

УДК 550.93/552.321.516(470.5)

## БЛОКИ ДООРДОВИКСКИХ ПОРОД В СТРУКТУРЕ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ТЫЛАИТОВОГО КОМПЛЕКСА МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ

© 2010 г. А. А. Ефимов\*, В. С. Попов\*\*, А. А. Кременецкий\*\*\*, Б. В. Беляцкий\*\*\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7  
E-mail: Efimov@igg.uran.ru

\*\*Московский государственный геологоразведочный университет  
117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23

\*\*\*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов  
113127, г. Москва, Садовническая наб., 71

\*\*\*\*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана  
190121, г. Санкт-Петербург, Английский просп., 1

Поступила в редакцию 26.06.2009 г.

По 14 валовым пробам и 4 фракциям клинопироксена Sm-Nd методом датирован разрез стратифицированного блока дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса (горячего меланжа) в структуре массива Денежкин Камень. Чередование петрографических разностей по разрезу хаотичное, но в целом вся серия уравновешена в условиях гранулитовой фации низкого давления. Сумма R3Э коррелирует со структурой блока, монотонно возрастающая от 4–5 г/т в верхней части до 20–25 г/т в основании разреза. Концентрации Sm возрастают сверху вниз от 0.5 до 2 г/т, Nd – от 1 до 6 г/т. Отношение Sm/Nd при этом уменьшается от 0.42 до 0.30. Вниз по разрезу возрастают также концентрации P, Li, Be, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Hf, а также Na и K, что находит выражение в необычно натровом составе плагиоклаза тылаитов основания разреза. Измеренные изотопные составы указывают на кембрийский и поздневендский возраст изученных образцов. Общая эрохрона отвечает Sm-Nd возрасту  $537 \pm 83$  млн. лет; близкое значение ( $551 \pm 32$  млн. лет) было получено ранее для горячего меланжа Кытлымского массива.

Ключевые слова: Урал, Платиноносный пояс, горячий меланж, Sm-Nd возраст.

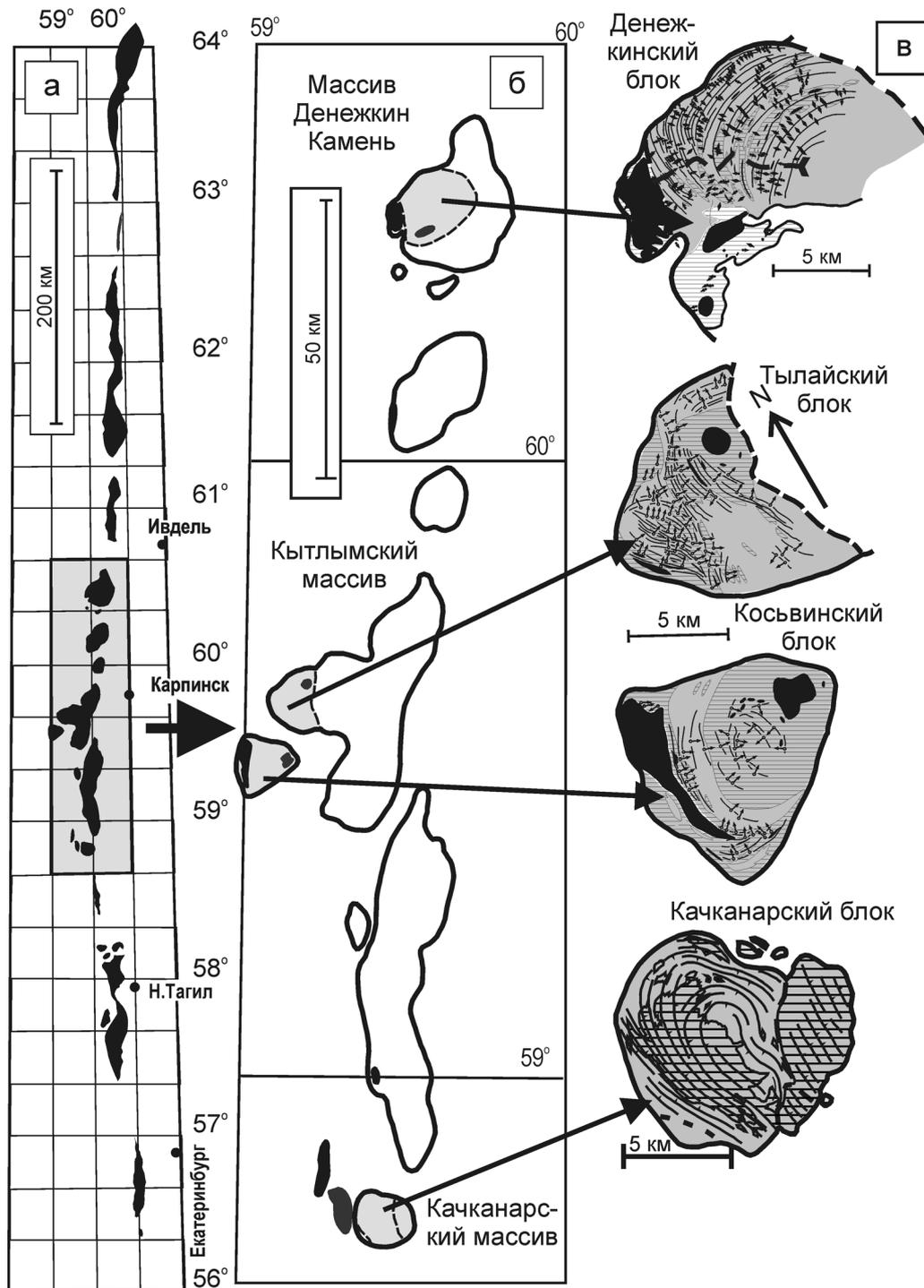
### ВВЕДЕНИЕ

Полученные в последние годы U-Pb методом по циркону изотопные данные уверенно указывают на силурийский (415–430 млн. лет) возраст существенных комплексов, связанных с поздними событиями в истории Платиноносного пояса Урала, – лабрадоровых габбро-норитов, продуктов водного метаморфизма габбро и гранитоидов [10, 12, 20]. Менее уверенно датируются комплексы, в состав которых входят платиноносный дунит, оливин-анортитовые габбро и порфирикластические оливиновые габбро – тылаиты.

Установлено, что дунит слагает тела двух структурных типов: (1) “ядра” немногих крупных автономных, не связанных с габбро дунит-клинопироксенитовых тел типа известного Нижне-Тагильского и (2) многочисленные фрагменты таких тел, тектонически интегрированные в структуру расслоенного дунит-пироксенит-тылаитового комплекса (“горячего меланжа”) [1, 3], являющегося для Пояса единственной формой тесного сонахождения дунитов и габбро. Для дунитов Косвинского Плеча – составной части горячего мелан-

жа Кытлымского массива – получены U-Pb данные в очень широком диапазоне (1803–297 млн. лет), не поддающиеся однозначной интерпретации [19]. Для автономных дунитовых тел, существовавших до образования горячего меланжа, изотопные данные до недавнего времени отсутствовали. Однако в последнее время для Нижне-Тагильского массива – эталона тел такого типа – получены первые U-Pb данные, указывающие на весьма древний (архейский – 2.6 млрд. лет) изотопный возраст дунитов [15].

Первые результаты датирования двух блоков горячего меланжа в Кытлымском массиве [16] показали, что низкощелочные породы дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса имеют Sm-Nd возраст  $551 \pm 32$  млн. лет и, следовательно, образовались много раньше силурийских габбро-норитов. Раннекаменноугольный ( $340 \pm 22$  млн. лет) Rb-Sr возраст обогащенных щелочами и микроэлементами “псевдолейцитовых” тылаитов, входящих в структуру Косвинского блока горячего меланжа [17], не получил подтверждения: Sm-Nd методом для этих пород получена цифра  $441 \pm 27$  млн. лет [16]. U-Pb (SHRIMP II) методом верхний



**Рис. 1.** Схемы, иллюстрирующие положение блоков горячего меланжа (дунит-пироксенит-тылаитового комплекса) в структуре Платиноносного пояса Урала.

а: схема Пояса в целом, черная заливка – габбро-гипербазитовые массивы, сопровождающая, пояс зона метавулканитов высоких фаций не показана; б: схема строения сегмента Пояса от  $58^{\circ}40'$  до  $60^{\circ}40'$  с.ш., в пределах которого присутствуют блоки горячего меланжа (серая заливка), черная заливка – наиболее крупные дунитовые тела, автономные или интегрированные в горячий меланж, метавулканиты высоких фаций не показаны; в: структурные схемы Денежкинского, Тылайского, Косьвинского и Качканарского блоков горячего меланжа, серая заливка – тылаиты и оливиновые габбро, штриховка – клинопироксениты, черное – дунитовые тела.

предел их возраста оценивается в  $425 \pm 9.6$  млн. лет [11]. На древний (от 493 до 560 млн. лет) возраст горячего меланжа указывают также единичные Sm-Nd данные, полученные для оливин-анортитовых габбро Денежкина Камня и Кумбы [14].

Поскольку вопрос природе и времени формирования дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса – один из наиболее сложных и важных для понимания природы Платиноносного пояса, авторы предприняли попытку датировать Sm-Nd методом блок в структуре массива Денежкин Камень, представляющий собой хорошо изученный и наиболее убедительный пример горячего меланжа.

### О ПРИРОДЕ ГОРЯЧЕГО МЕЛАНЖА

При геологическом картировании Кытлымского массива был выделен названный “Западной ассоциацией” комплекс пород, в структуре которого многочисленны тела платиноносных дунитов тесно связаны с клинопироксенитами и тылаитами [5]. Аналоги “Западной ассоциации” слагают в сегменте Платиноносного пояса от  $58^{\circ}40'$  до  $60^{\circ}40'$  с.ш. четыре крупных, ограниченных тектоническими контактами блока – Денежкинский, Тылай-Конжаковский, Косьвинский и Качканарский (рис. 1). Блоки обладают хорошо выраженным концентрическим центриклинальным структурным рисунком [1, 7, 18]. Только в этих четырех блоках можно наблюдать тесное сонахождение, часто – переслаивание дунитов, клинопироксенитов и габбро. В таких случаях габбро неизменно представлены своеобразными порфиридовидными разностями, названными Л. Дюпарком *тылаитами*.

Толчком к пониманию природы тылаитов послужило несколько запоздалое осознание того факта, что порфиридовидная микроструктура этих пород и связанных с ними пироксенитов, определявшаяся даже как порфирировая, в действительности является порфирукластической, бластомилонитовой, а их полосчатая текстура – динамометаморфической. Из этого следовало, что вышеперечисленные блоки целиком сложены горячими тектонитами, а их концентрическая структура есть результат мощной пластической деформации [1, 7]. Дунитовые пласты (“дунитовые жилы”) стало возможным рассматривать как тектонические линзы в расслоенной пироксенит-тылаитовой матрице, развальцованные в процессе мощной сколовой деформации. Нашли рациональное объяснение многие хорошо известные факты, в том числе факт несовпадения структурного рисунка блоков с петрографическими границами внутри них, указывающий на то, что вещество, точнее, химическая субстанция пород, древнее структуры. Наконец, хаотичность химической структуры разрезов, отсутствие корреляции состава пород со стратиграфией блоков (в частности, присутствие дунитовых тел на всех горизонтах разрезов) позволи-

ла сделать вывод, что эти мощные расслоенные серии представляют собой пластически деформированную горячую тектоническую смесь, “горячий меланж” двух исходно дискретных элементов – дунит-пироксенитового и оливин-габбрового [1, 7].

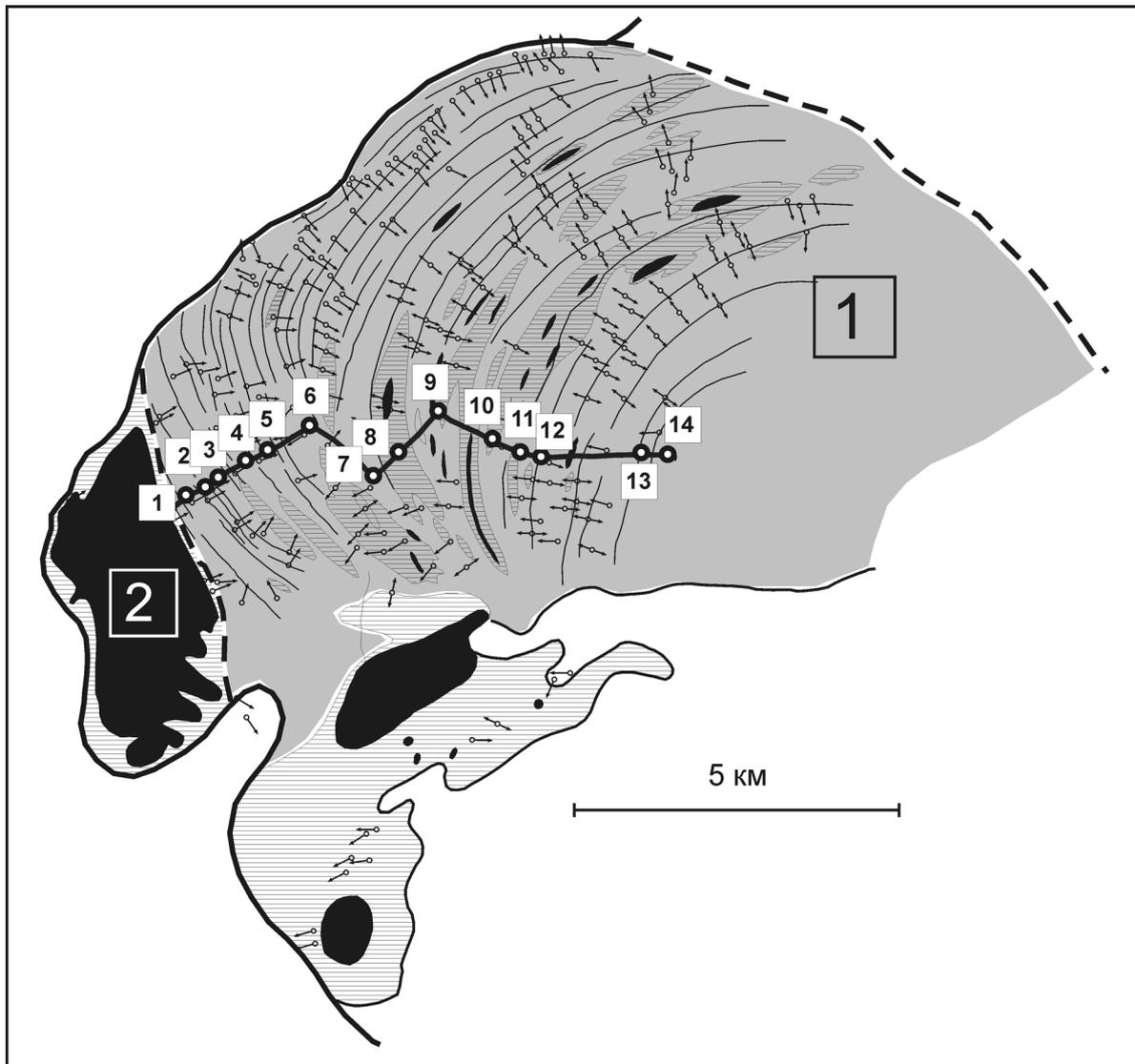
### ГЕОЛОГИЯ БЛОКА ДЕНЕЖКИНА КАМНЯ

В контуре массива Денежкин Камень, впервые описанного Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [13], при геологическом картировании выделен блок “горячего меланжа” размерами около  $15 \times 15$  км с прекрасно выраженной стратификацией. В разрезе блока, представляющего собой незамкнутую концентрическую структуру – моноклираль с закономерным изменением углов падения полосчатости (рис. 2), – отчетливо выделяются (с запада на восток) “низ” и “верх”, т.е. можно говорить о стратиграфии комплекса. В разрезе преобладают тылаиты, существенно состоящие из плагиоклаза  $An_{50}-An_{80}$ , клинопироксена, оливина и магнетита в самых различных количественных соотношениях, в меньшем количестве присутствуют “обычные” (гранобластовые) оливин-анортитовые габбро, клинопироксениты, железистые дуниты и оливиниты, слагающие согласные с полосчатостью пласты и линзы. Резко выраженная порфирукластическая микроструктура пород нижней части разреза постепенно сменяется эквигранулярной (гранобластовой) – в верхней части.

Широтный разрез всего блока протяженностью около 8 км, от тектонического контакта (“горячего шва”) с дунитовым телом Желтой Сопки до восточного подножия Денежкина Камня, ранее был систематически опробован и достаточно детально изучен [2, 6, 8 и др.]. Для датирования пород Sm-Nd методом были отобраны 14 валовых проб тылаитов, оливиновых габбро и клинопироксенитов. Для четырех из этих проб были выделены мономинеральные фракции клинопироксена. Отобранные пробы (рис. 2, табл. 1) характеризуют все сечение блока и весь химический диапазон слагающих его пород.

### ХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА БЛОКА

При общей упорядоченности геологической структуры и статистической непрерывности всей серии пород в рамках минеральной ассоциации оливин-клинопироксен-плагиоклаз-магнетит, пространственное распределение породообразующих оксидов неслучайно, т.е. петрографические разности чередуются по разрезу совершенно хаотично (рис. 3). Однако тектоно-метаморфическая эволюция, пластическое течение и химический обмен превратили гетерогенную смесь в единую расслоенную серию, уравновешенную в условиях гранулитовой фации низкого давления и при общем уровне летучести кислорода [4, 8].



**Рис. 2.** Схема геологического строения юго-западной части массива Денежкин Камень (по данным геологических съемок А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой) с указанием мест отбора изученных проб.

Серая заливка – тьялиты и оливиновые габбро, штриховка – клинопироксениты, черное – дунитовые тела.

Жирная линия с номерами проб – положение изученного разреза, 1 – дунит-пироксенит-тылаитовый блок горячего меланжа, 2 – автономное дунит-пироксенитовое тело Желтой Сопки, стрелки и тонкие субпараллельные линии – структурные элементы.

Интересны особенности поведения микроэлементов в разрезе. По уровню нормированных концентраций РЗЭ (1–10 хондрита) и по конфигурации графиков (рис. 4) породы разреза образуют довольно тесную группу, характеризующуюся невысоким (1.5–2) отношением  $La/Yb$  при некотором преобладании средних РЗЭ. Особняком стоят только железистые дуниты с низкими (около 0.3 хондрита) концентрациями и почти “плоскими” графиками. Низкие содержания РЗЭ (около 0.8 хондрита) свойственны оливиновым габбро, наиболее высокие (10 и несколько выше), – тьялитам. Поля оливиновых габбро и тьялитов составляют продолжение

одного другим и в незначительной степени перекрываются. Весь диапазон содержаний РЗЭ в пироксенитах вписывается в поле оливиновых габбро, а конфигурация графиков, по существу, не отличается от таковой оливиновых габбро и наиболее бедных РЗЭ тьялитов. Всем плагиоклазсодержащим породам свойственна **Eu-аномалия**, хорошо коррелирующая с количеством плагиоклаза. Для диапазона нормативного плагиоклаза от 10 мас. % (примерно нижний предел появления модалного плагиоклаза) и до 90% (анортозиты) эта зависимость для валовых составов практически линейная с высоким (0.8) коэффициентом корреляции. Это может озна-

Таблица 1. Химический и нормативный состав изученных проб (оксиды и нормативные минералы – мас. %, микроэлементы – г/т)

№ пр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
D	550	800	1050	1700	2100	2850	3300	3550	4740	5640	5905	6050	7500	7820
Порода	3	3	3	3	3	2	2	1	1	1	2	1	2	2
SiO <sub>2</sub>	44.1	46.58	43.60	46.98	46.04	45.92	43.23	50.76	47.07	48.68	42.35	49.97	42.44	40.83
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.38	0.41	0.4	0.51	0.27	0.50	0.18	0.13	0.3	0.5	0.33	0.32	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.69	10.19	13.01	13.77	7.39	9.94	18.20	1.56	2.7	3.7	21.4	4.73	24.23	12.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.37	2.5	3.28	4.05	4.29	0.91	3.37	0.70	1.23	2.06	3.88	3.6	3.75	6.04
FeO	10.53	9.6	8.79	6.75	9.63	7.9	9.95	5.94	6.6	6.67	7.7	4.21	4.62	10.53
MnO	0.27	0.22	0.08	0.2	0.26	0.06	0.13	0.03	0.14	0.12	0.14	0.11	0.07	0.14
MgO	15.12	17.65	12.91	10.75	16.65	14.01	8.22	17.02	23.47	17.96	6.41	15.22	5.42	12.46
CaO	14.66	10.46	16.52	14.22	14.35	19.22	14.13	22.21	16.25	18.68	14.79	21.22	16.46	14.3
Na <sub>2</sub> O	0.67	1.68	0.52	1.48	0.6	0.1	1.13	0.10	0.11	0.22	1.07	0.24	0.44	0.33
K <sub>2</sub> O	0.03	0.2	0.1	0.12	0.04	0.1	0.10	0.10	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
ППП	0.68	0.67	0.95	0.91	0.68	1.46	0.35	1.15	1.36	1.44	1.74	0.74	1.48	1.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.17	0.048	0.04	0.07	0.065	0.01	0.29	0.24	0.26	0.009	0.12	0.004	0.007
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.016	0.027	0.05	0.016	0.016	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Сумма	100.17	100.33	100.27	99.69	100.53	100.01	99.37	100.09	99.45	100.24	100.14	100.64	99.38	99.67
Fsp	18.41	35.25	38.16	44.42	22.75	28.26	54.89	5	8.27	11.42	63.92	14.23	69.69	37.64
Cpx	48.91	24.63	30.09	32.6	43.49	46.75	20.71	80.35	54.91	65.31	16	70.23	14.41	29.1
OI	21.82	37.79	26.73	13.9	25.56	24.07	12.32	13.84	36.17	22.26	11.32	14.67	7	23.15
Tmt	10.05	2.07	4.87	4.96	4.64	0.75	9.37	0.35	0.25	0.58	8.67	0.63	5.62	10.03
F	39.27	27.72	33.92	35.6	31.65	26	47.21	17.86	15.79	21.25	49.78	21.79	45.49	42.02
№ Pl	67.4	56.61	87.57	69.71	76.32	96.71	81.37	79.65	86.95	81.7	84.73	84.26	94.17	91.9
Ag	0.10	0.10	0.05	0.15	0.13	0.05	0.08	0.04	0.04	0.05	0.23	0.14	0.09	0.05
Cd	0.026	0.034	0.036	0.120	0.076	0.174	2.810	0.050	0.062	0.054	0.484	0.172	0.064	0.044
In	0.052	0.034	0.038	0.044	0.050	0.110	0.046	0.026	0.022	0.040	0.036	0.048	0.024	0.036
As				0.856	0.260	0.076	0.186	1.266	0.488	0.904	1.320	0.524	1.540	0.682
Ge	0.108	0.112	0.100	0.038	0.050	0.958	0.036	0.106	0.050	0.014	0.068	0.036	0.034	0.046
Se	0.306	0.202	0.126											
B				15.65	12.40	13.98	2.45	7.65	1.05	1.73	5.34	3.51	2.73	1.69
P	523.2	1767.4	304.4	59.5	34.8	67.6	34.0	30.2	14.9	22.2	52.4	32.6	33.7	32.3
Re	0.004	0.000	0.000	0.008			0.002	0.002	0.002	0.002	0.032	0.016	0.010	0.002
Li	4.17	8.61	2.13	1.98	1.84	0.02	2.32	1.04	0.85	1.85	1.52	0.82	0.83	0.95
Be	0.12	0.24	0.03	0.09	0.05	0.23	0.07	0.028	0.04	0.02	0.06	0.02	0.01	0.06
Sc	63.49	38.72	66.38	43.26	62.76	69.24	72.57	95.76	78.75	89.23	26.54	125.87	31.27	60.56
V	752.3	276.3	597.4	217.1	284.9	112.8	157.5	96.0	98.9	149.5	397.9	151.6	251.4	472.2
Ni	227.1	526.4	255.0		45.1	29.2								
Co	70.91	75.84	83.95	50.74	73.45	52.21	37.29	42.85	78.31	56.67	47.44	41.81	36.28	81.61
Cu	14.81	33.31	19.99	9.32	16.18	15.85	3.72	19.48	7.23	12.04	16.82	7.49	10.73	11.83

Таблица 1. Окончание

№ пр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
D	550	800	1050	1700	2100	2850	3300	3550	4740	5640	5905	6050	7500	7820
Порода	3	3	3	3	3	2	2	1	1	1	2	1	2	2
Zn	68.00	49.05	40.06	35.34	50.76	21.46	22.01	19.12	19.87	27.67	37.47	20.36	23.27	41.64
Ga	10.54	11.69	15.22	13.69	8.45	7.65	9.78	3.69	2.53	4.67	18.88	6.45	17.48	12.79
Rb	0.82	1.19	0.28	0.68	0.40	0.38	0.56	0.37	0.18	0.17	0.30	0.11	0.24	0.43
Sr	153.9	491.7	567.4	556.6	167.5	202.5	423.1	45.7	30.9	41.9	764.3	39.7	686.3	267.3
Y	13.52	11.69	6.18	7.28	9.34	4.03	6.78	2.55	2.02	6.40	2.96	5.50	1.80	3.12
Zr	14.34	12.28	5.80	7.80	8.34	3.88	5.91	2.28	1.92	6.85	3.03	6.02	1.66	3.72
Nb	0.19	0.19	0.05	0.47	0.10	1.57	0.16	0.04	0.13	0.05	1.25	0.24	0.36	0.09
Mo	0.25	0.87	0.70	0.40	0.40	17.87	0.27	0.81	0.39	0.44	1.43	0.51	0.53	0.62
Cs	0.03	0.04	0.01	0.04	0.00	0.23	0.03	0.04	0.01	0.02	0.05	0.02	0.03	0.05
Ba	19.24	72.59	16.23	48.59	21.07	5.66	16.95	3.65	3.33	1.67	28.40	3.06	13.22	6.32
La	1.57	2.33	0.67	1.23	0.81	0.97	0.54	0.29	0.243	0.649	0.731	0.493	0.223	0.337
Ce	5.42	6.45	2.25	3.35	2.69	2.51	1.82	1.00	0.67	2.51	1.67	1.78	0.58	1.09
Pr	1.02	1.08	0.44	0.56	0.53	0.39	0.36	0.18	0.12	0.49	0.29	0.34	0.10	0.19
Nd	6.03	5.79	2.69	3.39	3.02	1.96	2.19	1.01	0.71	2.78	1.41	1.99	0.60	1.10
Sm	2.10	1.85	1.01	1.16	1.24	0.64	0.96	0.40	0.28	1.00	0.48	0.84	0.25	0.46
Eu	0.66	0.68	0.38	0.51	0.43	0.26	0.39	0.15	0.11	0.32	0.29	0.30	0.16	0.19
Gd	2.15	1.93	1.06	1.24	1.42	0.81	1.13	0.45	0.34	1.10	0.52	0.99	0.30	0.53
Tb	0.38	0.31	0.18	0.20	0.25	0.14	0.19	0.07	0.06	0.18	0.09	0.16	0.05	0.09
Dy	2.33	1.98	1.11	1.25	1.61	0.83	1.18	0.46	0.38	1.14	0.53	1.02	0.34	0.54
Ho	0.49	0.41	0.23	0.26	0.35	0.18	0.26	0.09	0.08	0.24	0.11	0.20	0.07	0.11
Er	1.33	1.10	0.57	0.72	0.90	0.49	0.66	0.24	0.19	0.62	0.29	0.54	0.19	0.30
Tm	0.20	0.16	0.08	0.10	0.13	0.07	0.09	0.03	0.03	0.08	0.04	0.07	0.03	0.04
Yb	1.18	1.01	0.47	0.62	0.79	0.46	0.56	0.19	0.16	0.51	0.25	0.43	0.15	0.25
Lu	0.18	0.15	0.07	0.09	0.11	0.07	0.08	0.03	0.02	0.07	0.04	0.06	0.02	0.03
Hf	0.62	0.51	0.29	0.39	0.46	0.65	0.27	0.11	0.10	0.33	0.25	0.32	0.15	0.19
Ta	0.07	0.09	0.05	0.48	0.05	1.94	0.16	0.04	0.05	0.03	1.01	0.24	0.53	0.16
W	0.24	0.61	0.79	0.41	0.22	3.14	0.08	0.75	1.48	0.35	0.63	0.47	0.34	0.26
Tl	0.32	0.06	0.05	0.45	0.11	1.75	2.49	0.09	0.11	0.16	0.39	0.32	0.32	0.12
Pb	0.78	0.98	3.72	0.81	0.07	1.17	0.59	1.03	40.37	2.86	9.58	1.03	5.29	4.79
Bi	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.41	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.03	0.02	0.02
Th	0.07	0.10	0.02	0.95	0.25	2.52	0.59	0.20	0.19	0.18	1.62	0.67	0.86	0.34
U	0.78	3.54	1.13	0.18	0.08	0.02	0.18	0.21	0.12	0.06	0.17	0.21	0.78	0.22
Cr	322.0	1179.0	444.1	466.5	638.1	521.3	39.8	2621.9	2166.0	2232.9	44.2	1111.3	15.7	55.9

Примечание. D – расстояние от начала (основания) разреза (см. рис. 2); породы: 1 – клинопироксениты, 2 – оливин-анортитовые габбро, 3 – тьялиты. Нормативные минералы: Fsp – сумма полевых шпатов, Crx – клинопироксен, O1 – оливин, Tmt – магнетит + ильменит, F – валовая железистость породы, ат. %.

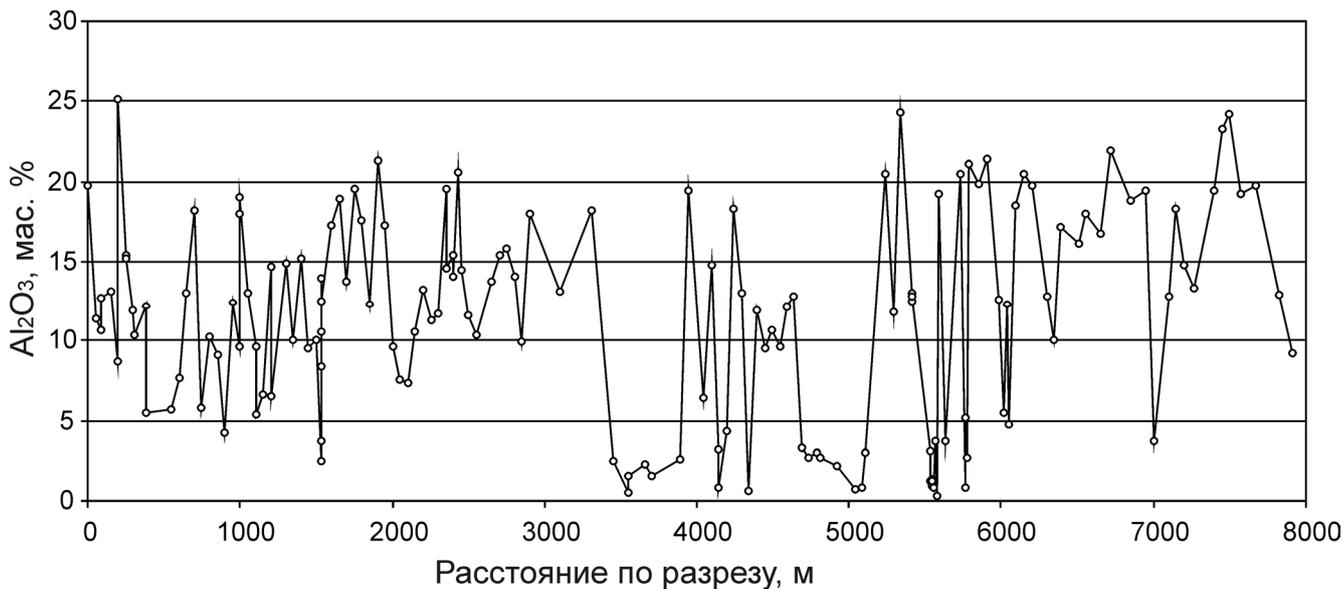


Рис. 3. Пространственный ход содержаний  $Al_2O_3$ , иллюстрирующий хаотичное чередование петрографических различий по разрезу.

чать, что в плагиоклазе, независимо от его количества в породе, **Eu-аномалия почти постоянна**. Сумма РЗЭ отчетливо коррелирует со стратиграфией блока, неуклонно возрастающая на протяжении 8000 м от 4–5 г/т в верхней части до 20–25 г/т в основании разреза (рис. 5б). Эта зависимость хорошо аппроксимируется логарифмической функцией ( $r = -0.81$ ). При этом область высоких (более 10 г/т) концентраций приурочена к нижней 3-километровой толще разреза, сложенной отчетливо порфинокластическими тылаитами. То же относится к концентрациям Sm (возрастание сверху вниз от 0.5 до 2 г/т) и Nd (от 1 до 6 г/т) (рис. 5б, в). При этом отношение Sm/Nd, напротив, уменьшается от 0.42 до 0.3 (рис. 5г). К основанию разреза возрастают также концентрации P, Li, Be, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Hf. То же было отмечено ранее для Na, K и отчасти для Si, что находит выражение в необычно кислом составе плагиоклаза в тылаитах основания разреза [8].

Итак, перечисленные химические градиенты связаны со стратиграфией разреза. Гранулометрические измерения показали, что они связаны также с микроструктурным градиентом (рис. 5а), выражающимся в возрастании контрастности (крупные порфинокласты – мелкозернистая матрица) и напряженности микроструктуры пород вниз по разрезу [9]. Поскольку ясно, что порфинокластические структуры образовались по эквигранулярным (гранобластовым), то следует говорить о *возрастании деформации к низам разреза и, следовательно, о возрастании отмеченных химических градиентов в том же направлении*. Общей причиной сопряженных микроструктурных и химических изменений пород и минералов в разрезе блока, вероятнее все-

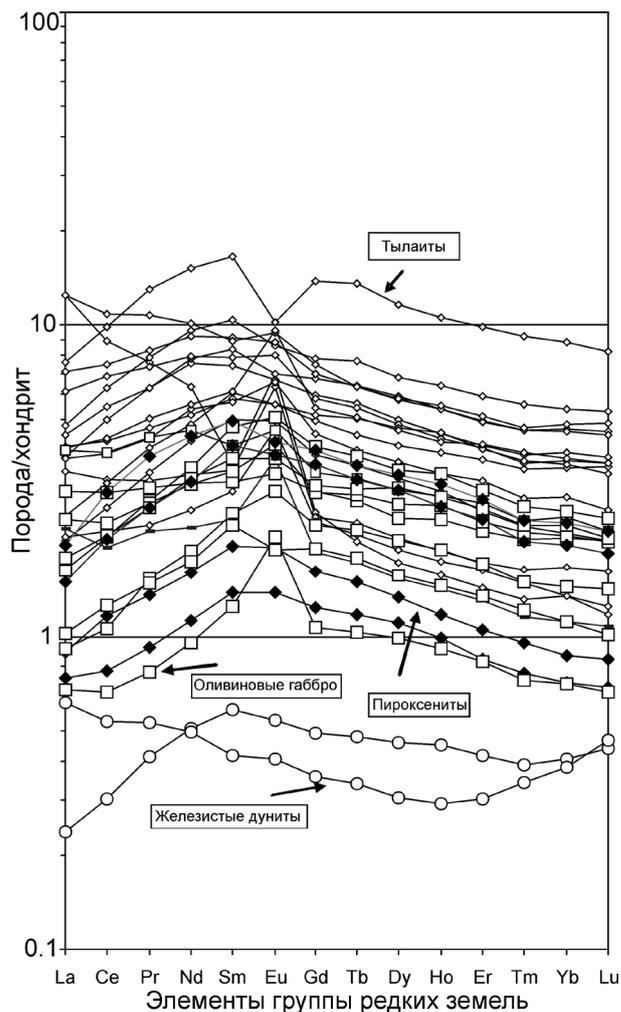


Рис. 4. Спектры РЗЭ в породах разреза.

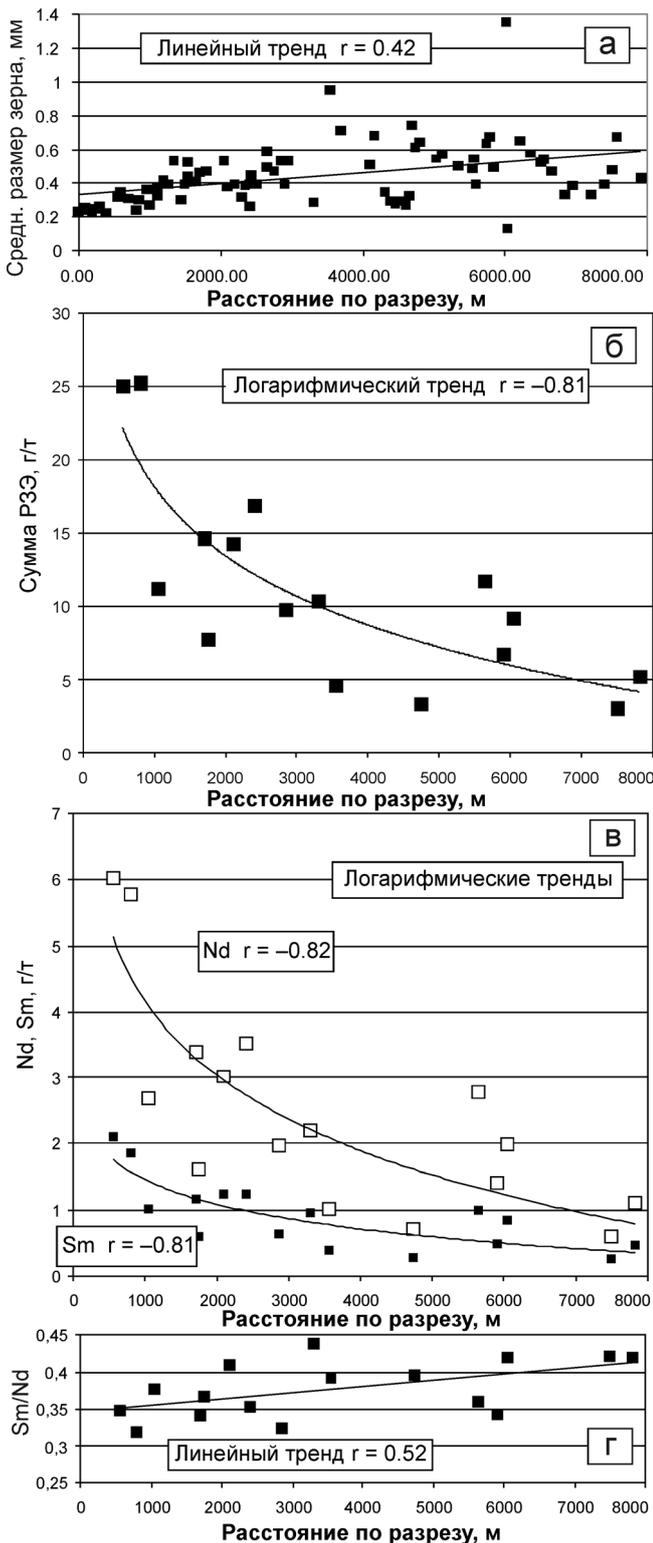


Рис. 5. Микроструктурные и химические градиенты в разрезе Денежкинского блока.

а: градиент, выражающийся в возрастании контрастности и напряженности микроструктуры пород и отражающий *возрастание* деформации к низам разреза [9]; б, в, г – химические тренды в разрезе блока, соответственно: возрастание суммы РЗЭ, концентраций Sm, Nd и уменьшение отношения Sm/Nd к низам разреза. Во всех графиках по оси абсцисс – расстояние по разрезу в метрах.

го, является тектоно-метаморфическая трансформация большой массы горячей тектонической смеси, имевшая место до перемещения всего массива в его теперешнюю позицию [3]. По-видимому, в эту эпоху мощная пластическая деформация сопровождалась в отдельных зонах притоком вещества из внешнего источника. Такое обогащение нельзя объяснить химическим обменом между исходными компонентами горячей смеси, т.к. они не имели необходимого внутреннего ресурса этого вещества. Вулканогенная кора, судя по низким отношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , также не могла быть таким источником [6].

Все описанные особенности химической структуры разреза Денежкина Камня наиболее непротиворечиво объясняются, исходя из предположения о динамометаморфической природе слагающего разрез горячего меланжа. Самостоятельный вопрос о природе первичных элементов этого образования здесь не рассматривается.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты измерений представлены в табл. 2. В координатах  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  измеренные изотопные составы (14 валовых составов и 4 клинопироксена) не образуют единой линейной последовательности. Их можно разделить на группы А, Б и В, которым соответствуют три почти параллельных линейных тренда с разными начальными отношениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 6).

К наиболее многочисленной группе А относятся тылаиты и оливиновые габбро с относительно высокой железистостью из разных частей изученного разреза. Группа Б объединяет низкожелезистые клинопироксениты из восточной части разреза (интервал 2850–6050 м), один образец оливинового габбро, отобранный поблизости, и один образец тылаита с пониженной железистостью из центральной части разреза. Группа В охарактеризована двумя образцами тылаитов, отобранных в интервале 800–2100 м разреза. Изотопные составы валовых проб и выделенных из этих проб клинопироксенов соединены на рис. 6 прямыми линиями, которые можно рассматривать как двухточечные изохроны.

Группе А соответствуют изохроны  $4_{\text{WR}}-4_{\text{CPX}}$ ,  $7_{\text{WR}}-7_{\text{CPX}}$ ,  $14_{\text{WR}}-14_{\text{CPX}}$  (6 точек) и еще 4 валовые пробы (1, 3, 8 и 13). Первые две изохроны практически параллельны и отвечают возрасту, равному 552 и 543 млн. лет (табл. 3). Третья изохрона не обнаруживает значимого отличия от этого возрастного интервала. Таким образом, можно полагать, что пробы 4, 7 и 14, охватывающие всю мощность разреза, одновозрастны, но несколько отличаются начальными отношениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Учитывая взаимное положение первых трех двухточечных изохрон ( $4_{\text{WR}}-4_{\text{CPX}}$ ,  $7_{\text{WR}}-7_{\text{CPX}}$ ,  $14_{\text{WR}}-14_{\text{CPX}}$ ) с разными начальными изотопными отноше-

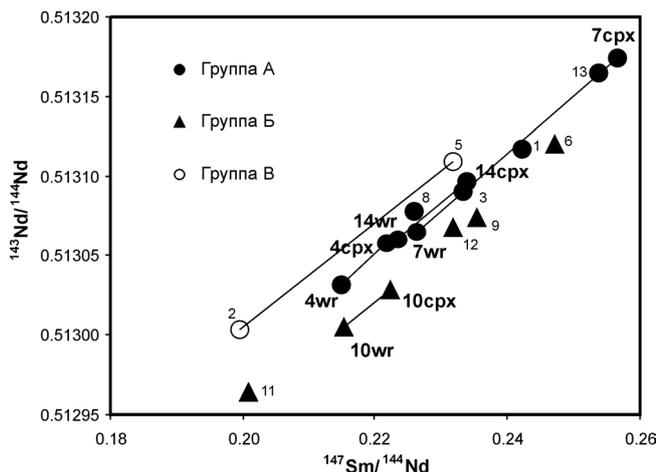


Рис. 6. Зависимость  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  в изученных породах.

На рисунке прямыми линиями обозначены двухточечные (валовая проба + клинопироксен) изохроны проб 4, 14, 7 и 10, а также изохрона по валовым пробам 2 и 5 (см. табл. 2).

ниями Nd, аппроксимирующая прямая линия, построенная по шести точкам (три валовых пробы и три выделенных из них клинопироксена), имеет меньший наклон, чем каждая из линий: валовая проба – клинопироксен, и должна рассматриваться как эрохрона, наклон которой соответствует возрасту  $522 \pm 23$  млн. лет (табл. 2). Эрохроны, учитывающие 9 проб, относящихся к группе А, и 6 валовых проб этой группы (кроме пробы 8), оказываются еще более молодыми (табл. 3).

Пробы группы Б имеют более молодой изохронный Sm-Nd возраст, равный 517–520 млн. лет (рис. 2; табл. 2). Изотопный состав клинопироксена из пробы 10 практически лежит на этой же прямой, и линия 14<sub>wr</sub>-14<sub>срх</sub> не обнаруживает значимого отклонения от общей изохроны.

Линия 2–5 соединяет валовые составы проб 2 и 5, выделяемых в группу В и отвечающих возрасту  $500 \pm 24$  млн. лет. Эти пробы отличаются наиболее высокими начальными отношениями изотопов Nd, но двух проб не достаточно для обоснования самостоятельности данной группы и ее возраста. Практически такой же Sm-Nd возраст ( $493 \pm 38$  млн. лет) был установлен для полосчатых оливиновых габбро из верхней части того же разреза [14], причем начальные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в этих породах и тылаитах группы В (табл. 2) очень близки. Sm-Nd возраст оливинового габбро из Кумбинского массива ( $561 \pm 28$  млн. лет) [14] практически совпадает с возрастом габбро и тылаитов группы А, но более высокое начальное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в этих габбро соответствует породам группы В. По возрасту и изотопному составу Nd породы группы А из массива Денежкиного Камня являются полными аналогами пород горячего меланжа Кытлымского массива (рис. 7).

### ВЫВОДЫ

Таким образом, все разумные комбинации измеренных изотопных составов (табл. 2) указывают на кембрийский и поздневендский возраст изученных образцов. Общая эрохрона отвечает возрасту

Таблица 2. Результаты измерений

Группа	Проба	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
А	1 wr	тылаит	2.363	5.896	0.24223	0.00072669	0.513117	0.000003
А	3 wr	тылаит	0.893	2.313	0.23339	0.00070017	0.513091	0.000003
А	4 wr	тылаит	1.191	3.3524	0.21473	0.00064419	0.513031	0.000003
А	4 срх	тылаит	2.2337	6.0895	0.22171	0.00066513	0.513058	0.000005
А	7 wr	олив. габбро	0.4664	1.2451	0.22639	0.00067917	0.513065	0.000006
А	7 срх	олив. габбро	1.157	2.7261	0.25654	0.00076962	0.513174	0.000005
А(?)	8 wr	клинопироксенит	0.427	1.141	0.22600	0.000678	0.513078	0.000004
А	13 wr	олив. габбро	0.273	0.649	0.25367	0.00076101	0.513165	0.000012
А	14 wr	олив. габбро	0.4868	1.3161	0.22357	0.00067071	0.51306	0.000005
А	14 срх	олив. габбро	0.9074	2.3443	0.23397	0.00070191	0.513097	0.000002
Б	6 wr	олив. габбро	0.715	1.750	0.24706	0.00074118	0.513120	0.000005
Б	9 wr	клинопироксенит	0.300	0.771	0.23540	0.0007062	0.513074	0.000010
Б	10 wr	клинопироксенит	1.035	2.906	0.21525	0.00064575	0.513005	0.000007
Б	10 срх	клинопироксенит	1.143	3.108	0.22237	0.00066711	0.513028	0.000005
Б	11 wr	олив. габбро	0.481	1.447	0.20081	0.00060243	0.512964	0.000005
Б	12 wr	клинопироксенит	0.936	2.441	0.23179	0.00069537	0.513068	0.000005
В	2 wr	тылаит	1.788	5.417	0.19945	0.00059835	0.513003	0.000003
В	5 wr	тылаит	1.301	3.391	0.23185	0.00069555	0.513109	0.000003

Примечание. Анализ изотопного состава Sm и Nd выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON (Thermo) в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, по стандартной методике, аналитик Б.В. Беляцкий. Изотопный состав Nd стандарта JNdI-1:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512108 \pm 0.000003$  (валовые пробы) и  $0.512110 \pm 0.000005$  (клинопироксен); wr – валовые пробы, срх – клинопироксен.

Таблица 3. Параметры изохрон и эрохрон

Группа	Пробы	<i>n</i>	Возраст ( <i>t</i> ), Ма	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	СКВО
А	14wr, 14срх	2	543 ± 93	0.512260 ± 140	6.4	—
А	7wr, 7срх	2	552 ± 43	0.512246 ± 69	6.4	—
А	4wr, 4срх	2	590 ± 150	0.512200 ± 210	6.3	—
А	14wr, 14срх, 7wr, 7срх, 4wr, 4срх	6	522 ± 23	0.512296 ± 34	6.5	1.19
А	Все пробы группы А	9	512 ± 36	0.512310 ± 55	6.5	2.5
	Все валовые пробы	6	488 ± 26	0.512314 ± 39	6.6	1.1
Б	10wr, 10срх	2	493 ± 190	0.51231 ± 28	6.0	—
Б	Все пробы группы Б	6	520 ± 53	0.512276 ± 78	6.0	2.3
Б	Все валовые пробы	5	517 ± 24	0.512281 ± 34	6.1	1.5
А + Б	Все валовые пробы	11	537 ± 83	0,51226 ± 12	6,2	15
В	2wr, 5wr	2	500 ± 24	0,512350 ± 34	7,0	—

Примечание. Параметры рассчитаны с помощью программы Isoplot/Ex. Ver. 3.00 [21], проба 20447wr (клинопироксенит) не учитывалась при расчете параметров, группировка проб соответствует табл. 2, *n* – число проб.

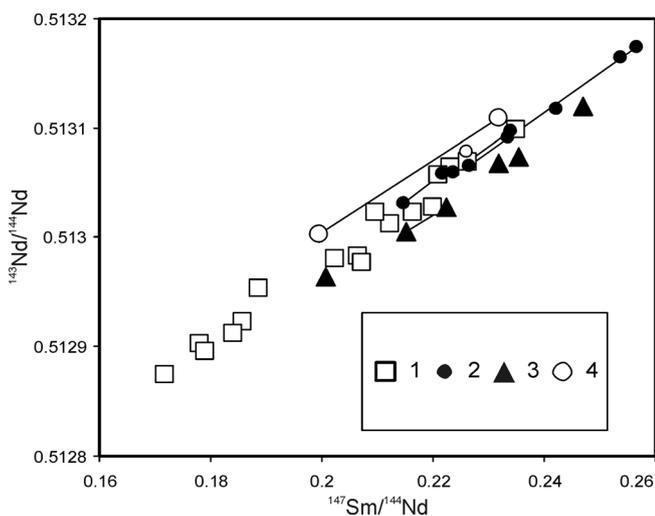


Рис. 7. Зависимость  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  в породах горячего меланжа.

1 – Кытлымский массив [16]; 2, 3, 4 – группы А, Б, и В Денежкина Камня (см. табл. 2 и рис. 2).

537 ± 83 млн. лет. Для тылаитов и оливиновых габбро группы А наиболее достоверными следует признать оценки возраста, полученные по двухточечным изохронам 7<sub>WR</sub>-7<sub>CPX</sub> и 14<sub>WR</sub>-14<sub>CPX</sub> и равные 552–543 млн. лет. Данные для пробы 4 не противоречат этим оценкам, но большая неопределенность, связанная с узким интервалом **Sm/Nd отношения**, делает изохрону 4<sub>WR</sub>-4<sub>CPX</sub> мало информативной. Как уже упоминалось, близкий Sm-Nd возраст (551 ± 32 млн. лет) был получен ранее по валовым пробам для пород Кытлымского массива [16]. Не исключено, что дополнительные данные по изотопному составу клинопироксенов из пород горячего меланжа позволят выявить неоднородность начального изотопного отношения Nd и внесут некоторые коррективы в оценку возраста.

В целом, все новые Sm-Nd геохронологические данные, полученные для тылаитов, клинопироксенитов и оливиновых габбро Денежкинского и Кыт-

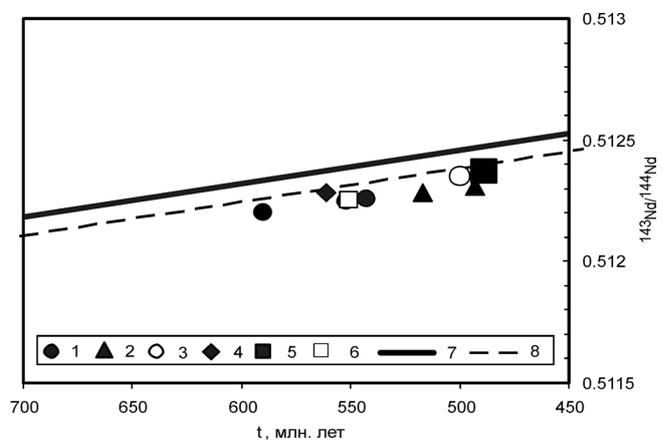


Рис. 8. Начальный изотопный состав неодиима, оцененный по изохронам, в зависимости от возраста пород.

1, 2, 3 – группы А, Б, В пород Денежкина Камня (см табл. 2, 3); (4) оливиновое габбро из Кумбинского массива и (5) оливиновое габбро из массива Денежкина Камня [14]; (6) породы горячего меланжа Кытлымского массива [16]; 7, 8 – линии эволюции мантийных источников: (7) источник океанских базальтов – Depleted MORB Mantle (DDM) и (8) преобладающая мантия под континентами – Prevalent Mantle (PREMA).

лымского массивов, подтверждают: (1) что эти породы одновозрастны и (2) что горячий меланж Платиноносного пояса Урала имеет доордовикский изотопный возраст. Еще более древний возраст, как следует из новейших данных [15] имеют дуниты, слагающие автономные тела, фрагменты которых интегрированы в структуру горячего меланжа.

Начальные отношения изотопов Nd для всех измеренных образцов из разреза Денежкина Камня и для их аналогов нанесены на диаграмму  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})-t$  (рис. 8). Различия между выделенными группами невелики, и начальный состав Nd во всех пробах заключен и узким интервале  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  – от +6 до +7 (табл. 3). Все точки располагаются ниже линий эволюции мантийных источников N-MORB

(DMM) и преобладающей верхней мантии (PRE-MA). Таким образом, источником вещества габбро и ультрамафитов, по-видимому, была обогащенная верхняя мантия с пониженным Sm/Nd отношением.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ефимов А.А.* “Горячая тектоника” в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–44.
2. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
3. *Ефимов А.А.* Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечеств. геология. 1999. № 3. С. 31–39.
4. *Ефимов А.А., Вотяков С.Л., Чащухин И.С.* Эволюция дунитов Платиноносного пояса Урала: роль химического, температурного и кислородного факторов // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 1. С. 93–98.
5. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
6. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И.* Стронций в плагиоклазе уральских габбро: петрогенетический и прикладной аспекты // Геохимия. 1989. № 11. С. 1541–1553.
7. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И.* Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34–46.
8. *Ефимов А.А., Маегов В.И.* О природе “скрытой расслоенности” в разрезе полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина Камня (Северный Урал) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 3. С. 658–662.
9. *Ефимов А.А., Новенко П.В.* Связь микроструктурной и химической эволюции в породах горячего меланжа Денежкина Камня (Платиноносный пояс Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГТ УРО РАН, 2005. С. 131–135.
10. *Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др.* Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 4. С. 512–516.
11. *Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И.* Новые U-Pb (SHRIMP II) данные по циркону из щелочных тылаитов Косьювского Камня: изотопный возраст горячего меланжа Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 2. С. 243–247.
12. *Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. и др.* Изотопный возраст эпохи водного метаморфизма в истории Платиноносного пояса Урала: новые U-Pb SHRIMP данные по цирконам гранитизированных габбро-норитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: УРО РАН, 2006. С. 98–101.
13. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Тр. СПб общ. естествоисп. (Юрьев, 1900). Т. 30, № 5. 257 с.
14. *Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Летишина О.П.* Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: УРО РАН, 2006. С. 110–113.
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. *Понов 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. *Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др.* Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2003. Т. 388, № 3. С. 97–100.
18. *Решитько В.А.* Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т.1. Тр. Первого Уральск. петрогр. совещ. Свердловск: ИГиГ УФАИ СССР, 1963. С. 393–404.
19. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13, № 6. P. 407–412.
20. *Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A.* U-Pb Silurian age for a gabbro of the Platinum-bearing Belt of the Middle Urals (Russia): evidence for beginning of closure of the Uralian Ocean // Memoirs Geol. Soc. London. 2006. V. 32. P. 443–448.
21. *Ludwig K.R.* Isoplot/Ex. Ver. 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel (Berkeley Geochronological Center, 2003). № 4.

## **Blocks of Pre-Ordovician rocks in structure of the Uralian Platinum Belt: Sm-Nd isotopic age of the dunite-clinopyroxenite-tylaite complex in the Denezhkin Kamen massif**

**A. A. Efimov\***, **V. S. Popov\*\***, **A. A. Kremenetsky\*\*\*** and **B. V. Belyatsky\*\*\*\***

*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*\*\*Moscow State Geological Prospecting University*

*\*\*\*Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Trace Elements*

*\*\*\*\*All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean*

14 whole rock samples and 4 clinopyroxene separates were used for dating a section of stratified dunite-pyroxenite-tylaite complex (hot mélange) in the structure of the Denezhkin Kamen massif by Sm-Nd method. The alternation of lithologies across the section is chaotic, but generally all series is equilibrated under conditions of low pressure granulite facies. REE sum increases from 4–5 ppm at the top of the section to 20–25 ppm at its base. Sm increases in the same direction from 0.5 to 2 ppm and Nd from 1 to 6 ppm. Sm/Nd ratio decreases from 0.42 to 0.30. P, Li, Be, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, and Hf contents also increase downsection along with Na and K; unusually sodic plagioclase appears in tylaite at the base of the section. The isotopic data testify to Cambrian and Late Vendian age of the studied samples. The integral errochron corresponds to Sm-Nd age of  $537 \pm 83$  Ma; a similar age ( $551 \pm 32$  Ma) has been obtained previously for hot mélange of the Kytlym massif.

Key words: *Urals, Platinum belt, hot mélange, Sm-Nd age.*