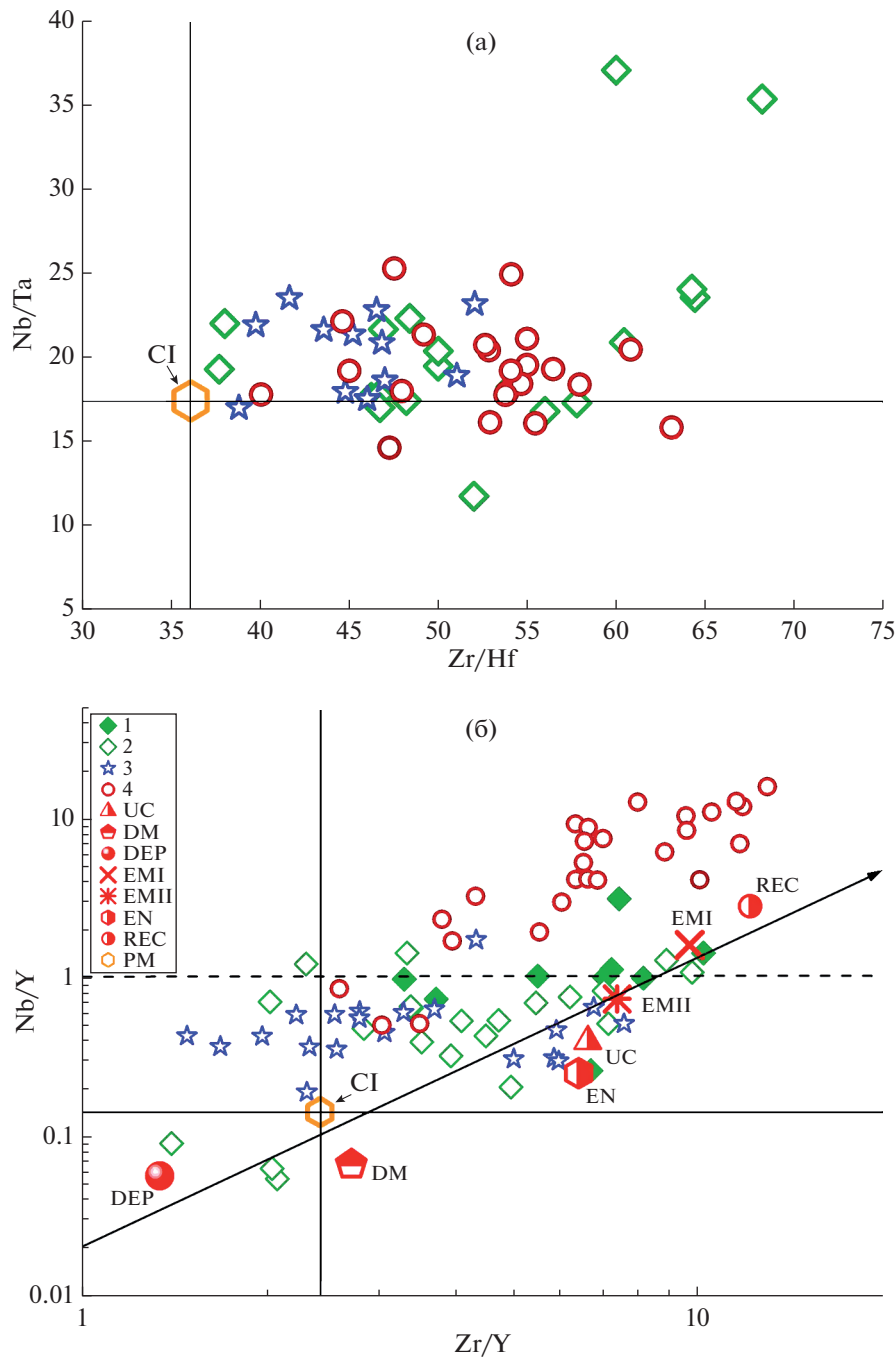


**Рис. 4.** Нормализованные к примитивной мантии диаграммы распределения редких (а) и редкоземельных элементов (б) в ксенолитах перидотитов из базальтов Токинского Становика (1), Витимского плато (2) и из кимберлитов трубки Удачная (3); использованы: для Токинского Становика данные настоящей работы и по (Ionov et al., 2006a), для Витимского плато – данные настоящей работы, для трубки Удачная – по (Goncharov et al., 2012).

не дают значимых оценок возраста (Douset et al., 2015).

Узкий интервал значений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  при ограниченном количестве образцов для перидотитов Токинского Становика не позволяет рассчитать

их возраст по валовым пробам с приемлемой погрешностью. Для перидотитовых ксенолитов из базальтов Витимского плато по валовым пробам пяти образцов (Vt9, Vt13, Vt15, Vt20) получена изохрона, соответствующая возрасту в  $636 \pm 46$  млн лет и  $\epsilon_{\text{Nd}} =$



**Рис. 5.** Соотношение Nb/Ta–Zr/Hf (а) и Nb/Y–Zr/Y (б) в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов Токинского Становика (1 – по (Ionov et al., 2006b); 2 – настоящая работа) и Витимского плато (3 – настоящая работа) и из кимберлитов трубки Удачная (4 – (Goncharov et al., 2012)). На диаграмме показано также соотношение Nb/Y–Zr/Y в континентальной коре UC, в верхней (shallow) деплетированной мантии DM, глубокой деплетированной мантии DEP, обогащенных мантийных источниках EMI и EMII, в обогащенном EN и рециклированном REC компонентах по (Condie, 2005), в примитивной мантии (PM) по (Palme et al., 2003).

= 11.2. Двухточечная Rb-Sr изохрона, рассчитанная для образцов 124-09 и 100-09, соответствует возрасту  $1307 \pm 270$  млн лет ( $IR = 0.70364 \pm 12$ ) при использовании равноточных измерений для обоих образцов (0.01%) и  $1307 \pm 83$  млн лет ( $IR =$

$= 0.703688 \pm 35$ ) при учете измеренных погрешностей анализа.

При исследовании U-Pb (SHRIMP-II) методом цирконов из Витимских мантийных перидотитов (Салтыкова и др., 2008) для ядер двухфазных зерен



**Таблица 2.** Результаты Sm-Nd и Rb-Sr анализа валовых проб мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато

Номер образца	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Токинский Становик (настоящая работа)											
100/09	0.294	1.237	0.1435	0.512797	16	3.1	0.331	34.53	0.0390	0.704369	10
103/09	0.429	1.856	0.1399	0.512786	10	2.9	1.503	30.85	0.1407	0.703803	10
104/09	0.216	0.959	0.1363	0.512579	12	-1.2	0.210	13.02	0.0466	0.704507	28
106/09	0.306	2.104	0.0880	0.512810	12	3.4	0.136	18.85	0.0208	0.704201	12
121/09	0.522	2.103	0.1501	0.512817	7	3.5	1.242	27.81	0.1291	0.703819	23
124/09	0.785	3.641	0.1304	0.512779	5	2.8	0.297	59.51	0.0144	0.703908	11
203/09	1.445	5.187	0.1684	0.512773	7	2.6	1.072	74.38	0.0416	0.704193	8
803/09	0.483	1.911	0.1529	0.512803	4	3.2	0.562	28.04	0.0580	0.703996	21
Витимское плато (настоящая работа)											
Vt52	0.457	1.558	0.1772	0.513012	12	7.3	0.495	30.19	0.0474	0.704105	9
Vt102	0.481	1.846	0.1575	0.513046	12	8.0	0.390	27.37	0.0412	0.703938	8
Vt107	0.228	0.753	0.1829	0.513331	12	13.5	0.236	10.41	0.0656	0.704105	8
Vt8	0.505	1.661	0.1839	0.513118	12	9.4	0.974	30.38	0.0926	0.703311	5
Vt9	0.308	1.078	0.1730	0.513108	8	9.2	0.582	16.26	0.1035	0.70396	4
Vt10	0.761	3.281	0.1402	0.513003	15	7.1					
Vt12	0.229	0.813	0.1704	0.513074	10	8.5					
Vt13	0.126	0.639	0.1191	0.512880	18	4.7					
Vt15	0.237	1.26	0.1138	0.512867	12	4.5	0.143	15.00	0.0275	0.704118	15
Vt20	0.465	1.872	0.1502	0.513019	9	7.4	0.715	40.98	0.0504	0.704758	8

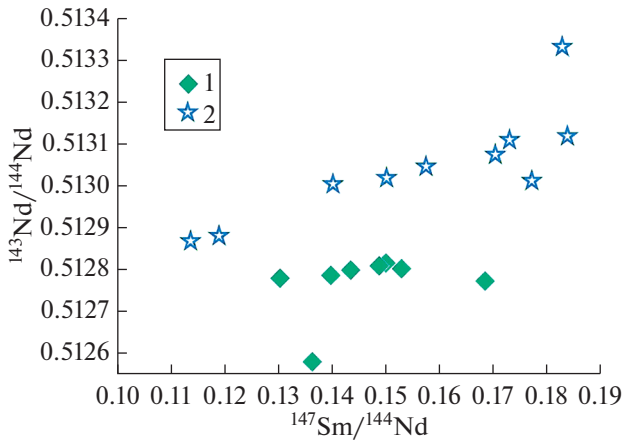
были получены конкордантные протерозойские значения возраста (от  $1462 \pm 19$  до  $1506 \pm 4$  млн лет). Верхнее пересечение конкордии с дискордией на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  отвечает возрасту  $1891 \pm 26$  млн лет. Это значение соответствует модельному Re-Os возрасту (Pearson et al., 2004), который рассматривается как возраст деплетирования перидотитов рением в результате частичного плавления примитивной мантии и время становления зрелой континентальной коры в данном районе.

Значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в перидотитовых ксенолитах из базальтов Токинского Становика и Витимского плато превышают таковые для BSE, а значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения меньше величины 0.7045, принимаемой для BSE. Их положение на диаграмме основных мантийных резервуаров (Hofmann, 1997; Tackley, 2000) соответствует полям океанических базальтов (рис. 7). В ксенолитах Токинского Становика значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  колеблются в пределах 0.51275–0.51283 и (+2.6)–(+3.5), а Витимского плато – 0.51301–0.51333 и (+8)–(+14) соответственно. По этим ха-

рактеристикам состав мантии под Токинским Становиком близок к составу источника, промежуточного между источниками типа HIMU и PM, а под Витимским плато – к источнику типа PREMA.

**Re-Os систематика.** Результаты Re-Os анализа ксенолитов мантийных перидотитов Токинского Становика и Витимского плато, исследованных в ИГГД РАН, приведены в табл. 3. На рис. 8 показана вся совокупность данных для этого региона, включая и опубликованные в работе (Ionov et al., 2006b), а также данные для перидотитов из базальтов Витимского плато (Pearson et al., 2004; наши данные) и из кимберлитов трубки Удачная (Pearson et al., 1995).

Референсная изохрона, построенная по всем девяти анализам ксенолитов Токинского Становика ( $1438 \pm 1400$  млн лет), очевидно, не может служить для определения возраста, так как разброс точек относительно тренда слишком велик и свидетельствует о нарушении Re-Os изотопной системы. Результаты определения изотопных отношений Re и Os в образцах, изученных Д. Ионовым и коллегами (Ionov et al., 2006b), также не позволяют достоверно опреде-



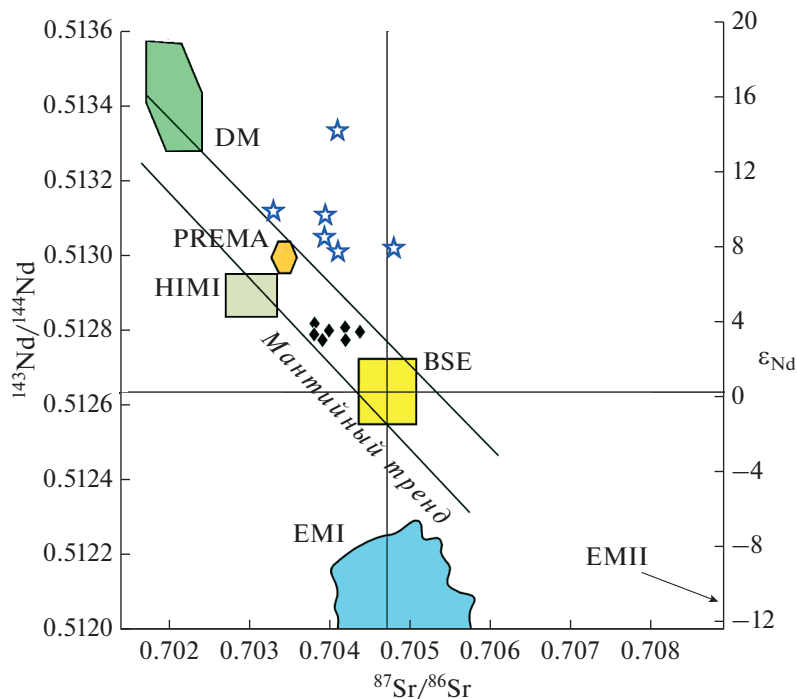
**Рис. 6.**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  диаграмма для валовых проб перidotитовых ксенолитов из щелочных базальтов Токинского Становика (1) и Витимского плато (2) по данным настоящей работы.

лить возраст деплетирования перidotитов рением ( $T_{\text{RD}}$ ) вследствие значительного разброса точек на диаграмме  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ – $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Причиной такого разброса, по мнению авторов, являются процессы метасоматоза в мантии, возможно, происходившие в конце мезозоя–раннем кайнозое и связанные с субдукцией под Сибирский кратон его Тихоокеанской окраины. Однако авто-

ры считают возможным оценить время экстракции расплава для перidotитовых ксенолитов из мантии Токинского Становика как 2.0–2.8 млрд лет назад.

Для перidotитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная Сибирского кратона возраст деплетирования Re ( $T_{\text{RD}}$ ) составляет 3.2 млрд лет (Pearson et al., 1995). Для сульфидных включений в двух кристаллах алмазов из той же трубки Re-Os модельный возраст находится в пределах от 3.5 до 3.1 млрд лет (Pearson et al., 1999) и для сульфидных включений в оливинах из кимберлитов трубки Далдын – от 2.5 до 3.5 млрд лет (Griffin et al., 2002). Все определения свидетельствуют об архейском возрасте перidotитов в мантии Сибирского кратона.

Значения  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношений в перidotитовых ксенолитах из базальтов Токинского Становика находятся в пределах 0.001–0.854 и 0.1194–0.1322 соответственно, из базальтов Витимского плато их пределы составляют 0.055–0.699 и 0.115–0.133, а из кимберлитов трубки Удачная – 0.021–1.670 и 0.1081–0.1296. Практически во всех ксенолитах отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  меньше 0.1296, то есть меньше, чем в примитивной верхней мантии (Meisel et al., 2001). В ксенолитах из кимберлитов установлены наиболее низкие значения (менее 0.115 и до 0.1081), тогда как в перidotитовых ксенолитах из базальтов обоих регионов они выше 0.115 (рис. 9). Интервалы значений рассматриваемого отношения в перidotитах из базальтов Токин-



**Рис. 7.** Изотопный состав Nd и Sr в мантийных перidotитах Токинского Становика и Витимского плато (настоящая работа) относительно BSE и главных мантийных резервуаров DM, PREMA, HIMU, EMI и EMII.

**Таблица 3.** Результаты Re-Os анализа мантийных перидотитов Токинского Становика и Витимского плато

Номер образца	Re, мг/г	Os, мг/г	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$ , абс	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$ , абс
Токинский Становик (настоящая работа)						
100/09	0.281	1.581	0.8535	0.0253	0.12549	0.00043
102/09	0.010	0.068	0.7895	0.0288	0.15501	0.00089
103/09	0.056	1.444	0.1890	0.0059	0.12188	0.00064
104/09	0.079	0.976	0.3890	0.0135	0.12982	0.00017
106/09	0.127	1.395	0.4401	0.0158	0.12833	0.00037
121/09	0.065	1.865	0.1689	0.0096	0.12582	0.00045
124/09	0.195	1.69	0.5529	0.0056	0.12636	0.00027
203/09	0.044	0.681	0.3083	0.0055	0.13224	0.00021
803/09	0.066	4.324	0.0744	0.0027	0.11944	0.00019
Витимское плато (настоящая работа)						
Vt37	0.160	0.858	0.89956	0.0243	0.13273	0.00061
Vt102	0.016	1.160	0.06928	0.0037	0.12724	0.00066
Vt105	0.047	1.081	0.21287	0.0064	0.13017	0.00058

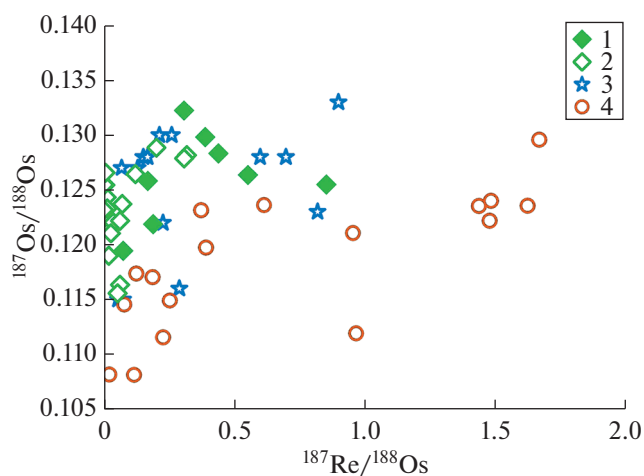
Примечание. Результаты анализа международного стандарта серпентинит UB-N: Re – 0.213 мг/г, Os – 3.15 нг/г,  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  – 0.3244 (0.6%),  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  –  $0.12810 \pm 0.00012$  (0.1%).

ского Становика и Витимского плато практически совпадают, однако в последнем встречаются редкие ксенолиты с отношением  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , превышающим величину 0.1296.

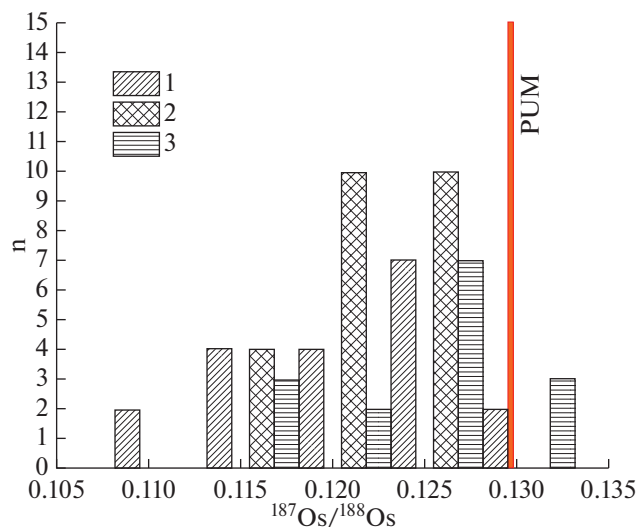
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты комплексного изучения химического состава и Nd-Sr-Os систематики перидотитовых ксенолитов из базальтов Токинского Становика с привлечением опубликованных литературных данных по ксенолитам из тех же базальтов (Юпов et al., 2004, 2006а, 2006b) и базальтов Витимского плато (Pearson et al., 2004), а также из кимберлитов центральной части Сибирского кратона (Goncharov et al., 2012; Pearson et al., 1995) позволяют сделать ряд выводов о сходстве и различии состава литосферной мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса, с одной стороны, и Сибирского кратона – с другой, отражающих их различную эволюцию. По содержанию оксидов главных элементов, MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и, соответственно, степени их плавления мантия Джугджуро-Станового супертеррейна близка к мантии, подстилающей Сибирский кратон. Сходство мантийных перидотитов в мантии всех трех рассматриваемых структур отражается и в суперхондритовых значениях отношений высокозарядных элементов, Nb/Ta, Zr/Hf, однако полного подобия не наблюдается. Различие перидотитов мантии рассматриваемых супертеррейнов и Сибирского кратона отчетливо проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов. По сравнению с перидотитами в мантии супертеррейнов, кратонические перидотиты обога-

щены (относительно примитивной мантии) барием, рубидием, торием, ниобием, танталом и обеднены иттрием и редкоземельными элементами от Sm до Lu. Хотя практически во всех изученных ксенолитах Sm/Nd отношение ниже, чем в примитивной мантии, но наиболее низкие значения этого отношения наблюдаются в перидотитах кратона. Кроме того, в перидотитах мантии Баргузино-Витимского супертеррейна и в большей мере в мантии кратона Sm/Nd отношение прояв-



**Рис. 8.** Диаграмма  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  для валовых проб перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов Токинского Становика (1, 2 – настоящая работа и по (Юпов et al., 2006b) соответственно), Витимского плато (3 – по (Pearson et al., 2004) и настоящая работа), из кимберлитов трубки Удачная (4 – по (Pearson et al., 1995)).



**Рис. 9.** Гистограмма значений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в валовых пробах перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная (1 – по (Pearson et al., 1995)) и из щелочных базальтов Токинского Становика (2 – настоящая работа и по (Ionov et al., 2006b)), Витимского плато (3 – настоящая работа и по (Pearson et al., 2004)); PUM – примитивная верхняя мантия (Meisel et al., 2001).

ляет тенденцию к прогрессирующему понижению с повышением степени плавления пород.

Особый интерес для настоящего исследования представляют результаты определения отношений Nb/Y и Zr/Y в перидотитах мантии рассматриваемых структур. Значения Nb/Y в перидотитах мантии Сибирского кратона значительно выше ( $\geq 1.0$ ), чем в мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов, в которых они меньше 1.0, но также суперхондритовые. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y, по (Condie, 2005), перидотиты кратона относятся к области обогащенной мантии (EMI), в которой присутствует и рециклированный компонент.

Как уже указывалось, все определения, полученные Re-Os методом, свидетельствуют об архейском возрасте перидотитовой мантии Сибирского кратона. Широко распространенные в мантии супертеррейнов, но отсутствующие в мантии супертеррейнов, также имеют архейский возраст. По данным (Pearson et al., 1995), для эклогитов из трубки Удачная получен Re-Os возраст в пределах от 2.7 до 3.1 млрд лет. Значение в 2.9 млрд лет установлено для включений эклогитового типа (E-тип) в алмазах из той же трубки (Helmstaedt et al., 2010). Эклогиты, по всей вероятности, являются большей частью продуктами субдуцированной в литосферную мантию океанической коры, преобразованной в результате метаморфической перекристаллизации, плавления и метасоматоза в термодинамических условиях мантии. О субдукционном происхождении эклогитов свидетельствуют высокие,

по сравнению с хондритом CI и примитивной верхней мантией (PUM), отношения  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  (56–211) и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (3.04–9.81) в этих породах, по данным (Pearson et al., 1995). Процессы метасоматоза, приведшие к обогащению мантии кратона такими элементами, как Ba, Rb, Th, Nb, Ta, и обеднению иттрием, средними и тяжелыми редкоземельными элементами, были неоднократными. Они могли быть связаны, в первую очередь, с раннедокембрийской субдукцией океанической коры и взаимодействием образующихся при ее плавлении расплавами и флюидами с мантийными перидотитами. Метасоматические преобразования мантии кратона могли быть также вызваны и воздействием на породы литосферной мантии кратона кимберлитовой магмы, поступавшей из астеносферы практически на всей территории кратона в среднем палеозое, около 360 млн лет назад (Griffin et al., 2002; Spetsius et al., 2002). Мантия, подстилающая супертеррейны, по более низким значениям Nb/Y и Zr/Y отношений в перидотитах, чем в мантийных перидотитах кратона, и в целом по концентрации редких элементов и их нормализованному к примитивной мантии распределению близка к характеристикам, свойственным примитивной мантии и хондриту CI (Palme et al., 2003). Данные в табл. 1 свидетельствуют о меньшей мощности литосферы в пределах супертеррейнов по сравнению с таковой кратона. В отличие от мантии кратона, термальное и окислительно-восстановительное состояние мантии, подстилающей супертеррейны, не соответствует условиям образования алмазов (Goncharov et al., 2012; Goncharov, Ionov, 2012). Выше сказанное позволяет предполагать изолированность и различную эволюцию литосферной мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные супертеррейны Центрально-Азиатского пояса уже со времени образования эклогитов в мантии кратона.

Однако можно допускать, что Сибирский кратон и сопредельные с ним Джугджуро-Становой и Баргузино-Витимский супертеррейны составляли единую структуру до субдукции океанической коры под кратон, произошедшей в архее и приведшей к образованию эклогитов. На это указывают некоторые общие геохимические характеристики, свойственные субконтинентальной литосферной мантии, такие как: сопоставимые с примитивной верхней мантией величины  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношения (Никитина и др., 2018) и суперхондритовые значения Nb/Ta и Zr/Hf отношений (Никитина, Бабушкина, 2019).

Изотопный состав Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os систем в ксенолитах перидотитов из базальтов Токинского Становика не позволяет достоверно определить их возраст, поскольку равновесие между материнскими и дочерними изотопами во всех системах нарушено. Произведенный нами расчет Re-Os возраста для перидотитовых ксенолитов Токинского Становика из коллекции (Ionov et al., 2006b), которые характеризуются значения-

ми  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  более 0.1280 и два из них по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  близки к примитивной мантии, показал возраст в  $1282 \pm 95$  млн лет, согласующийся в пределах погрешности с Rb-Sr значением, равным  $1307 \pm 270$  млн лет. Эти значения, возможно, отражают верхний предел возраста доорогенического основания Центрально-Азиатского пояса, что согласуется с предполагаемым в работе (Kröner et al., 2017) началом открытия Палео-Азиатского океана около 1040–1020 млн лет назад, который определяется возрастом офиолитов в Восточном Саяне (Khain et al., 2003; Kuzmichev, Larionov, 2013).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление геохимии (главные и редкие элементы, включая высокозарядные и редкоземельные) и Nd-Sr-Os изотопной систематики ксенолитов мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика, Витимского плато Центрально-Азиатского складчатого пояса и из кимберлитов трубки Удачная позволяет сделать следующие выводы.

1. P-T условия кристаллизации перидотитов из мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов соответствуют области стабильности графита в отличие от мантии Сибирского кратона, в которой условия кристаллизации перидотитов соответствуют области стабильности алмаза (Goncharov, Ionov, 2012).

2. Перидотиты мантии Джугджуро-Станового супертеррейна по содержанию оксидов MgO, CaO и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  близки к таковым из мантии Сибирского кратона. Степень их частичного плавления достигает 45–50%, в перидотитах Витимского плато она ниже – преимущественно менее 25%.

3. Отличие мантийных перидотитов Сибирского кратона от перидотитов Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов. Мантия кратона, по сравнению с мантией супертеррейнов, обогащена Ba, Rb, Th, Nb, Ta и обеднена Y и редкоземельными элементами от Sm до Lu.

4. Суперхондритовые отношения Nb/Ta и Zr/Hf, а также Nb/Y и Zr/Y свойственны как перидотитам мантии кратона, так и для обоих рассматриваемых супертеррейнов. Однако отношение Nb/Y в мантии кратона значительно выше ( $\geq 1.0$ ), чем в мантии супертеррейнов (преимущественно  $< 1.0$ ). На дискриминатной диаграмме Nb/Y–Zr/Y, по (Condie, 2005), перидотиты кратона относятся к области обогащенной мантии (EMI). Перидотиты из мантии, подстилающей супертеррейны Центрально-Азиатского пояса, по отношениям Nb/Y и Zr/Y и в целом по концентрации и нормализованному распределению редких элементов могут рассматриваться как продукты эволюции примитивной мантии (Palme

et al., 2003), измененные наложенными процессами лишь незначительно.

5. Изотопный состав Nd и Sr в перидотитах супертеррейнов соответствует океаническому базальтам. В перидотитах Баргузино-Витимского супертеррейна значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  колеблются соответственно в пределах 0.51275–0.51283 и (+2.6)–(+3.5), в перидотитах Джугджуро-Станового супертеррейна – в пределах 0.51301–0.51333 и (+8)–(+14). По этим характеристикам состав мантии под Баргузино-Витимским супертеррейном близок к составу источника, промежуточного между источниками типа HIMU и PM, а под Джугджуро-Становым супертеррейном – к источнику типа PREMA.

6. В перидотитах Сибирского кратона установлены низкие значения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (0.108–0.115), тогда как в перидотитах Баргузино-Витимского и Джугджуро-Становым супертеррейна они выше 0.115, но обычно не превышают значение для примитивной верхней мантии (0.1296).

Таким образом, геохимические и изотопные характеристики перидотитов свидетельствуют о различном составе и геодинамическом типе мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса уже в раннем архее, еще до образования в мантии кратона эколлитов, возраст которых составляет 2.7–3.1 млрд лет.

*Благодарности.* Авторы благодарят А.Б. Котова, В.П. Ковача и Е.Ю. Рыцка (ИГГД РАН) за предоставленную в распоряжение авторов схему геологического строения региона, обсуждение и ценные рекомендации по улучшению рукописи статьи.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГД РАН (№ 0153-2015-0006).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 451–466.
- Крымский Р.Ш., Сергеев Д.С., Брюгманн Г.Э. и др. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5.
- Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Суперхондритовые Nb/Ta и Zr/Hf отношения в перидотитах и эколгитах субконтинентальной литосферной мантии: данные мантийных ксенолитов // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 294–314.
- Никитина Л.П., Гончаров А.Г. Метод мессбауэровской спектроскопии и его применение в минералогии и петрологии. СПб.: Геологический факультет СПбГУ, 2009. 128 с.
- Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К. и др. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 9–28.

- Никитина Л.П., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш. и др.*  $^{187}\text{Re}$ - $^{187}\text{Os}$  систематика пород субконтинентальной литоферной мантии (по мантийным ксенолитам) // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред.: В.А. Глебовицкий, Ш.К. Балтыбаев. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 145–164.
- Пушкарев Ю.Д., Никитина Л.П., Скиба В.И.* Ксенолиты примитивной мантии как вещество источника MORB: идентификация, оценка величины Sm-Nd и Rb-Sr // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск: Наука, 2005. С. 98–115.
- Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И.* U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перidotитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Записки Российского Минералогического Общества. 2008. № 3. С. 1–22.
- Birck J.L., Barman M.R., Capmas F.* Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Newletters*. 1997. V. 20. P. 9–27.
- Condie K.C.* High field strength elements in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V.* Paleoproterozoic formation age for the Siberian cratonic mantle: Hf and Nd isotope data on refractory peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // *Chemical Geology*. 2015. V. 391. P. 42–55.
- Goncharov A.G., Ionov D.A.* Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 164. P. 731–745. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0767-z>
- Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.S., Pokhilenko L.N.* Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: New data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 357–358. P. 99–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.016>
- Goncharov A.G., Nikitina L.P., Borovkov N.V. et al.* Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56. P. 1578–1602. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.10.006>
- Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. V. 3. №11. <https://doi.org/10.1029/2001GC000287>
- Hasterok D., Chapman D.S.* Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 307. P. 59–70.
- Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S.* Ages of cratonic diamond and lithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // *The Canadian Mineralogist*. 2010. V. 48. P. 1385–1408. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1385>
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J-L. et al.* Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Sta-
- novik // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 149. P. 647–665. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0672-9>
- Ionov D.A., Chazot G., Chauvel C. et al.* Trace distribution in peridotite xenoliths from Tok SE Siberian craton: A record of pervasive multi-stage metasomatism in shallow refractory mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006a. V. 70. P. 1231–1260.
- Ionov D.A., Shirey S.B., Weis D., Brugmann G.* Os-Hf-Sr-Nd isotope and PGE systematic of spinel peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: Effects of pervasive metasomatism in shallow refractory mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006b. V. 241. P. 47–67.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research*. 2003. V. 122. P. 329–358.
- Kohler T.P., Brey G.P.* Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. P. 2375–2388.
- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D. et al.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 135–166. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.006>
- Kuzmichev A.B., Larionov A.N.* Neoproterozoic island arcs in East Sayan: duration of magmatism (from U-Pb zircon dating of volcanic clastics) // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54. P. 34–43.
- Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P.* Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 1311–1323.
- Nikitina L.P., Bogomolov E.S., Krymsky R.Sh. et al.* Nd-Sr-Os systems of eclogites in the lithospheric mantle of the Kasai Craton (Angola) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. P. 1307–1318.
- Palme H., O'Neill H.S.C., Holland H.D., Turekian K.K.* Cosmochemical estimates of mantle composition // Ed. R.W. Carlson. *Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core*. Elsevier, 2003. V. 2. P. 1–38.
- Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B. et al.* Re-Os isotope evidence for a mid-Archaean age of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia: constraints on eclogite petrogenesis, and Archaean tectonics // *Mineralogical Magazine*. 1994. V. 58A. № 2. P. 705–706.
- Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A. et al.* Re-Os isotope systematic and Platinum Group Element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenolith peridotite suites // *Chemical Geology*. 2004. V. 208. P. 29–59.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W. et al.* Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 959–977.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al.* Single crystal Re-Os isotope study of sulfide inclusions from a zoned Siberian diamond // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 703–712.
- Polyakov A.I., Bagdasaryan G.P.* On the age of young volcanoes in Eastern Siberia and character of compositional evolution of volcanites // *Geokhimiya*. 1986. V. 3. P. 311–317.
- Rasskazov S.V., Boven A., Ivanov A.V., Semenova V.G.* Middle quaternary volcanic impulse in the Olekma–Stanovoy



mobile system:  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of volcanics from the Tokinsky Stanovik // *Tikhoookanskaya Geologiya*. 2000. V. 19. P. 19–28.

Rytsk E.Yu., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Structure and evolution of the continental crust in the Baikal fold region // *Geotectonics*. 2007. V. 41. P. 440–464.

Rytsk E.Yu., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V. et al. Isotopic structure and evolution of the continental crust in the East Transbaikalian segment of the Central Asian Fold Belt // *Geotectonics*. 2011. V. 45. P. 349–377.

Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 111–126.

Tackley P.J. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory // *Science*. 2000. V. 288. № 5473. P. 2002–2007.

Wood B.J. An experimental test of the spinel peridotite oxygen barometer // *J. Geophysical Research*. 1990. V. 97. P. 15845–15851.

## HFSE, REE Geochemistry and Nd-Sr-Os Systematics of the Peridotites in the Subcontinental Lithospheric Mantle of the Siberian Craton and Central Asian Fold Belt Junction Area: Data of Mantle Xenoliths

L. P. Nikitina<sup>1,\*</sup>, A. G. Goncharov<sup>1,2,\*\*</sup>, E. S. Bogomolov<sup>1</sup>, B. V. Beliatsky<sup>3,\*\*\*</sup>, R. Sh. Krinsky<sup>3</sup>, V. S. Prichod'ko<sup>4,\*\*\*\*</sup>, M. S. Babushkina<sup>1</sup>, and A. A. Karaman<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>2</sup>*St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>3</sup>*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, 199106 Russia*

<sup>4</sup>*Institute of Tectonics and Geophysics Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, 680000 Russia*

\*e-mail: [lpnik@mail.ru](mailto:lpnik@mail.ru)

\*\*e-mail: [a.goncharov@spbu.ru](mailto:a.goncharov@spbu.ru)

\*\*\*e-mail: [bbelyatsky@mail.ru](mailto:bbelyatsky@mail.ru)

\*\*\*\*e-mail: [Vladimir@itig.as.khb.ru](mailto:Vladimir@itig.as.khb.ru)

Xenoliths of the mantle rocks in the area of junction of Central Asian fold belt (CAOB) and the Siberian craton (SC) are found in alkaline basalts of Tokinsky Stanovik (TSt) in Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane (DS) (Stanovoy suture area) and Vitim plateau (VP) in Barguzin-Vitim superterrane (BV). Xenoliths from TSt basalts are represented by spinel lherzolites, harzburgites, verlites; among xenoliths from VP basalts spinel-garnet and garnet peridotites present also. Xenoliths of the garnets-containing lherzolites dominate in SC kimberlites and eclogite xenoliths (age of 2.7–3.1 billion years old) are present also, which are not found in the superterrane mantle. Aim: to investigate whether the composition and evolution of the mantle underlying these structures of the Earth's crust are similar. The objects of the study were peridotite xenoliths which are the predominant species in the lithospheric mantle of all three structures. It was found: (1) the degree of depletion ( $F$ , %) of rocks by  $\text{CaO}$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and enrichment by  $\text{MgO}$  relative to the primitive mantle in TSt peridotites is close to that of Siberian craton peridotites (up to 45–50%), but differs from VP peridotites in which it is less than 25%; (2) the peridotites of all three structures are characterized by mainly superchondritic values of  $\text{Nb/Ta}$  (>17.4),  $\text{Zr/Hf}$  (>36.1),  $\text{Nb/Y}$  (>0.158) and  $\text{Zr/Y}$  (>2.474); (3) the  $\text{Nb/Y}$  ratio in SC peridotites is predominantly >1.0 and corresponds to the region of the enriched mantle EMI, in which the recycled component is present. The values of  $\text{Nb/Y}$  and  $\text{Zr/Y}$  in the peridotites of superterranes are <1.0 usually and these peridotites can be considered as products of primitive mantle, slightly modified by superimposed processes; (4) there are the closeness of the values  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  in bulk samples of rocks (usually below 0.1296). The data shows that the mantle of SC and contiguous superterranes of the CAOB have been isolated from each other already in the period of intense melting and metasomatism in the cratonic mantle, i.e. since the time of subduction of oceanic crust beneath the craton and related eclogite education in his mantle: 2.7–3.1 billion years. Metasomatism in the cratonic mantle should be associated with the impact of kimberlite magma received from the asthenosphere about 360 million years. It is possible that in the ancient period 2.7–3.1 billion years, the mantle underlying superterranes and craton, was unified, as indicated by the  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  values (<0.1296) and superchondritic values of  $\text{Nb/Ta}$ ,  $\text{Zr/Hf}$ ,  $\text{Nb/Y}$  and  $\text{Zr/Y}$  in peridotites. The value in the 1.3 billion years, the resulting Rb-Sr method for TSt peridotite may reflect an upper age limit of the pre-orogenic basement of Central Asian fold belt.

**Keywords:** subcontinental lithosphere mantle, Siberian craton, Dzhugdzhur-Stanovoy and Barguzin-Vitim superterranes, HFSE, REE, Nd-Sr-Os systematics