

УДК 550.93(470.5)

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФЕЛИНОВЫХ ТЫЛАИТОВ В ПЛАТИНОНОСНОМ ПОЯСЕ УРАЛА: ИЗОТОПНЫЕ Sm–Nd-, Rb–Sr-, U–Pb-, ⁴⁰Ar–³⁹Ar- и K–Ar-ДАТИРОВКИ И ИХ ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2014 г. Е. В. Пушкарев, Ю. Л. Ронкин, Д. С. Юдин,
А. В. Травин, О. П. Лепихина

Представлено академиком Н.А. Добрецовым 26.10.2012 г.

Поступило 13.11.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565214080246

Платиноносный пояс Урала (ППУ) – структура планетарного масштаба, протянувшаяся вдоль 60-го меридиана почти на 1000 км и состоящая из 14 крупных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов (рис. 1), площадью до нескольких сотен квадратных километров [1]. До появления массовых изотопных данных возраст пород и массивов ППУ определяли по геологическим соотношениям с фаунистически датированными осадочно-вулканогенными толщами Тагильской зоны. Однако во всех известных случаях эти соотношения носят тектонический характер, что вносит субъективизм в возрастные оценки. Поэтому по мнению разных авторов формирование ППУ могло происходить от ордовика до девона включительно. Первые появившиеся в середине XX в. K–Ar-данные свидетельствовали о вендско-кембрийском возрасте пород [2]. Проведенное позже определение возраста амфибола и флогопита из горн-блендитов и клинопироксенитов Светлоборского массива ППУ K–Ar-методом позволило обосновать их позднесилурийский возраст [3]. Силурийский этап в формировании массивов Платиноносного пояса устанавливается достаточно надежно разными исследователями и методами [4–7]. Эти данные сыграли важную роль при обосновании представлений о генетическом родстве ультрамафитов и габброидов с силурийскими островодужными вулканитами Тагильской зоны Урала [8].

Некоторые массивы пояса обладают простым внутренним строением и состоят из дунитового ядра, окруженного клинопироксенитами (авто-

номный тип по А.А. Ефимову [1]). Крупные массивы, как правило, состоят из нескольких ультраосновных и (или) габбровых блоков, сочлененных друг с другом по зонам “горячих” тектонических швов. Каждый из блоков характеризуется собственным внутренним строением и стилем деформаций. Такие массивы относят к интегрированному типу [1]. Можно предположить, что история становления массивов ППУ не была одноактной.

Первые изотопные данные, свидетельствующие о присутствии в породах ППУ материала разного возраста, были получены при изучении цирконов из дунитов Косьвинского Камня в Кытлымском массиве методом Кобера и на ионном зонде Cameca IMS1270 [9]. Разброс значений возраста по нескольким популяциям циркона составил более 2 млрд лет – от архея до каменноугольного периода включительно. Все последовавшие за этим исследования подтвердили присутствие в породах ППУ цирконов с различными возрастными метками и геохимией [4, 7, 10]. Rb–Sr- и Sm–Nd-исследования также показали широкие вариации возрастных определений от венда до каменноугольного периода [5, 6, 11]. Эта неопределенность касается как начала формирования пород и массивов, так и верхнего возрастного предела их становления. За верхнее ограничение можно было бы принять возраст плагиогранитов (415–416 млн лет), секущих габброиды и пироксениты в Кытлымском массиве [12]. Однако нельзя отождествлять этот возраст со временем завершения мафит-ультрамафитового магматизма, с которым кислые породы прямо генетически не связаны. Таким образом, актуальность определения времени завершения ультраосновного магматизма в ППУ не вызывает сомнений.

По данным изотопных Rb–Sr-исследований с прямым определением ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr методом ICP-MS, к наиболее молодым породам в составе массивов ППУ отнесены нефелиновые тылаиты, для кото-

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

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

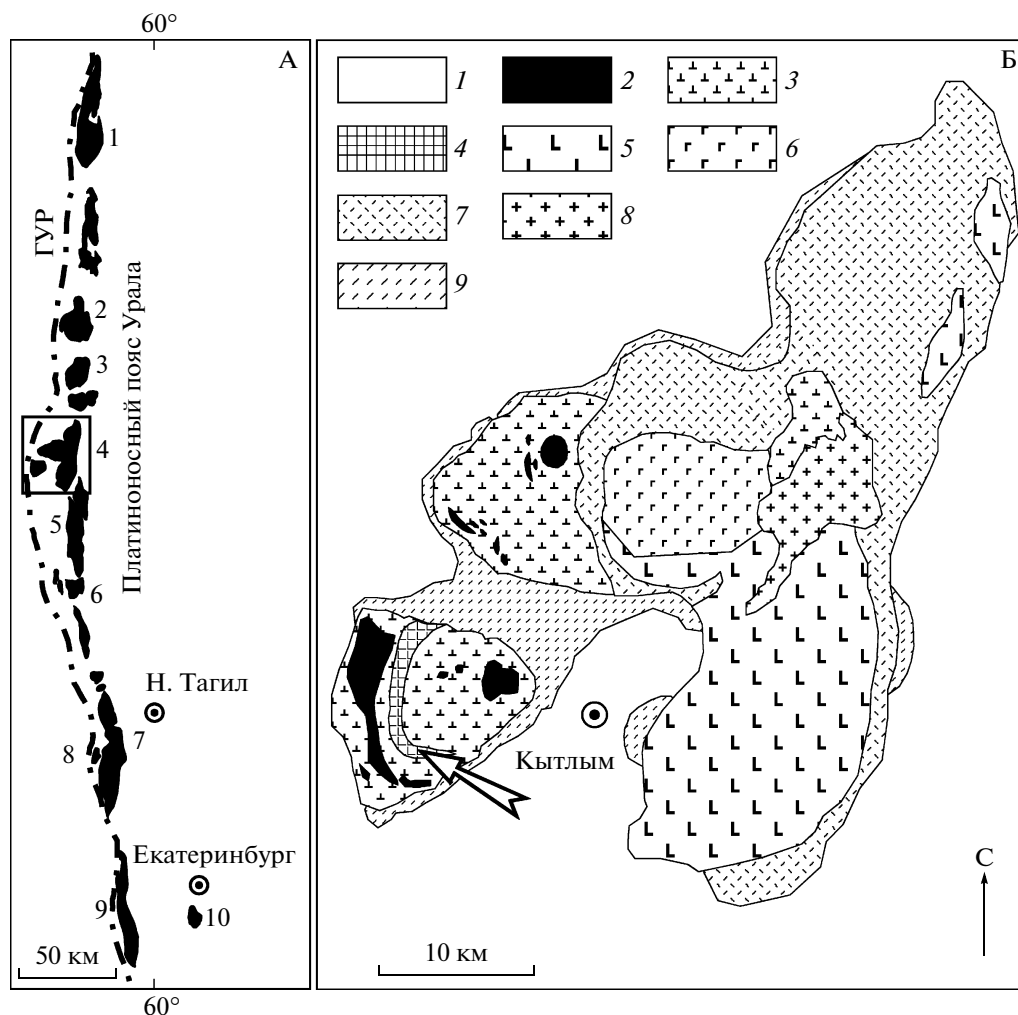


Рис. 1. А – Схема размещения гипербазит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала.

Массивы: 1 – Чистопский, 2 – Денежкин Камень, 3 – Кумбинский, 4 – Кытлымский (врезка Б), 5 – Павдинский, 6 – Качканарский, 7 – Тагило-Баранчинский, 8 – Нижнетагильский, 9 – Ревдинский, 10 – Уктусский; ГУР – Главный уральский разлом. Б – Упрощенная схема геологического строения Кытлымского дунит-клинопироксенит-габбрового массива [1]: 1 – вмещающие вулканогенно-осадочные породы палеозоя, 2 – дуниты, 3 – верлиты, клинопироксениты, тылаиты битовнитовые, 4 – нефелиновые тылаиты, 5 – оливиновые габброиды Сухогорской ассоциации, 6 – клинопироксен-амфиболовые габброиды Серебрянской ассоциации, 7 – габбро-нориты Валенторской ассоциации, 8 – плагиограниты, 9 – экзоконтактовые метаморфические породы, стрелкой отмечено место отбора пробы нефелиновых тылаитов Пе-910.

рых был определен каменноугольный возраст [11]. С воздействием этих пород на дуниты связывали метасоматическое образование “молодых” дунитовых цирконов с высокими содержаниями U, Th [9]. Нефелиновые тылаиты впервые были описаны в Нижнетагильском массиве [14], а позднее обнаружены в Косьювском блоке Кытлымского массива, где они образуют крупное серповидное тело длиной около 10 км и мощностью почти 1 км (рис. 1), залегающее между апатит-титаномагнетитовыми клинопироксенитами на востоке и полосчатой клинопироксенит-тылаитовой серией на западе. Секущих соотношений между породами не наблюдается.

Нефелиновые тылаиты практически не деформированы. Они обладают порфировидной структурой с зональными вкрапленниками клинопироксена, количество которых достигает 30% [14]. Мелкозернистая основная масса сложена клинопироксеном и оливином (до 40–50%), красновато-коричневым высокотитанистым флогопитом, интерстициальным андезином (10–20%) и мирмекитоподобными ортоклаз-нефелиновыми срастаниями (псевдолейцит), соотношения минералов в которых соответствуют гипабиссальным условиям кристаллизации. Постоянно присутствуют титаномагнетит и апатит. Породы обогащены щелочами, фосфором и легкими РЗЭ по сравнению со всеми остальными

ультрамафитами, что может быть аргументом для отнесения их к наиболее молодым ультрамафитам в серии. Однако при проведении Sm–Nd-датирования пород Кытлымского массива нефелиновые тылаиты вместе с верлитами и оливиновыми клинопироксенитами попали на изохронную регрессию, характеризующуюся возрастом 441 ± 27 млн лет [5]. Позднее SHRIMP-II изотопное U–Pb-датирование цирконов из этих пород выявило существование двух возрастных кластеров 508 и 425 млн лет, которые были интерпретированы [13] как время формирования горячего меланжа и возраст завершения тектонических процессов соответственно.

Возникшие противоречия стимулировали проведение специальных геохронологических исследований нефелиновых тылаитов. В первую очередь, была повторно изучена изотопная Rb–Sr-система пяти валовых проб тылаитов, использованных в [11], с применением метода изотопного разбавления и более точного масс-спектрометрического определения изотопных отношений на TIMS Finnigan MAT-262. Было установлено, что изотопная Rb–Sr-система в породах нарушена, что отразилось в отсутствии изохронной зависимости, в связи с чем полученный ранее каменноугольный возраст пород [11] следует рассматривать как аналитический артефакт.

Для дальнейших исследований на 12-м км дороги Кытлым–Усть Тылай из коренных обнажений южного склона горы Косьювинский Камень была отобрана проба Пе-910 массой около 40 кг массивных порфировидных нефелиновых тылаитов ($59^{\circ}28.83'$ с.ш.; $59^{\circ}01.32'$ в.д.). Из этой пробы с помощью электромагнитной, магнитной и гравитационной сепараций в тяжелых жидкостях были выделены единичные зерна цирконов и монофракции минералов для изотопного U–Pb-, Sm–Nd-, K–Ar- и ^{40}Ar – ^{39}Ar -датирования.

Цирконы из этой пробы имеют сложное внутреннее строение и несут признаки переработки. Они характеризуются низкой интенсивностью катодолюминесценции, свидетельствующей, вероятно, о метамиктном состоянии части кристаллов, что согласуется с высокими содержаниями в них U и Th. U–Pb-изотопия цирконов, изученная с помощью SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, отражает широкий разброс значений возраста 501–346 млн лет и не дает однозначного ответа о времени образования пород, но и не противоречит возрастным определениям, представленным в [13].

Результаты определения Sm/Nd для тылаитов и минералов приведены в табл. 1. Полученные экспериментальные точки формируют изохронную регрессию с возрастом 419 ± 36 млн лет (рис. 2). Для оценки влияния наиболее поздних процессов минералообразования на изотопный возраст тылаитов было проведено ^{40}Ar – ^{39}Ar - (ИГМ СО РАН,

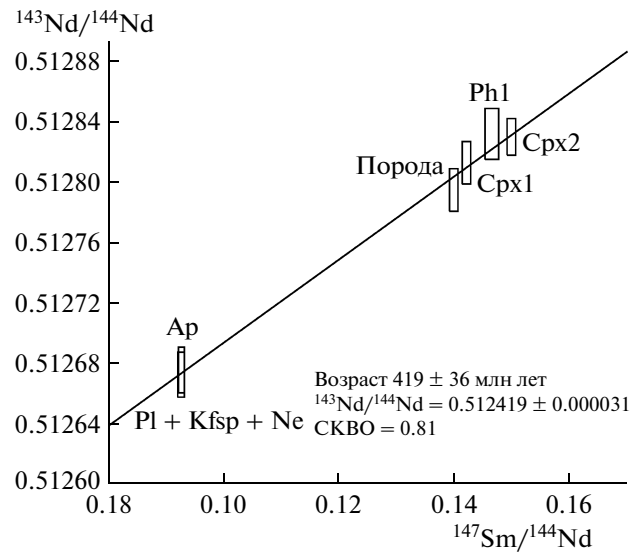


Рис. 2. Isochronous Sm–Nd-диаграмма для минералов и нефелиновых тылаитов (проба Пе-910). Pl + Kfsp + Ne – полевошпат-нефелиновый концентрат, Ap – апатит, Phl – флогопит, Cpx1, Cpx2 – клинопироксен.

Новосибирск) и K–Ar- (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург) датирование флогопита по методикам, принятым в соответствующих лабораториях. Для ^{40}Ar – ^{39}Ar -датирования был исследован флогопит из пробы Пе-910, а K–Ar-возраст определяли по флогопитам из параллельных проб. Результаты ^{40}Ar – ^{39}Ar -датирования показаны на рис. 3. В спектре хорошо выделяется плато, которому соответствует 96% выделенного ^{39}Ar и возраст 422 ± 5 млн лет. Величина интегрального возраста, являющегося аналогом K/Ar, меньше на 1 млн лет, но согласуется в пределах ошибки, что свидетельствует о хорошей сохранности изотопной системы флогопита. Возраст, полученный K–Ar-методом по двум пробам флогопита, соответствует раннему девону – 413 и 410 ± 12 млн лет соответственно, который с учетом погрешности согласуется с результатами датирования другими методами.

Полученные данные свидетельствуют о том, что закрытие изотопных Sm–Nd- и K–Ar-систем нефелиновых тылаитов произошло на уровне 422–410 млн лет, что соответствует позднему силуру–раннему девону. Изотопная Sm–Nd-систематика пород соответствует силурийскому возрасту “молодых” цирконов [13], а с учетом погрешности не противоречит раннесилурийскому возрасту тылаитов [5]. Логично предположить, что последний возрастной рубеж соответствует формированию нефелиновых тылаитов, а обнаруженные в них кембрийские цирконы [13], скорее всего, надо рассматривать как ксеногенные. Sm–Nd-данные о вендском возрасте оливиновых габброидов ППУ [5] и вендский–кембрийский возраст цирконов из этих пород [4, 7] могут кос-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и изотопная Sm–Nd-систематика нефелиновых тылаитов Кытлымского массива

Компонент	Порода	Срх1	Срх2	Phl	Pl	Ap
SiO ₂	45.61	51.92	51.83	37.56	58.46	
TiO ₂	0.64	0.45	0.81	6.55		
Al ₂ O ₃	7.6	2.91	3.92	14.48	23.38	
FeO*	12.15	6.76	6.57	9.68	0.14	
MnO	0.22	0.21	0.20	0.1		
MgO	15.15	14.71	13.78	17.99		
CaO	14.82	22.78	22.34	0.03	6.99	
Na ₂ O	0.87	0.84	1.14	0.19	6.09	
K ₂ O	1.02	0.00	0.02	9.93	0.63	
P ₂ O ₅	0.22	0.20	0.21			
Сумма	98.3	100.78	100.82	96.51	99.26	
Fe/(Fe + Mg)	0.31	0.20	0.21	0.23		
Sm, г/т	5.37	8.46	8.32	0.23	7.23	94.8
Nd, г/т	23.2	36.0	33.6	0.945	47.2	619
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1399 ± 0.0007	0.1421 ± 0.0007	0.1499 ± 0.0007	0.1465 ± 0.0011	0.0927 ± 0.0005	0.0926 ± 0.0006
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512794 ± 0.000014	0.512812 ± 0.000014	0.512829 ± 0.000012	0.512831 ± 0.000017	0.512675 ± 0.000015	0.512672 ± 0.000015

Примечание. Состав породы определен рентгенфлуоресцентным методом на СРМ-25, составы минералов определены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН; Срх1 и Срх2 – соответственно ранний и поздний клинопироксен тылаитов, Phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, преобладающая фаза в составе полевошпат-нефелинового концентрата (Pl + Kfsp + Ne), использованного для изотопного анализа, Ap – апатит; FeO* – все железо в виде FeO; концентрации Sm, Nd и их изотопный состав определяли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления; разложение осуществляли в ИГГ УрО РАН; анализ изотопного состава Sm–Nd-смесей образцов и ¹⁴⁹Sm + ¹⁵⁰Nd-трассера выполняли с помощью TIMS Triton в ИГГД (С.-Петербург).

венно указывать на источник цирконового “загрязнения”. Напротив, “молодые” девонско-каменноугольные цирконы из тылаитов являются

показателями того, что метасоматические процессы продолжались еще длительное время в остывающих породах. Согласно [15], тылаиты ис-

**Рис. 3.** Возрастной ⁴⁰Ar–³⁹Ar-спектр флогопита пробы Пе-910.

пытали частичную перекристаллизацию при участии обогащенных калием и хлором флюидов, что привело к образованию позднего флогопита, клинопироксена, апатита и ортоклаз-нефелиновых сростаний. Эти высокотемпературные метасоматические процессы, вероятно, привели к нарушению изотопной Rb—Sr-системы пород, что было установлено в ходе повторного изучения тылаитов.

Проведенные разными изотопными методами исследования накладывают ограничения на время формирования нефелиновых тылаитов, возраст которых следует принимать как позднесилурийский. Нефелиновые тылаиты можно рассматривать как одни из самых молодых ультраосновных пород в ППУ, завершающих своим появлением формирование дунит-клинопироксенитовых массивов. Одновременно или сразу после них происходит формирование разнообразных жильных богатых амфиболом пород — амфиболовых клинопироксенитов, горнблендитов и плагиогранитов [12]. Процессы высокотемпературной перекристаллизации и метасоматоза, установленные петрологическими методами в тылаитах и других породах пояса [15], проявляются в омоложении и (или) в нарушении изотопных систем, и в появлении “молодых” популяций цирконов [4, 7]. Возраст этих трансформаций соответствует девону—раннему карбону.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (13–05–00597-а, 13–05–96031-а, 12–05–00132-а, 14–05–00758-а), конкурсных программ УрО РАН (проекты № 12-С-5-1004) и гранта Президента России МК-3240.2014.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А.А. // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 31–39.
2. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А. и др. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, 1969. С. 173–204.
3. Иванов О.К., Калеганов Б.А. // ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720–724.
4. Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И. и др. // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 771–715.
5. Попов В.С., Беляцкий Б.В. // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
6. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р. и др. Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 119–123.
7. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. // Геохимия. 2009. № 2. С. 150–170.
8. Иванов К.С., Шмелев В.Р. // ДАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
9. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., et al. // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407–412.
10. Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., et al. European Lithosphere Dynamics. L.: Geol. Soc., 2006. V. 32. P. 443–448.
11. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. // ДАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373–377.
12. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С.И. и др. // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512–516.
13. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. // ДАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 243–247.
14. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74–84.
15. Краузе Д., Харлов Д.Е., Пушкарев Е.В. и др. Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 18–20.