

**НОВЫЕ U-PB SHRIMP II ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ  
ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ («ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫХ») ТЫЛАИТОВ  
КОСЬВИНСКОГО КАМНЯ: К ПРОБЛЕМЕ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА  
ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ТЫЛАИТОВОГО КОМПЛЕКСА  
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА**

**А.А. Ефимов, Д.И. Матуков**

Для Кытлымского массива А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова [1967] описали обогащенные щелочами тылаиты, содержащие кислый плагиоклаз и биотит, необычные для пород с химией меланократовых оливиновых габбро. По надежным геологическим данным, эти породы, несущие отчетливые признаки пластического

течения и метаморфической дифференциации, входят в динамометаморфическую концентрическую структуру монолитного блока Косьвинского Камня, сложенного «горячим меланжем» – расслоенной серией высокотемпературных тектонитов дунит-пироксенит-тылаитового состава [Ефимов, 1977, 1999]. Е.В.Пушкарев

[2000] обнаружил в образцах из этого местонахождения симплектиты ортоклаз-нефелинового состава («псевдолейцит»), подобные ранее найденным им в тылаитах Нижнетагильского массива, интерпретированным как продукт магматической кристаллизации лейцита и его взаимодействия с остаточным расплавом [Ферштатер, Пушкарев, 1992]. Вопрос об их природе здесь не рассматривается, однако магматический генезис этих образований маловероятен, в частности, потому, что симплектиты обнаружены в поздних бластомилонитах, секущих полосчатость в тех же тылаитах [Ефимов, Потапова, 2000].

Е.В. Пушкарев с коллегами [Пушкарев и др., 2003] получили по валовым составам «псевдолейцитовых» тылаитов Косьвинского Камня Rb-Sr эррохрону  $340 \pm 22$  млн. лет, из которой следует, что формирование горячего меланжа происходило в нижнем карбоне. Эта датировка была немедленно использована с далеко идущими выводами в ряде публикаций [Пушкарев, 2000; Пушкарев и др., 2003; Пушкарев и др., 2003<sub>2</sub>; Ферштатер и др., 2005 и др.]. Из нее, в частности, вытекало, что платиноносные дуниты моложе не только силурийских габбро-норитов [Bosch et al., 1997; Ronkin et al., 1997], но даже плагиогранитов, прорывающих все без исключения структурно-вещественные комплексы Платиноносного пояса. Недавно полученные нами [Ефимов и др., 2005] U-Pb ID-TIMS методом по цирконам изотопные датировки для плагиогранитов Кытлымского массива ( $415 \pm 10$  –  $417 \pm 2$  млн. лет) убедительно показали, что цифра  $340 \pm 22$  млн. лет находится в резком противоречии с фундаментальными геологическими фактами. Еще более древние цифры (531-440 млн. лет) фигурируют в недавно опубликованной статье [Попов, Беляцкий, 2006], содержащей данные Sm-Nd датирования двух десятков валовых составов (в том числе двух пироксенов и апатитов) дунитов, верлитов, клинопироксенитов и тылаитов (в том числе «псевдолейцитовых») из горячего меланжа Кытлымского массива. Таким образом, вопрос о времени образования «псевдолейцитовых» тылаитов приобретает принципиальное значение, а возникшие противоречия заслуживают серьезного внимания. Авторы предприняли попытку определить изотопный возраст этих пород U-Pb методом по единичным цирконам и их фрагментам с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разреше-

ния SHRIMP II.

В Кытлымском массиве тектониты горячего меланжа слагают два крупных блока концентрического строения, примерно одинаковых по размеру (около 11x12 км), – Тылайский (северный) и Косьвинский (южный). Первый примыкает к находящемуся восточнее Серебрянскому блоку по горячему тектоническому шву, второй представляет собой изолированное монокристаллическое тело, окруженное метавулканиками. Центральная часть Косьвинского блока (вершина Косьвинского Камня – 1520 м) сложена клинопироксенитами с многочисленными дунитовыми телами. С запада и юго-запада пироксенитовое поле окаймляется полосой тылаитов, за которой, в свою очередь, следует еще одна полоса пироксенитов, вмещающая меридионально вытянутое дунитовое тело Сосновского Увала. Щелочные тылаиты слагают промежуток между южным окончанием последнего и дунит-пироксенитовым полем Косьвинского Камня. Здесь, в районе 12-го км дороги Кытлым – Тылай, находится группа крупных скальных выходов, в которой эти породы и были первоначально обнаружены. Здесь же, у самой дороги, отобрана проба 11677 (далее на рисунках фигурирует как проба с номером 7), из которой нами был выделен циркон для изотопных исследований (рис. 1). Щелочные тылаиты слагают конформную с общей структурой блока толщу мощностью до 1 км и протяженностью не менее 3 км, по сути дела – химическую зону в структурно едином дунит-пироксенит-тылаитовом разрезе.

«Псевдолейцитовые» тылаиты имеют, как правило, меланократовый облик (плагиоклаза обычно около 20-25 % и менее) и в общем довольно однородны. При этом в них хорошо заметна гнейсовидная текстура, выраженная параллельной ориентировкой минеральных скоплений. В редких случаях, при появлении ультрамеланократовых слоев мощностью до 0,5 м, в которых преобладает плагиоклаз, возникает отчетливая полосчатость (расслоенность). Гнейсовидность и полосчатость конформны и фиксируют эпоху пластического течения пород. В единичных случаях наблюдаются секущие параллельную текстуру жильные анортозитовые сегрегации – продукт метаморфической дифференциации относительно гомогенной тылаитовой матрицы. Обычная для тылаитов порфировидная структура в данном случае не слишком хорошо выражена. Она скорее соответству-

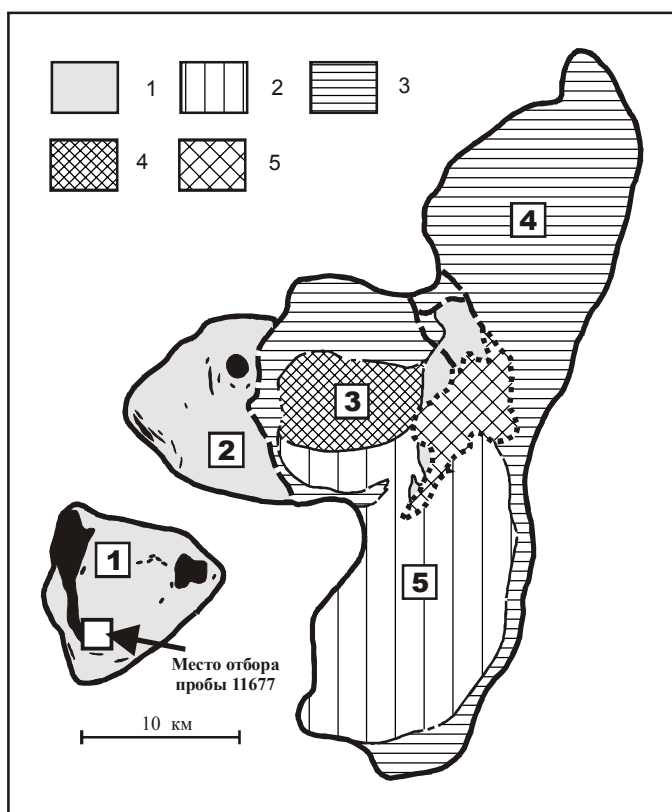


Рис. 1. Структурная схема Кытлымского массива с указанием места отбора изученной пробы.

1 — расслоенный дунит-пироксенит-тылаитовый комплекс («горячий меланж»; черное — дунитовые тела); 2 — комплекс анортит-оливиновых габбро; 3 — габбро-норитовый комплекс; 4 — комплекс роговообманковых габбро серебрянского типа; 5 — интрузия плагиогранитов. Жирными цифрами в рамках (1-5) на схеме обозначены структурные блоки массива, соответственно — Косьвинский, Тылай-Конжаковский, Серебрянский, Валенторский и Сухогорский.

ет *криптовой* структуре Л. Дюпарка: каркас породы составляет преобладающий клинопироксен, часто с обильными пластинчатыми вростками биотита, реже магнетита. Интерстиции между более или менее идиоморфными выделениями клинопироксена выполнены оливином, биотитом, плагиоклазом и магнетитом. Ортоклаз-нефелиновые симплектиты приурочены к выделениям плагиоклаза и встречаются только в меланократовых разностях; в лейкократовых слоях симплектиты отсутствуют.

Химически косьвинские тылаиты, в том числе и изученный обр. 11677, отличаются от «обычных» повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (соответственно до 3,5 и 1,25 мас. %), что выражается в необычно кислом составе плагиоклаза, в присутствии биотита и «псевдолейцита». Геохимические отличия значительны: валовые содержания Sr достигают в преобладающих разностях 1000, а в ультралейкократовых слоях и в полевошпатовых фракциях — 3000 г/т и более. Сумма РЗЭ достигает 100-140 г/т, а содержание легких РЗЭ на порядок превышает таковое, например, в тылаитах Тылайского блока (рис. 2). Однако химизм косьвинских тылаитов, по большому счету, не представляет собой чего-то исключительного: обогащение щелочами, стронцием и РЗЭ, правда, в мень-

шей степени, отмечено также для лабрадорových биотитсодержащих тылаитов нижней зоны разреза горячего меланжа Денежкина Камня [Ефимов, Маегов, 1981]. Для изученного образца 11677 получены микрозондовые анализы клинопироксена, оливина, биотита, магнетита, шпинели и апатита, а также вмещающего симплектиты плагиоклаза  $\text{An}_{32}\text{-An}_{35}$ , ортоклаза и нефелина в симплектитах [Ефимов и др., 2006]. Ортоклаз содержит около 90 % ортоклазового, 8,5 % альбитового и 1,5 % анортитового компонента. Нефелин представлен сложным твердым раствором, содержащим около 73-76% нефелинового, 12-18 % кальсилитового, 5-7 % ортоклазового и 5-7 % кальциевого (условно анортитового) компонента. Валовой анализ симплектита пересчитывается примерно на 52 % ортоклазового, 40 % нефелинового, 2,5 % кальсилитового и 5 % анортитового компонента.

Оптические изображения выделенных из образца 11677 и проанализированных с помощью ионного микрозонда SHRIMP II семи кристаллов циркона представлены на рис. 3. Размер зерен варьирует от 80 до 160 мкм. Изученные разности представлены идиоморфными, относительно длиннопризматическими (коэффициент удлинения от 2 до 3) индивидами, во внутренних частях которых наблюдаются обо-

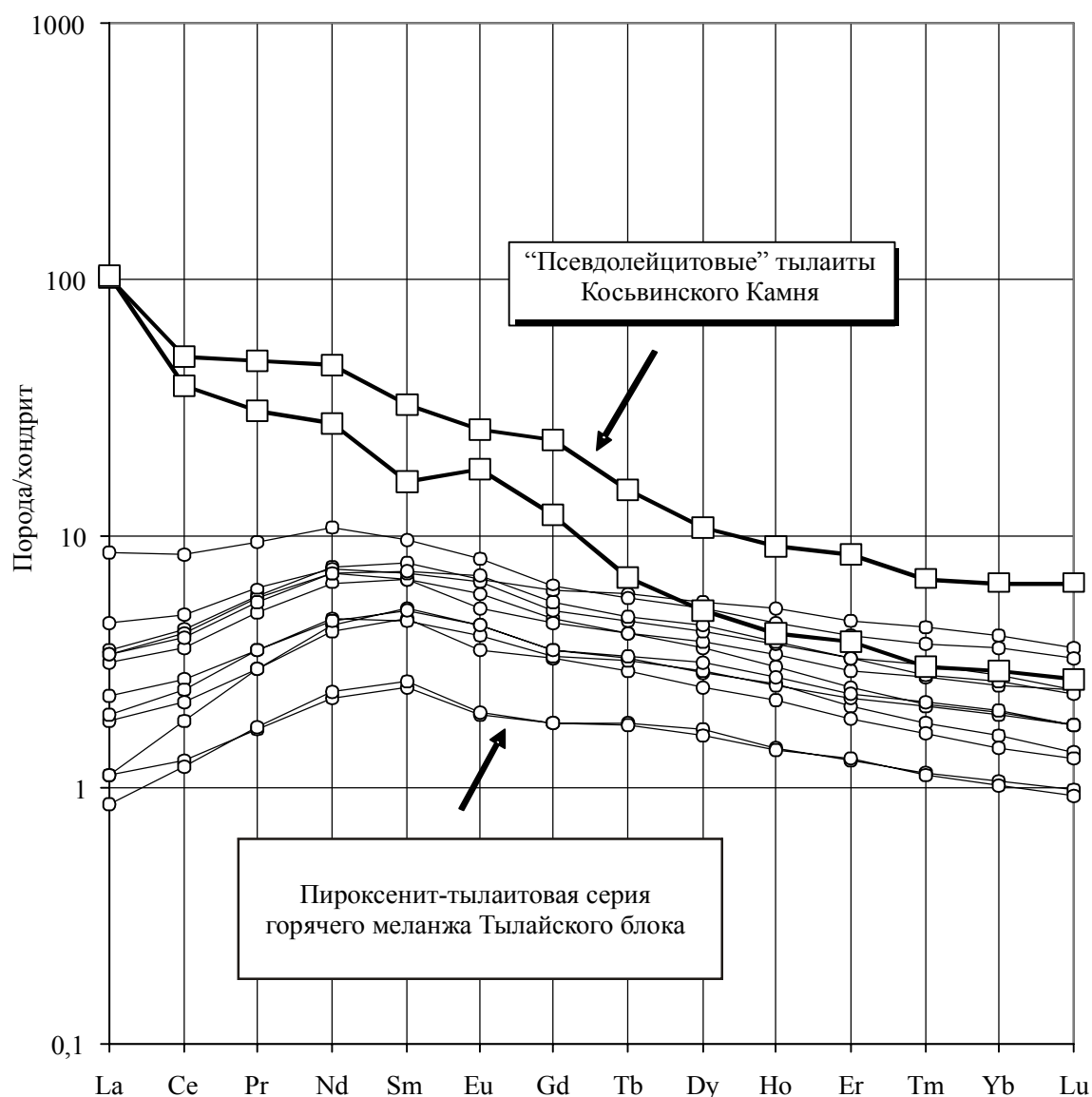


Рис. 2. Спектры элементов группы редких земель в «псевдолейцитовых» тылаитах Косьвинского Камня в сравнении с таковыми пироксенит-тылаитовой серии горячего меланжа Тылайского Камня.

собленные «ядра», в основном призматической формы, с большим количеством разнообразных включений. Некоторые «ядра» (7.2.1, 7.3.2) демонстрируют следы деформаций (дробления).

Результаты «in situ» U-Pb датирования цирконов, полученные с помощью ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP II по методике, детально изложенной в работе [Ронкин и др., 2005], представлены на рис. 4. Изученные разности в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  демонстрируют незначительную дискордантность от 16 % (циркон 7.1.2) до практически конкордантного значения -0,2% для кристалла 7.6.1. Существенную дискордантность (496 %) демонстрируют U-Pb данные

для кристалла 7.5.1, фиксируя, возможно, значимую потерю радиогенного свинца (и/или добавку урана). В целом, изученный материал демонстрирует отрицательную корреляцию зависимости величины дискордантности от  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов. Формальная аппроксимация U-Pb данных в указанных координатах обуславливает дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией определяет изохронный (СКВО = 0,46) возраст  $501 \pm 38$  млн. лет (95 % доверительный уровень) с высокой вероятностью соответствия, равной 0,89, тогда как нижнее пересечение в пределах наблюдаемых погрешностей соответствует нулю.

Факт «перекрытия» эллипсов, соответ-

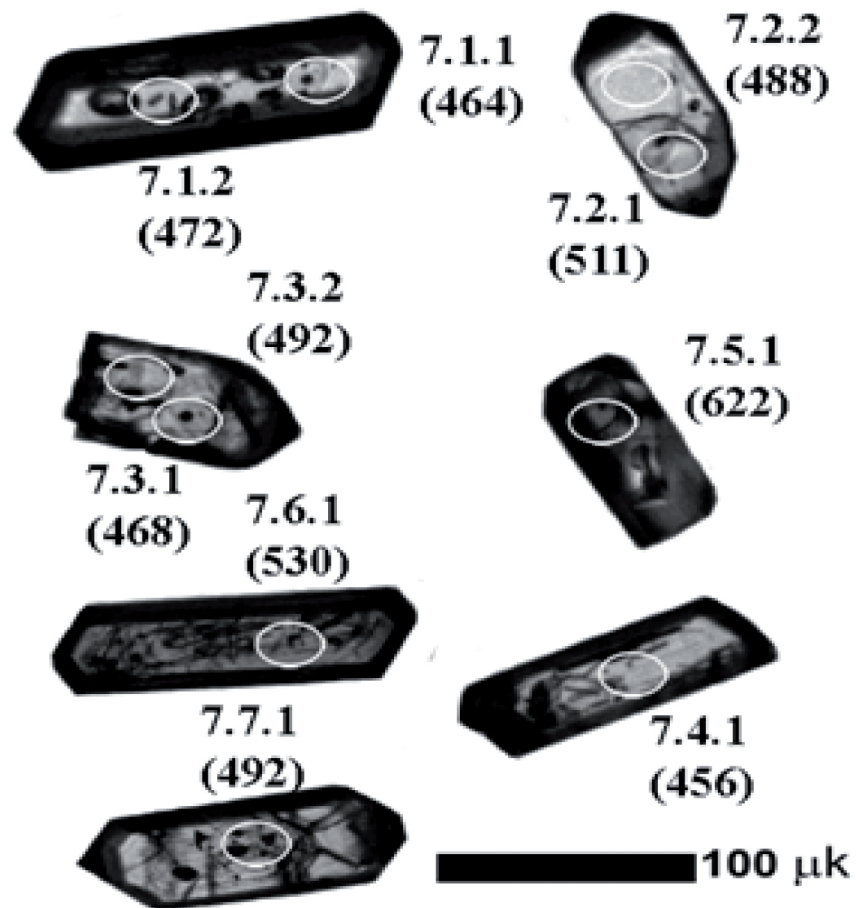


Рис. 3. Оптические изображения проанализированных цирконов из тылаита 11677. Белые контуры эллипсов демонстрируют локализацию кратеров в пределах кристаллов. Цифры в круглых скобках соответствуют возрасту по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в млн. лет.

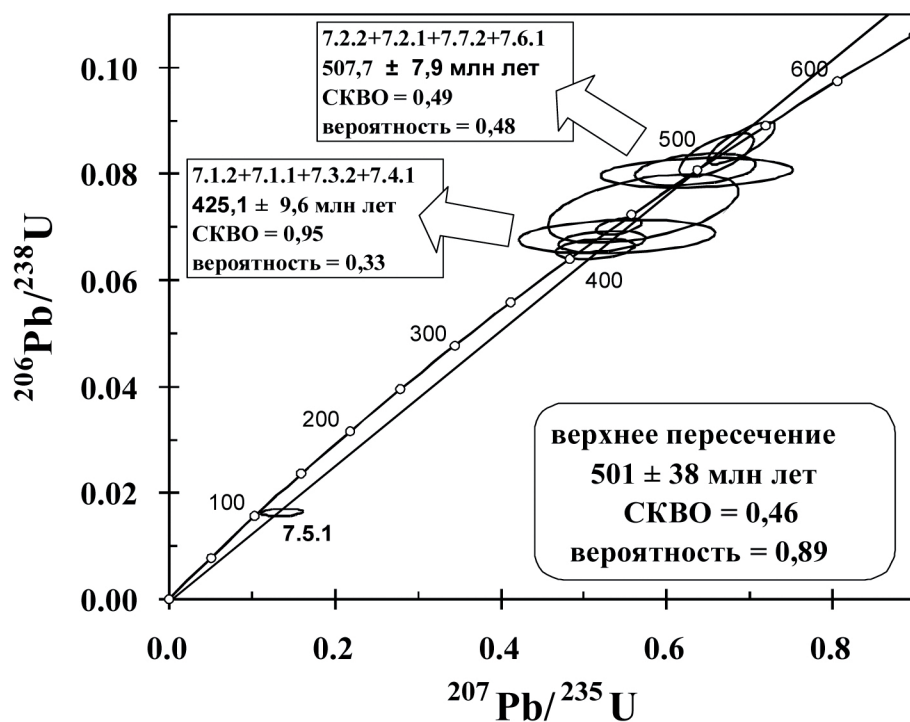


Рис. 4. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов, выделенных из тылаита 11677.

ствующих U-Pb SHRIMP II данным кратеров 7.1.2, 7.1.1, 7.3.2 и 7.4.1, санкционирует вычисление конкордантного значения возраста  $425,1 \pm 9,6$  млн лет (95 % доверительный уровень, СКВО = 0,95), который можно рассматривать как минимальную возрастную оценку с вероятностью соответствия 0,33. Аналогичные аргументы для кратеров 7.2.2, 7.2.1, 7.7.2 и 7.6.1 определяют конкордантный возраст  $507,7 \pm 7,9$  млн лет ( $\pm 2\sigma$ , СКВО = 0,49, вероятность соответствия 0,48). Таким образом, новые U-Pb данные, полученные нами с помощью ионного микрозонда SHRIMP II по единичным цирконам и их фрагментам, выделенным из «псевдолейцитового» тылаита, позволяют сделать вывод о том, что горячему меланжу Платиноносного пояса соответствует верхний предел U-Pb изотопного возраста не менее  $425,1 \pm 9,6$  млн лет (Llandovery, по шкале F. Gradstein & J. Odd, 1996). Этот вывод хорошо согласуется с уже имеющимися надежными, прецизионными U-Pb ID-TIMS данными по изотопному возрасту габбро-норитов и плагиогранитов Платиноносного пояса Урала [Bosch et al., 1997; Ефимов и др., 2005]. Полученные в последнее время Sm-Nd данные, указывающие на еще более древний (до 540 млн лет) возраст отдельных элементов горячего меланжа – сложного, составного образования [Маегов, 2006; Попов, Беляцкий, 2006], также удовлетворительно совпадают с вновь полученной нами информацией по U-Pb геохронометру.

Первые сомнения в корректности полученных Е.В. Пушкаревым и др. [2003] Rb-Sr данных были высказаны нами ранее [Ефимов и др., 2005]. Дополнительные аргументы в пользу этих сомнений содержатся в работе В.С. Попова и Б.В. Беляцкого [2006]. Дело в том, что этими авторами для изотопного датирования были использованы два апатитовых пироксенита и четыре выделенных из них монофракции (два клинопироксена и два апатита), определившие Sm-Nd возраст  $441 \pm 27$  млн лет, представляющие собой те же пробы (КТ400 и КТ401), по которым ранее Е.В. Пушкаревым и др. получена Rb-Sr эррохрона с возрастом  $340 \pm 22$  млн лет. Таким образом, в свете недавно полученных и наших новых данных, вывод, сделанный на основании уже упомянутых Rb-Sr данных о том, что «*формирование дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Кытлымского массива происходило в нижнем карбоне и охватывало временной ин-*

*тервал от 360 до 330 млн лет... по крайней мере на 80-60 млн лет моложе главной фазы островодужного магматизма... проявившегося в... силуре и отмеченного формированием габбро-норитов...*» [Пушкарев и др., 2003], следует считать ошибочным, а основанные на этом выводе широкие геологические построения [Ферштатер и др., 2005; Bea et al., 2001; Пушкарев и др., 2003а и др.] – несостоятельными.

В то же время, новые данные позволяют достаточно уверенно судить лишь о верхнем пределе изотопного возраста горячего меланжа (около 425 млн лет), соответствующем, по-видимому, позднему этапу его тектоно-метаморфической эволюции, на котором возникли «псевдолейцитовые» тылаиты с их экзотической химией. Возможно, что история формирования горячего меланжа, включающая тектоническое смешение генетически разнородного вещества, деформацию, пластическое течение этой смеси и аккрецию деформированных блоков, была очень длительной. Возможно также, что исходные компоненты горячего меланжа, и, в первую очередь, платиноносный дунит платформенного типа, образовались задолго до событий смешения и деформации, и в этом смысле в полученных более древних, чем 425-440 млн лет, датировках могут быть записаны более древние события. По-видимому, дальнейшие углубленные геохронологические исследования – единственный способ реконструировать раннюю историю Платиноносного пояса.

В заключение хотелось бы выразить сожаление по поводу отсутствия в списке авторов статьи Ю.Л. Ронкина, являющегося активным участником данного исследования, однако исключенного из списка в соответствии с условиями издания «Ежегодника-2006», суть которых заключается в ограничении количества статей (не более двух) для одного и того же автора.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-96078 РФФИ-Урал).*

#### Список литературы

Ефимов А.А. Горячая тектоника в гипербазах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24-41.

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Мат-лы по геологии и полезн. ископаемым Урала. Вып. 13. М.: Недра, 1967. 336 с.

Ефимов А.А., Маггов 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.

Ефимов А.А., Малич К.Н., Ронкин Ю.Л. О химическом составе ортоклаз-нефелиновых симплектитов («псевдолейцита») в щелочных тылаитах Косьвинского Камня (Северный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2006. С. 159-161.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. К вопросу о генезисе ортоклаз-нефелиновых симплектитов в тылаитах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1999. Информ. сборник науч. трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 294-296.

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.

Маггов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. и др. Первые результаты Sm-Nd датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 110-113.

Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала. Докл. АН. 2006. № 1. С. 104-109.

Пушкарев Е.В. Псевдолейцитовые тылаиты в Платиноносном поясе Урала: первичные расплавы, производные метасоматизированной мантии // Петрография на рубеже XI века: ито-

ги и перспективы. Мат-лы второго всерос. петрогр. совещ. Т. 3. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 294-297.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бругманн Г., Левин В.Я. О каменноугольном возрасте формирования дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урала, по данным изотопного датирования (геологические следствия) // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Тез. докл. Всерос. Совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. С. 278-279.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., П. Монтеро, Дж. Скэрроу. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2003. Т. 388. № 3. С. 97-100.

Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. № 1. 2005. С. 135-142.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57-72.

Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74-84.

Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic Zone from the Urals Platinum Belt // Abstract of EUG. Strasbourg, 1997. V. 9. № 1. P. 122.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunitic zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. Vol. 13. № 6. P. 407-412.

Ronkin, Y.L., Marks V.A., Ivanov, K.S. et al. Isotopic and petrochemical peculiarities of distribution of the Platinum-bearing Belt of the Urals, Russia. Turku. Finland, 1997. P. 495-498.