

О.В.Кнауф

U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов

Введение

Кытлымский и Гальмознанский массивы являются элементами разновозрастных складчатых систем, причем бескорневой Кытлымский массив, расположен среди покровно-складчатых образований верхнепалеозойского возраста (Тагильская зона, Платиноносный пояс Урала), а бескорневой Гальмознанский массив входит в состав верхнемеловых покровно-складчатых образований Олюторской зоны (Ю.Корякия).

Возрасты Гальмознанского массива, определенные Sm-Nd и Rb-Sr методами, составляют 84-101Ma [3], а Re-Os модельный возраст по минералам платиноидов из россыпных и коренных источников - 70-360 Ma [3]. Для Кытлымского массива датировки по Sm-Nd и Rb-Sr методам варьируют от 380 до 560 Ma [1, 4] и Re-Os модельный возраст из россыпных источников - 170-1980 Ma [4, 9].

В 2001 году для дунитов Кытлымского массива группой исследователей [6] были получены датировки U-Pb методом по 20 зернам цирконов, выделенных из одной пробы дунита массой 150кг. Полученные результаты выявили очень широкий интервал возрастов отдельных зерен - от 410 до 2800 Ma. Столь древний возраст и широкий разброс значений авторы объяснили тем, что зерна цирконов являлись продуктами разрушения пород континентальной коры. Впоследствии эти цирконы в составе океанических осадков попадали в зону субдукции и инкорпорировались в твердом состоянии в ультраосновные породы мантийного клина при их частичном плавлении.

В предыдущие годы нами проводились работы по технологии "rpm-минералогия" [2] на Косьвинском блоке Кытлымского и северной части Гальмознанского массивов [7]. Последующими работами по оригинальной методике [8], (а также см. подробнее www.natires.com) из остатков 6 штучных проб массой до 200г были выделены 8 зерен цирконов из дунитов, метадунитов и клинопироксенитов, в которых был изучен изотопный состав свинца методом SIMS (SHRIMP II, ЦИИ ФГУП "ВСЕГЕИ"). Кроме этого, по четырем зернам циркона из пород Гальмознанского массива был проанализирован изотопный состав Hf методом ICP-LA-MS в National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents (GEMOC).

Результаты

Полученные результаты приведены в таблице 1 и 2 и на рисунках 1 и 2.

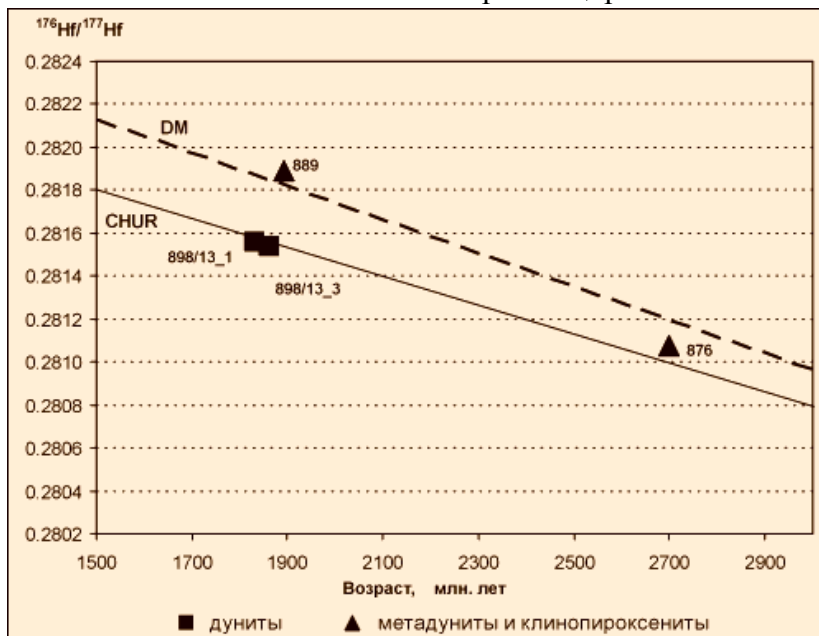
Таблица 1. Концентрации элементов, изотопный состав Pb и возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского и Гальмознанского массивов

Проба	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb г/г	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Примечание
					значение	±%	значение	±%	значение	±	
OK2	198	70	0.37	104.0	1.638	1.2	0.19517	0.48	2772	8.8	Цирконы из пород Кытлымского массива: OK2 – центральная часть дунитового тела, OK12B – метадуниты, OK15 – клинопироксениты.
OK-12B	153	62	0.42	43.2	3.039	0.47	0.09528	0.94	1494	26	
OK-15	804	70	0.09	112.0	6.162	0.3	0.06757	0.71	790	22	
898/13_1.1	494	36	0.07	167.4	2.5337	1.7	0.11392	0.6	1861	10	Цирконы из пород Гальмознанского массива: 898/13 – три зерна, центральная часть дунитового тела, 889 – метадуниты, 876 – клинопироксениты.
898/13_1.2	48	31	0.67	14.6	2.8293	2.0	0.11754	2.0	1832	59	
898/13_2	293	62	0.22	85.4	2.9517	1.4	0.11325	1.7	1831	32	
898/13_3	1650	92	0.06	615.8	2.3013	1.5	0.17378	0.3	2591	5	
889	80	110	1.42	30.7	2.243	0.74	0.1172	1.1	1892	25	
876.1	1160	38	0.03	592.0	1.6832	0.22	0.1863	0.21	2700	3.7	
876.2	519	148	0.29	253.0	1.7649	0.26	0.18478	0.47	2682	8.2	

Кратко прокомментируем приведенные аналитические данные:

1. Несмотря на разновозрастность покровно-складчатых образований, в состав которых входят Кытлымский и Гальмоэнанский массивы, датировки дунит-клинопироксенитовых ядер и Кытлымского, и Гальмоэнанского массивов имеют сходный интервал и, даже наиболее молодые цирконы из ядер массивов значительно древнее, чем возраст самих покровно-складчатых образований, вмещающих эти массивы.
2. Изотопный состав Hf в цирконах дунит-клинопироксенитового ядра Гальмоэнанского массива определенно указывает на мантийное происхождение цирконов (рис. 1).

Рисунок 1.
Изотопные составы Hf и U-Pb возрасты цирконов



Этот факт не позволяет интерпретировать появление цирконов в дунитах и клинопироксенитах, как результат "рециклинга континентальной коры" [6]. Гораздо более вероятно предположение, что в ходе формирования и в каждый момент всей длительной геологической жизни пород массива полной гомогенизации и изотопного уравнивания не происходило и некоторые зерна цирконов сохранили старые изотопные метки. Этим же объясняется наличие зерен цирконов разного возраста в одной и той же пробе. Поэтому, фактически, определяется время формирования **отдельных зерен цирконов**, но не возраст формирования пород и, вероятно, за предположительный возраст формирования пород следует **условно принимать** значения наиболее древних датировок.

(Примечание редакции. Такой взгляд на Природу очень гармоничен и диалектичен: порода перестает существовать, как статический, однажды созданный Богом объект, порода возникает, постоянно трансформируется и следы отдельных геологических событий в некоторых случаях поддаются наблюдению. Это очень привлекательное и перспективное направление дальнейших научных исследований!).

3. Несмотря на мантийный генезис (см. рис. 1), многие цирконы имеют относительно высокие концентрации урана, что, как это принято считать, указывает на их коровое происхождение. Рассмотрим полученные (таблица 1) и опубликованные [10, 11] данные по содержаниям урана и циркония в хондрите, примитивной мантии, и континентальной коре.

Так как в дунитах (оливин 95, хромит - 5%) и клинопироксенитах (клинопироксен 98, магнетит - 2%) изучаемых массивов единственным акцессорным минералом-концентратором циркония и урана является циркон (или апатит, бадделейт, но в нашем случае - только циркон), то отношение U/Zr в минерале и в породе должны совпадать. Поскольку содержание циркония в цирконе известно (49.5 мас.%), то опубликованные табличные данные нетрудно пересчитать на концентрацию урана в цирконе и сравнить вычисленные значения с результатами прямого измерения концентраций урана в исследованных зернах. Результаты пересчета приведены в таблице 2.

Таблица 2.

Измеренные и расчетные концентрации урана в цирконах

Проба	Zr, г/т	U, г/т	U в цирконе, г/т
OK2			198
889			80
876.1			1160
876.2			519
OK-12B			153
OK-15			804
898/13_1.1			494
898/13_1.2			48
898/13_2			293
898/13_3			1650
Хондрит, C1	3.86*	0.0078*	1000
Примитивная мантия	10.8*	0.0218*	999
Нижняя кора	68*	0.2*	1456
Средняя кора	149*	1.3*	4319
Верхняя кора	193*	2.7*	6925

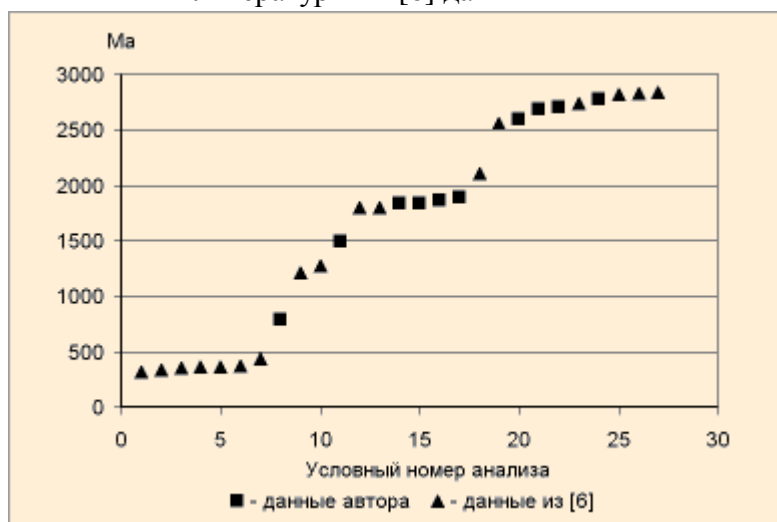
* - литературные данные [10,11].

Столь высокое значение урана в верхней коре (6925), может быть следствием присутствия элемента и в других минералах, а не только в цирконе

Данные, приведенные в таблице 2, показывают, что концентрация урана в изученных цирконах, несмотря на некоторые высокие абсолютные значения, оказывается не только не завышенной, но даже заниженной по отношению к расчетным значениям для хондрита и примитивной мантии.

4. Из таблицы 1 следует, что возрасты цирконов по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ варьируют в широких пределах от 2772 до 790 Ma, но, при этом, разбиваются на три группы: 2.6-2.8 Ga, 1.8-1.9 Ga и 790 Ma. Вероятнее всего, наиболее древние датировки отражают время формирования пород, тогда как, более молодые соответствуют этапам преобразования первичных пород.

Рисунок 2. Группы возрастов по авторским и литературным [6] данным



Три указанные дискретные группы возрастов коррелируют с кульминационными стадиями планетарных мегациклов [5]. Однако, комбинируя наши данные с полученными ранее [6], можно заключить, что возрасты образуют практически непрерывный спектр значений в интервале 2800 - 310 Ma (рис. 2), но три группы возрастов 2600-2800, 1800-1900, 310-440 Ma обособляются достаточно отчетливо, причем две из них и выделяются, и совпадают как по оригинальным, так и по литературным данным. Отсутствие в авторских данных датировок группы 310-440 Ma объясняется особенностями процесса обработки проб: в нашем случае зерна цирконов выделялись из остатков небольших проб до 200г и из мелких фракций менее $71\mu\text{m}$, а зерна,

выделенные из одной пробы дунита 150кг коллективом авторов [6], имеют размер 200-500μm (см. Fig.3 в [6]). Вероятно, что наиболее крупные зерна цирконов были сформированы в ходе наиболее молодого процесса преобразования дунитов (310-440 Ma), а из-за специфики пробоподготовки исходного материала и различий в минералогических процедурах выделения цирконов в наших пробах крупных зерен цирконов не оказалось.

Наличие хорошо обособленного интервала древних возрастов позволяет заключить, что наиболее вероятным временем формирования дунитов Кытлымского и Гальмознанского массивов следует считать самые древние датировки - около 2800 Ma. Акцент на время формирования именно дунитов не случаен. Ранее было показано [1, 7], что формирование клинопироксенитов преимущественно происходит путем преобразования дунитов. Наличие зерен цирконов с древними возрастами в клинопироксенитах (см. таблицу 1) не противоречит этому, поскольку клинопироксениты образованы лишь на одном из этапов преобразования дунитов и реликтовые цирконы, как наиболее устойчивая и консервативная составляющая могут быть более древними, чем новообразованная клинопироксенитовая матрица пород.

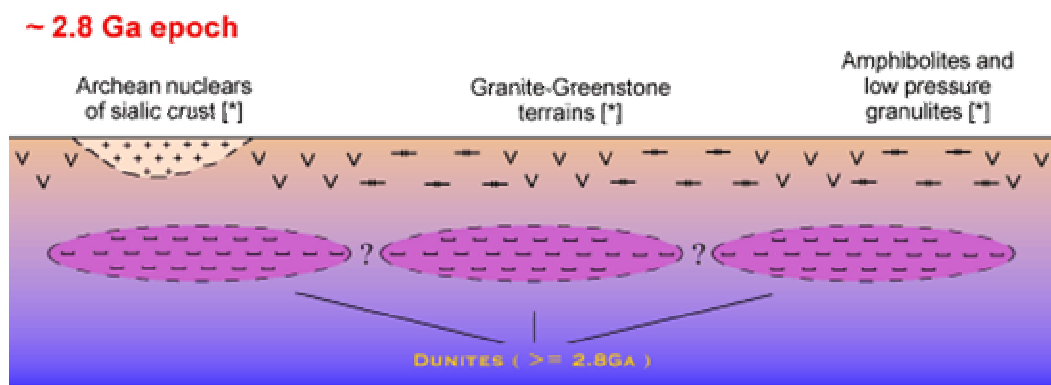
Заключение

Наличие широкого интервала уран-свинцовых датировок по цирконам, включая широкие вариации возраста разных зерен цирконов в одной пробе, а также факт мантийного генезиса цирконов по данным Lu-Hf изотопного метода свидетельствуют об отсутствии изотопной гомогенизации в ходе длительной истории развития дунитовых ядер Кытлымского и Гальмознанского зональных массивов с момента их образования (2.8 Ga) до последнего термального события (310 Ma)

Эти факты позволяют предложить следующую модель формирования дунитов:

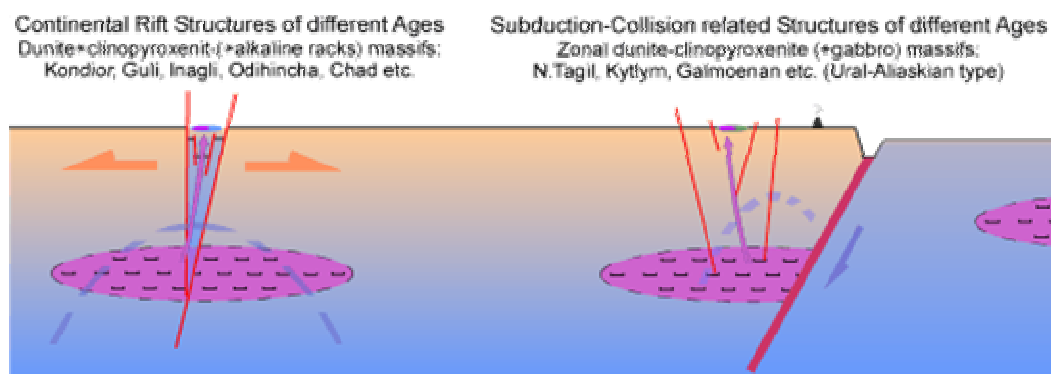
I. В эпоху ~2.8 Ga произошло формирование дунитов. Нам мало известно о строении внешних и внутренних оболочек Земли в этот период. Судя по имеющимся данным, полученным на современных щитах [5a, 5b], представляющих незначительную и периферическую часть планеты, протокора состояла из древних сиалических архейских нуклеаров, гранит-зеленокаменных поясов, разделенных амфиболит-гранулитовыми (низкобарическими) образованиями.

Однако, дуниты в этот период уже были сформированы либо как одна из непрерывных протооболочек, либо в виде разобщенных линзообразных образований.

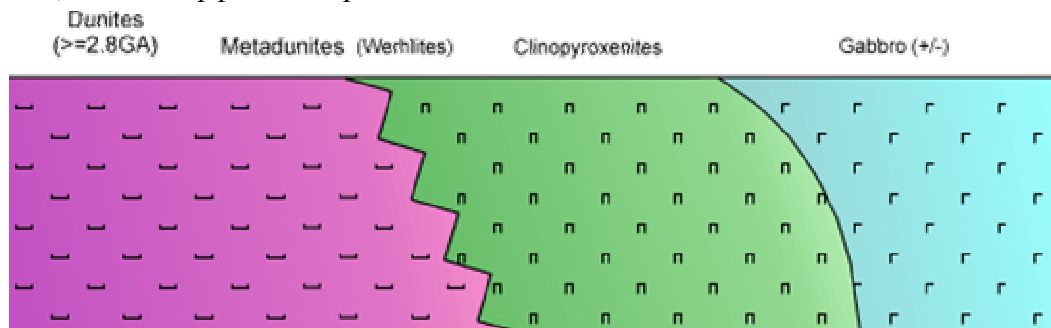


* по [5a, 5b]

II. В фанерозое, в различное время и в различных геодинамических обстановках фрагменты дунитовой протооболочки внедрялись в земную кору.



III. Подъем перегретых масс дунитов и их внедрение в относительно "холодную" и более флюидонасыщенную земную кору приводил к формированию характерной зональной структуры дунит-клинопироксенит-габбровых массивов независимо от времени проникновения дунитов в земную кору. Причем, клинопироксениты зональных комплексов формировались за счет дунитовых масс при активном их взаимодействии с изменяющейся в ходе подъема окружающей средой. Различные габброиды (если они присутствуют), вероятнее всего, обусловлены плавлением вещества дунит-клинопироксенитовых ядер и части вмещающих толщ в условиях флюидонасыщенности и наличия локальных зон разуплотнения (понижения давления при подъеме) за счет эффекта "обратного вскипания".



Благодарности

Автор благодарит К.Н. Малича и сотрудников GEMOC за получение корректных данных по Lu-Hf изотопии и построение интерпретационных диаграмм. Публикуемые оригинальные данные получены при финансовой, методической и технической поддержке ЗАО "НАТИ", за что автор выражает искреннюю признательность коллективу этой организации.

Список литературы

- 1 Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984.
- 2 Кнауф В.В. К метрологическому обеспечению минералогических работ. Записки всероссийского минералогического общества, часть 75, № 6, 1996.
- 3 Вильданова Е.Ю., Зайцев В.П., Кравченко Л.И., Ланда Э.А., Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Мелкомуков В.Н., Мочалов А.Г., Назимова Ю.В., Попруженко С.В., Разумный А.В. Корякско-Камчатский регион - новая платиноносная провинция России. СПб.: Изд-во СПб картфабрикеи ВСЕГЕИ, 2002, (ЗАО "Корякгеолдобыча").
- 4 Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург, УрО РАН, 2000.
- 5 Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Ленинград, "Наука", 1990.
- 5а Шарков Е.В. Природа гранулитовых поясов раннего докембрия. В кн. "Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя". (ИГГД РАН, Материалы II Росс. конф. по пробл. геол. и геодинамики докембрия). СПб, ИП Каталкина, 2007.
- 5б "Ранний докембрий Балтийского щита". Ред. В.А.Глебовицкий. СПб, "Наука", 2005.
- 6 Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariev E.V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. Terra Nova, vol 13, No 6, pp 407-412, 2001.
- 7 Knauf O.V. The sparse platinum group minerals (PGM) in dunite and clinopyroxenite rocks of zonal complexes Ural type (Kytlym and Galmoenan massifs, Russia). Xth international platinum symposium, extended abstracts, pp 400-403, 2005.

8 Knauf V.V., Guseva N.S., Knauf O.V. Application of the "ppm-mineralogy" technique for isotope dating and mineralogical study of ore deposits in mafic-ultramafic complexes based on minute accessory minerals. 9th biannual SGA meeting, extended abstracts, pp 777-779, 2007.

9 Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Os-isotopes and PGE geochemistry of mafic- ultramafic Uralian-Alaskan type complexes in the Urals, Russia. Xth international platinum symposium, extended abstracts, pp 437-440, 2005.

10. Palme H., Hugh St. C. O'Neill. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. In "Treatise on Geochemistry". Executive editors H. D. Holland and K. K. Turekian. 2003, Vol. 2.01, pp.1-38. Elsevier Ltd.

11. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In "Treatise on Geochemistry". Executive editors H. D. Holland and K. K. Turekian. 2003, Vol. 3.01, pp.1-64. Elsevier Ltd.