

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/253186995>

Early Archean komatiites of the Olekma granite–greenstone region and their Sm–Nd age

Article · March 1989

CITATIONS

0

READS

52

3 authors, including:



Igor S. Puchtel

University of Maryland, College Park

154 PUBLICATIONS 5,098 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Chemical Evolution of the Subcontinental Lithospheric Mantle Beneath NE Brazil from the Proterozoic to the Cenozoic based on Re-Os Isotopic and PGE Elemental Geochemical Constraints [View project](#)



PGE-bearing ultramafic massifs of Eurasia: New insights on the age and origin [View project](#)

Д.З. ЖУРАВЛЕВ, И.С. ПУХТЕЛЬ, А.К. СИМОН

**РАННЕАРХЕЙСКИЕ КОМАТИИТЫ
ОЛЕКМИНСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ
И ИХ Sm-Nd-ВОЗРАСТ**

(Представлено академиком Ф.В. Чухровым 18 II 1988)

Древнейшие супракрустальные толщи Олекминской гранит-зеленокаменной области слагают крупный (0,8 × 9,5 км) останец в поле развития инфракрустальных образований Олекминского гранито-гнейсового комплекса. Они объединяются в составе Древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации (ДМА), изученной в районе среднего течения р. Олекмы (рис. 1).

Основной объем ДМА слагают амфиболиты, в различной степени преобразованные более поздними наложенными процессами. В подчиненном количестве встречаются ультраосновные породы, представленные тремолит-актинолитовыми сланцами. Геологическому строению изученной территории, а также геохимии и петроло-

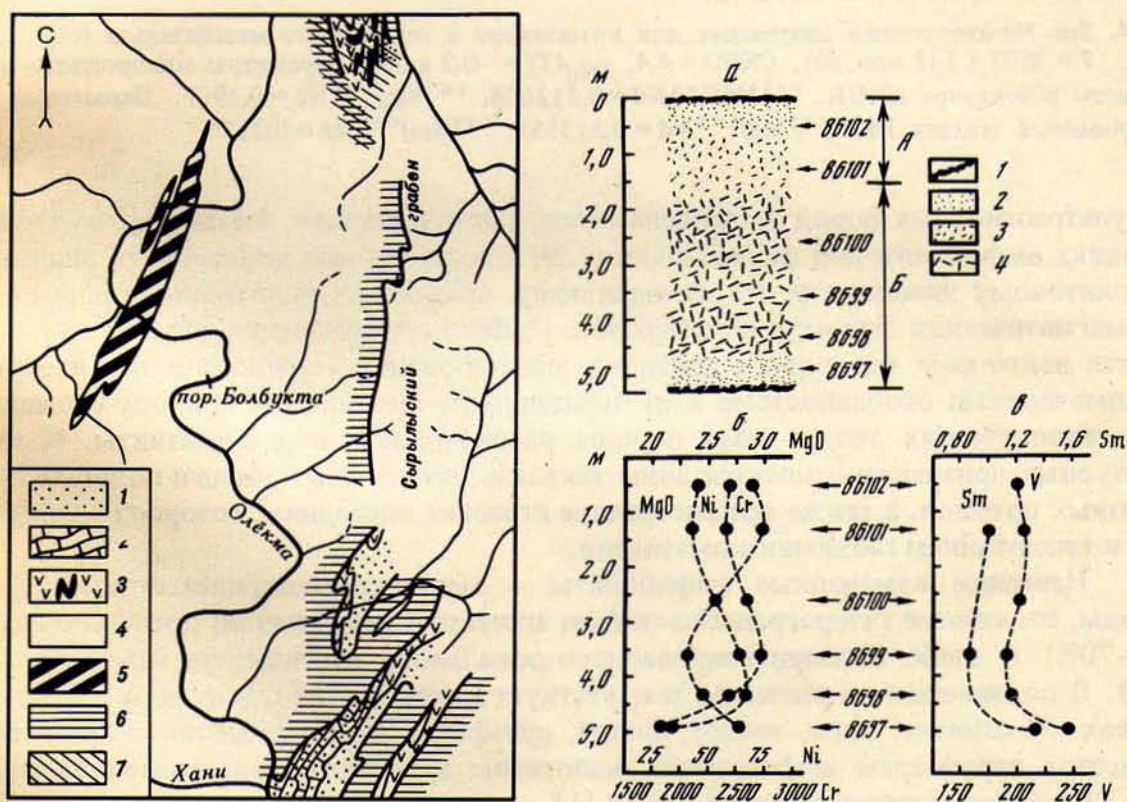
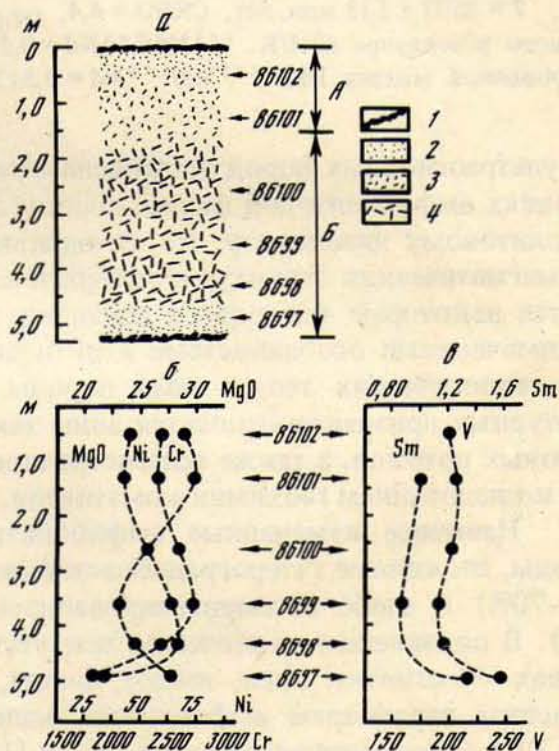


Рис. 1. Геологическая карта Олекминской гранит-зеленокаменной области в районе устья р. Хани. Составлена с использованием материалов Л. Богомоловой и А. Смелова. 1-3 - тунгурская серия: 1 - глиноземистые сланцы, 2 - известково-силикатные породы, 3 - метатолиты с телами магнетитовых кварцитов; 4 - олекминский комплекс: плагиогнейсы и мигматиты; 5 - Древнейшая мафит-ультрамафитовая ассоциация: коматииты и metabазальты; 6, 7 - зоны рассланцевания и диафтореза: 6 - эпидот-амфиболитовой и 7 - зеленосланцевой фации

Рис. 2. а - схематический разрез асимметричного коматиитового потока ДМА: 1 - эндоконтактовая измененная корка с сульфидами, 2 - мелкозернистая актинолитовая порода, 3 - мелко-среднезернистая тремолит-актинолитовая порода, 4 - актинолит-тремолитовая порода средне-крупнозернистая; б, в - вариации содержаний некоторых компонентов по разрезу коматиитового потока



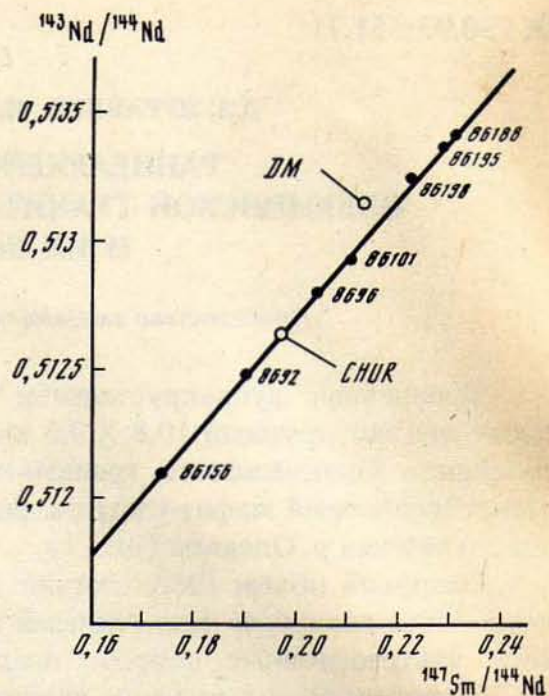
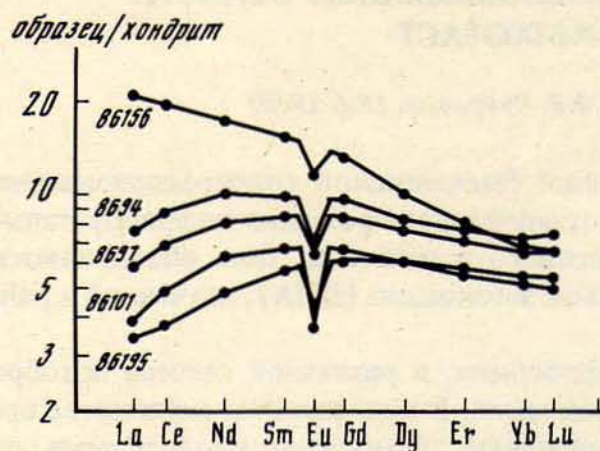


Рис. 3. Нормализованные к среднему хондриту [14] распределения содержаний редкоземельных элементов в коматиитах ДМА. Погрешности определения содержаний РЗЭ методом изотопного разбавления составили 0,5–2%

Рис. 4. Sm–Nd-изохронная диаграмма для коматиитов и толеитового метабазальта (обр. 8696) ДМА, $T = 3507 \pm 123$ млн. лет, $СКВО = 4,4$, $\epsilon_{Nd}(T) = -0,2 \pm 0,4$. Параметры однородного хондритового резервуара CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$. Параметры деплетированной мантии DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2135$

гии ультраосновных пород посвящена отдельная публикация. Метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, породы ДМА позднее были подвергнуты эпидот-амфиболитовому диафорезу, что, по-видимому, привело к уничтожению в них реликтов магматических структур и минералов. Однако в ультраосновных породах сохраняются некоторые текстурные признаки, позволяющие в совокупности с изотопно-геохимическими особенностями идентифицировать фациальную природу сложных ими геологических тел, а сами породы рассматривать как коматииты. К числу текстурных признаков относятся зоны закалки, развитые в кровле и подошве коматиитовых потоков, а также асимметричное строение последних, которое подтверждается исследованием геохимии коматиитов.

Наименее измененные амфиболиты – мелко-среднезернистые сланцеватые породы, сложенные гетерогранобластовым агрегатом сине-зеленой роговой обманки (40–70%) и слабо сосюритизированного зонального плагиоклаза An_{30-45} (25–50%). В подчиненном количестве присутствует кварц (2–3%), в аксессуарных количествах – магнетит, сфен, эпидот, апатит, сульфиды. По петрохимическим и геохимическим параметрам амфиболиты аналогичны архейским толеитовым базальтам типа T1 и современным толеитам MORB [1].

Коматииты слагают от 10 до 20% объема разреза ДМА. Они образуют потоки мощностью от 0,3 до 7 м и более, часть которых обладает асимметричным строением (рис. 2а). Эндоконтактовая часть кровли потоков сложена сильно рассланцованной актинолитовой породой с обильной сульфидной вкрапленностью и подстилается зоной А. Эта зона состоит из мелких короткопризматических кристаллов актинолита (60–70%) и тремолита (15–20%), в промежутках между которыми развит тонкозернистый агрегат иголок актинолита, чешуек талька, зерен хроммагнетита. Размер кристаллов амфиболов прогрессивно увеличивается от 0,1–0,2 мм в кровле до 1–2 мм вблизи подошвы зоны А, которая довольно резко сменяется зоной Б. Основ-

ной объем последней представлен массивной породой, на 70–75% сложенной беспорядочно ориентированными кристаллами тремолита (60–65%) и актинолита (10–15%), погруженными в матрицу, состоящую из тонкозернистого агрегата актинолита, талька и хроммагнетита. В основании зоны *Б* лежит маломощная (0,3–0,4 м) закалочная зона. Не все потоки коматиитов ДМА обладают асимметричным строением; большинство их характеризуется массивной текстурой.

На рис. 2 *б, в* показаны вариации содержаний главных и редких компонентов по разрезу индивидуального коматиитового потока. Содержание MgO слабо меняется в зоне *А*, снижаясь с 24,1% в верхней до 23,8% в нижней ее части, и резко возрастает в зоне *Б*, достигая вблизи подошвы потока 28,3% (в пересчете на безводный остаток), и затем вновь резко снижается в зоне закалки. Концентрации большинства редких элементов связаны с содержанием MgO обратной корреляционной зависимостью. Так, количества Cr, V, РЗЭ несколько возрастают в нижней части зоны *А* и плавно снижаются в зоне *Б*, достигая минимума в приподошвенной ее части и вновь увеличиваясь в зоне закалки. Концентрация Ni, напротив, достигает максимума в нижней, наиболее ультраосновной части потока.

Такой характер поведения главных и редких компонентов присущ эталонным потокам перидотитовых коматиитов с нижней кумулятивной и верхней спинифекс-зоной, детально изученным в разрезе зеленокаменного пояса Абитибби [2, 3], Барбертон [4], а также Норсмен-Уилуна, Западная Австралия [5].

Геохимические особенности коматиитов ДМА свидетельствуют об их принадлежности к барбертонскому типу [6, 7]. При близких к средним хондритовым [8] отношениях Ti/Zr, Zr/Y, Ti/V породы значительно обеднены Al по отношению к Ca и Ti. Изученные коматииты обладают фракционированным характером распределения редкоземельных элементов (рис. 3). Им присуще обеднение тяжелыми лантаноидами [(Gd/Yb)_N = 1,09–1,97], свойственное также большинству раннеархейских коматиитовых пород [7]. По распределению легких РЗЭ коматииты распадаются на две группы: обедненные [(La/Sm)_N = 0,59–0,78], составляющие большинство, и обогащенные ими [(La/Sm)_N = 1,34].

Геохронологическое изучение пород и определение содержаний РЗЭ методом изотопного разбавления проводилось по методикам, изложенным ранее [9, 10]. Параллельные измерения изотопного отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в межлабораторном стандарте La Jolla, выполненные в ходе настоящей работы, дали средний результат 0,511839 ± 7 (2σ_{ср}, N = 18, нормировано по ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219). Параметры изохроны рассчитаны по методу Д. Йорка [11], начальная величина ε_{Nd}(T) — по методу И. Флетчера и К. Росмана [12]; погрешности параметров изохроны соответствуют 2σ.

Результаты изотопного изучения пород ДМА приведены в табл. 1. Шесть образцов коматиитов и толеитовый метабазальт (обр. 8696) аппроксимируются на изохронной диаграмме линией регрессии, определяющей возраст 3507 ± 123 млн. лет, и близкую к нулю начальную величину ε_{Nd}(T) (рис. 4). Полученная Sm–Nd-изохронная датировка отражает время излияния вулканогенных протолитов ДМА.

Существенная обедненность большинства коматиитов и метатолеитов легкими редкими землями свидетельствует о том, что источником коматиитовых и базальтовых расплавов являлась мантия, деплетированная в отношении наиболее некогерентных элементов. Близкая к нулю величина ε_{Nd}(T) указывает на незначительную оторванность во времени двух событий: процессов образования крупномасштабной мантийной неоднородности и формирования супракрустальных толщ ДМА.

Образцы коматиитов существенно различаются по Sm/Nd-отношению (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,174–0,231), что, по-видимому, не может быть объяснено различными условиями генерации исходных коматиитовых расплавов (например, различными степенями частичного плавления мантийного источника), а также процессами кристаллизационной дифференциации коматиитовой жидкости. Значительная обо-

Т а б л и ц а 1

Sm-Nd-изотопные характеристики коматиитов и метатолита Древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации

№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
86156	2,252	7,843	0,17360	0,512091 ± 20	-0,2
8692	1,630	5,182	0,19010	0,512475 ± 17	-0,2
86101	1,013	2,910	0,21053	0,512920 ± 18	-0,8
86198	0,9256	2,524	0,22169	0,513241 ± 18	+0,5
86195	0,8656	2,291	0,22837	0,513352 ± 21	-0,4
86188	0,9105	2,386	0,23066	0,513410 ± 14	-0,3
8696	2,257	6,694	0,20381	0,512797 ± 21	-0,1

П р и м е ч а н и е. Погрешность определения концентраций Sm и Nd около 0,2%, Sm/Nd-отноше-

ния около 0,1%; $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 10\,000 \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{ИЗМ}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{ИЗМ}} \cdot (e^{\lambda T} - 1)}{0,512638 - 0,1967(e^{\lambda T} - 1)} - 1 \right]$, где

$T = 3,507 \cdot 10^9$ лет – возраст пород, определяемый изохроной, $\lambda = 0,00654 \cdot 10^{-9}$ лет $^{-1}$ – постоянная распада ^{147}Sm .

гащенность некоторых коматиитов легкими редкими землями (обр. 86156) свидетельствует, вероятно, о существовании в раннеархейской мантии в пределах изученного региона локальных участков, аномально обогащенных легкими РЗЭ. Одной из возможных причин такого обогащения является проработка области магмогенерации подвижным мантийным флюидом.

Древнейшие супракрустальные толщи ДМА могут рассматриваться либо как останцы раннеархейской мафит-ультрамафитовой коры, служившей фундаментом, на котором закладывалась Олекминская гранит-зеленокаменная область, либо как реликты нижних частей разреза раннеархейского зеленокаменного пояса, существенно переработанного при становлении наиболее ранних тоналитов инфракрустального комплекса, а также в ходе мощных процессов ультраметаморфизма, завершивших развитие Олекминской гранит-зеленокаменной области около 2,8 млрд лет назад. Последнее предположение более вероятно. Действительно, коматииты зеленокаменного пояса Барбертон, имеющие Sm-Nd-возраст 3540 млн лет [6], по геохимическим параметрам очень близки к олекминским, а строение нижних частей разреза пояса имеет ряд общих особенностей со строением разреза ДМА, сложенного потоками коматиитов, перемежающихся с толеитовыми и магнезиальными метабазами. Если это предположение верно, то в пределах Олекминской гранит-зеленокаменной области совмещены зеленокаменные пояса двух разновозрастных групп: раннеархейской и позднеархейской. Типичным представителем последней является Олондинский пояс, Sm-Nd-возраст основных и кислых метавулканитов которого равен 2966 ± 16 млн лет [13].

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

Поступило
29 II 1988

ЛИТЕРАТУРА

1. Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam; Oxford; N.Y.; Tokyo, 1984. 510 p.
2. Arndt N.T. – J. Petrol., 1986, vol. 27, p. 279–301.
3. Whitford D.J., Arndt N.T. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, p. 188–196.
4. Smith H.S., Erlank A.J., Duncan A.R. – Precamb. Res., 1980, vol. 11, p. 399–415.
5. McQueen K.G. – Econ. Geol., 1981, vol. 76, p. 1444–1468.
6. Jahn B.M., Gruau G., Glikson A.Y. – Contribs. Mineral. and Petrol., 1982, vol. 80, p. 25–40.
7. Nesbitt R.W., Jahn B.M., Purvis A.C. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1982, vol. 14,

р. 31–45. 8. Nesbitt R.W., Sun S.S. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol 31, p. 433 – 453.
 9. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Агапова А.К., Сердюк Н.И. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12, с. 23–40. 10. Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышев И.В. – Геохимия, 1987, № 8, с. 1115–1129. 11. York D. – Canad. J. Phys., 1966, vol 44, p. 1079.
 12. Fletcher I.R., Rosman K.J.R. – Geochim. et cosmochim. acta, 1982, vol. 46, p. 1983. 13. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989, № 2. 14. Even-
 sen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. – Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 1199–1212.

УДК 551.462(262)

ГЕОХИМИЯ

В.М. КУПЦОВ

ПАРАМЕТРЫ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ БЕНТИЧЕСКИМИ ОРГАНИЗМАМИ

(Представлено академиком Л.В. Таусоном 15 I 1988)

Наиболее мощным, практически повсеместно развитым постседиментационным процессом в океане является перемешивание верхнего слоя осадков бентическими организмами. В колонках донных осадков часто обнаруживали следы их жизнедеятельности, однако истинные масштабы этого явления сильно недооценивались из-за отсутствия количественных критериев оценки этих процессов. Необходимость изучения явления перемешивания обусловлена его доминирующим влиянием на протекание ряда процессов на границе вода–осадок: 1) нарушая последовательность отложения осадочного вещества, перемешивание ограничивает временное разрешение геологических событий прошлого, фиксируемых в составе донных отложений; 2) деятельность придонных организмов усиливает протекание диагенетических преобразований в толще осадков, увеличивая поставку кислорода и усиливая перенос ряда элементов через границу дно–осадок; 3) в слое перемешивания осадки имеют отличающиеся от более глубоких физические и механические свойства и глубина этого слоя определяет возможности стратиграфии высокого разрешения сейсмических методов; 4) бентосные организмы перераспределяют в пределах слоя перемешивания поступающие в верхние горизонты осадков техногенные элементы, значительно снижая их концентрацию, но увеличивая время пребывания в этом слое.

В 1962 г. Е. Голдберг и М. Коиде [1] предложили рассматривать процесс перемешивания как диффузионный, а для его описания использовать уравнение одномерной диффузии. В настоящее время это предположение является общепризнанным, интенсивность процесса перемешивания характеризуется коэффициентом диффузии D , отличным от нуля лишь в слое жизнедеятельности донных организмов d . В общем виде концентрация химического элемента (планктонного организма, минерала взвешенного вещества) C в пределах слоя перемешивания d для осадков постоянной плотности определяется уравнением

$$(1) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - S \frac{\partial C}{\partial z} - \lambda C$$

S – скорость седиментации, λ – постоянная распада (для радиоактивных элементов).

Начальные условия задаются зависящим от времени потоком через границу вода–осадок $f(t)$, на границе слоя перемешивания диффузионный поток должен