

УДК 550.93:552.321.5/6(470.5)

## ИЗОТОПНЫЙ Rb–Sr-ВОЗРАСТ ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫХ ТЫЛАИТОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

© 2003 г. Е. В. Пушкарев, Г. Б. Ферштатер, Ф. Беа, П. Монтеро, Дж. Скэрроу

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 17.06.2002 г.

Поступило 03.07.2002 г.

Порфириовидные меланократовые оливиновые габброиды, описанные Л. Дюпарком как тылаиты [1], являются типоморфными породами в массивах Платиноносного пояса Урала (ППУ). Совместно с клинопироксенитами и пластовыми телами дунитов тылаиты входят в состав полосчатых серий, окружающих дунитовые ядра. Именно эти три типа пород и определяют состав и структурный облик уральских платиноносных массивов [2]. Широко распространенные габбро-нориты, оливиновые габбро и ассоциирующие с ними породы формируют собственные массивы, которые хотя и интегрированы в структуре Платиноносного пояса с дунит-клинопироксенит-тылаитовыми сериями, но их генетическая связь с ультрамафитами всегда является предметом дискуссии. Согласно классическим описаниям, тылаиты состоят из большого количества порфириовидных вкрапленников клинопироксена (до 40–50%), сцементированных мелкозернистой основной массой, сложенной оливинном, клинопироксеном, флогопитом, титаномagnetитом, зеленой шпинелью и интерстициальным основным плагиоклазом (битовнитом), количество которого обычно не превышает 20–25%. В некоторых работах тылаиты рассматриваются как возможный аналог первичных расплавов, родоначальных для комплексов Урало-Аляскинского типа [7].

Сравнительно недавно в Нижнетагильском и Кытлымском массивах Платиноносного пояса Урала при изучении тылаитов выявлены субщелочные разновидности, в которых интерстициальные калиевые минералы представлены псевдолейцитом (нефелин-ортоклазовыми срастаниями), ортоклазом и андезином [8]. Такие существенные различия в составе калиевой части пород являются на первый взгляд единственными легко распознаваемыми петрографическими критериями

разделения тылаитов на битовнитовые и псевдолейцитовые разности при общем сходстве в их структуре и наборе феррических минералов. Однако по химическому составу псевдолейцитовые тылаиты резко отличаются от битовнитовых более высоким содержанием щелочей (до 1.5%  $K_2O$  и  $Na_2O$ ), титана, фосфора, рубидия, стронция (400–800 г/т), суммарного количества РЗЭ при сопоставимом уровне содержаний  $MgO$  13–16% [7]. Псевдолейцитовые тылаиты обладают резко дифференцированным спектром распределения РЗЭ ( $La_N/Yb_N > 50$ ). По соотношению щелочей и кремнезема они соответствуют субщелочным пикрито-базальтам. В отличие от битовнитовых тылаитов, которые тесно переслаиваются с дунитами и клинопироксенитами [2], псевдолейцитовые разности образуют сравнительно гомогенные изолированные тела внутри полосчатой серии, и не исключено, что они представляют собой самостоятельные интрузии. Повышенные содержания рубидия и стронция в породах позволили провести детальное изотопно-геохимическое изучение псевдолейцитовых тылаитов, нацеленное на определение возраста их формирования.

Для изучения выбраны псевдолейцитовые тылаиты западного склона горы Косьвинский Камень, которая образует крупный блок преимущественно клинопироксенитового состава, интегрированный в структуру гигантского Кытлымского платиноносного массива на Северном Урале (рис. 1б). Псевдолейцитовые тылаиты образуют гомогенное тело среди титаномagnetитовых клинопироксенитов и полосчатых битовнитовых тылаитов. Внешне различить между собой битовнитовые и псевдолейцитовые тылаиты бывает практически невозможно. Нерасчлененными тылаитами, по данным А.А. Ефимова, сложено серповидное тело протяженностью более 15 км и мощностью в самой широкой части около 2 км (рис. 1в). Полосчатость, гнейсовидность и другие петроструктурные ориентировки битовнитовых тылаитов свидетельствуют о их конформности концентрической структуре пироксенитов Косьвинского Камня. В этой части массива они имеют

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской Академии наук,  
Екатеринбург  
Университет Гранады, Испания

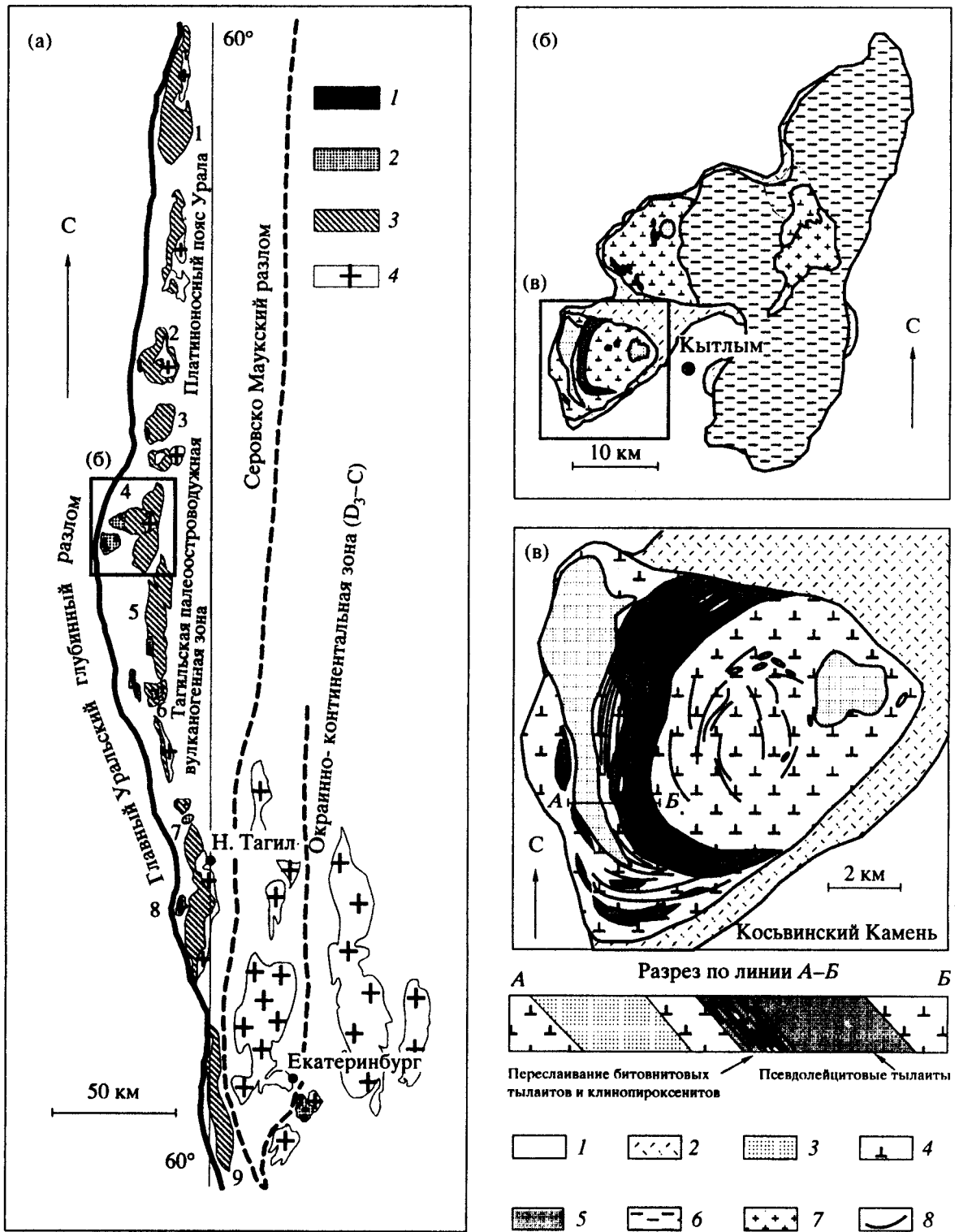


Рис. 1. а – Платиноносный пояс Урала: 1 – дуниты; 2 – верлиты и клинопироксениты; 3 – габброиды; 4 – гранитоиды; цифрами на схеме обозначены наиболее крупные массивы: 1 – Чистопольский, 2 – Денежкин Камень, 3 – Кумбинский, 4 – Кытлымский, 5 – Павдинский, 6 – Качканарский, 7 – Тагило-Баранчинский, 8 – Нижнетагильский, 9 – Ревдинский. Схемы геологического строения Кытлымского массива (б) и горы Косьвинский Камень (в) [2], упрощенные нами: 1 – вмещающие аповулканогенные породы, 2 – кытлымиты, экзоконтактные пироксеновые роговики, 3 – дуниты, 4 – клинопироксениты, 5 – тылаиты нерасчлененные, битовнитовые и псевдолейцитовые, 6 – габбро-нориты и оливиновые габбро, 7 – гранитоиды, 8 – ориентировка полосчатости и гнейсовидности в породах.

**Таблица 1.** Химический состав (мас. %) и изотопные отношения рубидия и стронция псевдолейцитовых тылаитов горы Косьвинский Камень, Кытлымский массив на Северном Урале

Компонент	Кт-393	Кт-394	Кт-395	Кт-397	Кт-398	Кт-399	Кт-400
SiO <sub>2</sub>	49.77	49.84	49.94	49.27	49.46	49.97	45.82
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.67	0.70	0.66	0.70	0.70	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.14	8.07	7.79	6.46	6.46	6.19	5.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.66	3.07	2.26	2.69	2.63	1.83	4.60
FeO	7.54	6.10	6.82	6.46	7.18	7.36	7.89
MnO	0.23	0.22	0.21	0.22	0.22	0.23	0.16
MgO	12.70	13.17	13.11	14.93	13.92	14.92	12.33
CaO	13.74	13.37	14.77	13.82	14.66	14.38	18.45
Na <sub>2</sub> O	1.66	1.41	1.21	1.34	1.25	1.22	0.51
K <sub>2</sub> O	0.80	1.24	0.71	1.02	1.01	0.88	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.17	0.21	0.16	0.25	0.23	2.33
П.п.п.	1.16	0.99	0.88	1.01	0.83	1.07	1.04
Сумма	99.26	98.32	98.61	98.04	98.57	98.99	99.57
Rb, г/т	8.2	19.7	8.1	13.0	18.6	15.2	2.6
Sr, г/т	997.9	721.9	775.1	429.7	416.8	389.8	490.3
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.024	0.079	0.030	0.088	0.129	0.113	0.015
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704123	0.704404	0.704159	0.704423	0.704654	0.704552	0.704098

Примечание. Пробы Кт-393–Кт-399 – псевдолейцитовые тылаиты, проба Кт-400 – апатитовый клинопироксенит из восточного экзоконтакта с псевдолейцитовыми тылаитами. Химические анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на СРМ-18 в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Изотопы рубидия и стронция определены на масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” в Университете г. Гранада (Испания). Остальные пояснения в тексте.

субмеридиональное простирание и восточное (к центру массива) падение с углами до 40°.

Геологических взаимоотношений между битовнитовыми и псевдолейцитовыми тылаитами установить не удалось из-за плохой обнаженности непосредственно в зоне контактов. Однако, основываясь на быстрой смене пород в искусственных зачистках вдоль дороги Кытлым–Усть-Тылай, которая происходит на расстоянии 5–10 м, можно предполагать наличие резкого контакта. Видимая мощность псевдолейцитовых тылаитов по разрезу (рис. 1в) составляет около 1 км. Полностью оконтурить их выходы пока не удалось, хотя отдельные обнажения, по нашим данным, встречаются и на северных отрогах Косьвинского Камня.

Псевдолейцитовые тылаиты представлены порфиоровидными породами с равномерно распределенными вкрапленниками клинопироксена размером 0.5–1 см, количество которых составляет 40–50%. Вкрапленники обычно содержат большое количество идиоморфных включений оливина и флогопита, ориентированных по зонам роста минерала-хозяина, а также пластинчатые вроски рудного минерала, подчеркивающие его ритмичную или секториальную зональность по типу “песочных часов”. Вкрапленники клинопироксена

сцементированы мелкозернистой основной массой, состоящей из оливина, клинопироксена, флогопита, титаномagnetита, зеленой шпинели. Интерстиции между фемическими минералами заполнены ксеноморфным мелкозернистым агрегатом андезина, ортоклаза и псевдолейцита. Под псевдолейцитом мы понимаем криптокристаллические перистые срастания ортоклаза и нефелина, подробно описанные нами ранее в тылаитах Нижнетагильского массива [8]. Подобные нефелин-ортоклазовые срастания известны во многих щелочных комплексах, а их образование изучено экспериментально [11, 12]. По составу (табл. 1) тылаиты соответствуют субщелочным пикритобазальтам, а наиболее близкими структурно-минералогическими и петрохимическими аналогами этих пород являются примитивные островодужные анкармиты [15].

Определение концентраций рубидия и стронция и изотопного состава стронция проводилось под руководством Ф. Беа в Университете г. Гранада (Испания) на масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” после их хроматографического разделения с помощью ионно-обменных смол по стандартной методике. Погрешность определений (2σ), установленная по среднему из 10 измерений стандарта WS-E [13], составила около ±0.003%

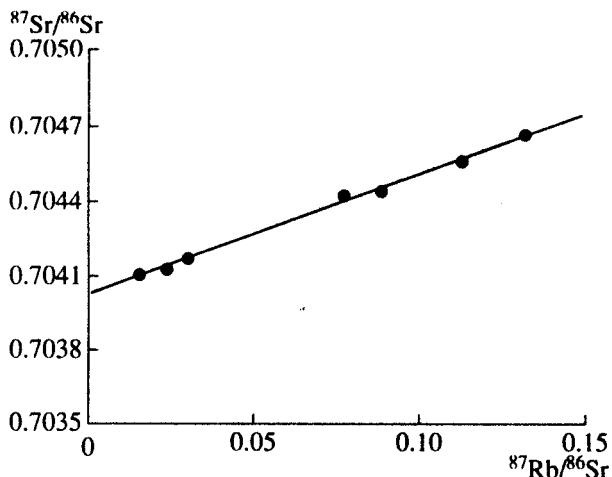


Рис. 2. Изохронная диаграмма  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для псевдолейцитовых тылаитов Кытлымского массива, Северный Урал.  $T = 340 \pm 22$  млн. лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.704014 \pm 0.000024$ , СКВО = 4.3.

для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Величины отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  получены в результате прямого определения методом ICP-MS с точностью ( $2\sigma$ ) лучшей, чем 1.2%. Всего было проанализировано семь проб, а основные результаты измерений приведены в табл. 1. Совокупность полученных данных образовала линейный тренд, который может быть описан изохронной моделью эволюции изотопов Rb и Sr с возрастом  $340 \pm 22$  млн. лет и начальным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704014$  (рис. 2), СКВО = 4.3. Низкое начальное отношение изотопов стронция свидетельствует о несущественной коровой контаминации в момент формирования пород.

**Обсуждение результатов.** До настоящего времени известно только несколько удачных попыток датировать породы в составе Платиноносного пояса Урала изотопными методами. К ним относится Sm–Nd-изохрона по габброидам Чистопского массива с возрастом  $419 \pm 12$  млн. лет [5], U–Pb-конкордантный возраст в  $428 \pm 7$  млн. лет по цирконам из габбро-норитов Кумбинского массива [10] и, наконец, силурийский ( $415$ – $432$  млн. лет) возраст флогопитовых горнблендитов и пироксенитов массива Светлый Бор, полученный K–Ar-методом по флогопитам и амфиболам [4]. Все эти данные соответствуют силуре, т.е. времени максимального развития островодужного вулканизма в пределах Тагильской зоны, когда были сформированы базальт-андезитобазальтовые вулканогенно-осадочные отложения именовской свиты. Сходство химического состава и возраста габбро-норитов Платиноносного пояса с силурийскими островодужными вулканидами послужило основой для вывода об их комагматизме, а дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии в этой модели

были представлены как продукты кристаллизации разноглубинных выплавов в основании островодужного сооружения [3]. Эта гипотеза сходна с представлениями многих геологов, изучавших концентрически-зональные мафит-ультрамафитовые комплексы юго-восточной Аляски в середине прошлого века [14 и др.]. Однако большинство из них отмечали, что дуниты и тесно связанные с ними клинопироксениты и меланократовые габброиды по геологическим данным являются более молодыми образованиями по отношению к габбро-норитам. Этот вывод находит изотопно-геохимическое подтверждение на уральском материале. Так, в нашей предыдущей работе Pb–Pb-методом Кобера и U–Pb-методом на ионном микрозонде “Самса IMS1270” (Стокгольм) были изучены различные генерации цирконов, извлеченных при крупнообъемном опробовании дунитов Косьвинского Камня [9]. Полученные при этом модельные возрасты имели широкий разброс значений. Наиболее древние датировки соответствовали возрасту ксеногенных, реликтовых цирконов корового происхождения, а возраст собственно дунитовых цирконов был определен равным 360 млн. лет. Молодые генерации цирконов, связанные, как предполагают авторы, с влиянием на дуниты поздних щелочных интрузий, образовались в каменноугольное время и имеют возраст 330 млн. лет, близкий к возрасту псевдолейцитовых тылаитов Косьвинского Камня, полученному изохронным Rb–Sr-методом.

Приведенные данные показывают, что формирование дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Кытлымского массива происходило в нижнем карбоне и охватывало временной интервал от 360 до 330 млн. лет, что по крайней мере на 80–60 млн. лет моложе главной фазы островодужного магматизма, проявившегося в данном секторе Урала в силуре и отмеченного формированием габбро-норитов и андезитобазальтов именовской свиты. Образование зональных дунит-клинопироксенитовых массивов ППУ может быть связано с режимом интрадугового растяжения, а по времени непосредственно предшествовать началу орогенного цикла, когда были сформированы большинство тоналит-гранодиоритовых массивов Урала, обладающих низкими первичными отношениями изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.704$ ) и возрастом 330–270 млн. лет [6]. Наличие как силурийских [4], так и каменноугольных датировок может свидетельствовать о полихронности массивов Платиноносного пояса Урала, что в последнее время находит геологическое подтверждение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01–05–65184, 00–15–98517) и ФЦП “Интеграция”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюпарк Л. // Горн. журн. 1913. № 1/2. С. 40–73.
2. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
3. Иванов К.С., Шмелев В.Р. // ДАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
4. Иванов О.К., Калеганов Б.А. // ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720–724.
5. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Ленихина О.П. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: ИГЕМ РАН, 1997. С. 300–301.
6. Смирнов В.Н., Беа Ф., Монтеро П. и др. // ДАН. 1998. Т. 363. № 3. С. 389–391.
7. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
8. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74–84.
9. Bea F., Fershtater G.B., Montero P.Ya. et al. // Terra Nova. 2002. V. 13. P. 1–7.
10. Bosch D., Krasnobyev A.A., Efimov A.A. et al. Early Silurian Ages for the Gabbroic Section of the Mafic-Ultramafic Zone from the Urals Platinum Belt. Abstrs. of EUG. Strasbourg, 1997. V. 9. № 1. P. 122.
11. Daviddson A. // Can. Miner. 1970. V. 10. Pt. 2. P. 191–206.
12. Fudali R.F. // Bull. Geol. Soc. America. 1963. № 9. P. 1101–1126.
13. Govindaraju K., Potts P.J., Webb P.C., Watson J.S. // Geostandards Newslett. 1994. V. 18. P. 211–300.
14. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and Petrogenesis of Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Intrusions, South-Eastern Alaska: Professional Paper. Reston: United States Geol. Surv. (USGS), 1995. 47 p.
15. Mossman D.J., Coombs D.S., Kawachi Y., Reay A. // Can. Miner. 2000. V. 38. Pt 1. P. 191–216.