

U-Pb И Sm-Nd СИСТЕМАТИКА ГАББРОИДОВ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА ЧИСТОПСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2017 г. Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, П. А. Львов, А. В. Маслов

Проблема формирования Уральского палеоокеана, в пределах которого образована значительная часть породных ассоциаций Уральского складчатого пояса, исследуется давно, и если палеозойские островодужные и океанические образования изучены достаточно хорошо, то докембрийская история “палеоокеанического” сектора Урала является предметом острых дискуссий [Зоненшайн и др., 1990; Ронкин и др., 1997, 2009; Иванов, 1998; Пучков, 2000; Самыгин, Руженцев, 2003; Маегов и др., 2006; Попов, Беляцкий, 2006; Ефимов и др., 2010; Петров и др., 2010, 2014]. Некоторые авторы считают, что Уральский океан образовался в результате раскола континентальной коры в раннем ордовике и последующего спрединга [Иванов, 1998; Пучков, 2000], другие приводят аргументы в пользу существования океанического пространства к востоку (в современных координатах) от “Уральской” окраины Балтики уже в позднем рифее [Зоненшайн и др., 1990; Самыгин, Руженцев, 2003]. Для корректной реставрации ранней истории Уральского палеоокеана большое значение имеет изучение комплексов фундамента палеозойских островных дуг. В последние годы появились данные о присутствии здесь в составе полиформационных массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) вендских дунит-клинопироксенит-габбровых (ДКГ) комплексов и о докембрийском возрасте габброидов офиолитовых ассоциаций, входящих в состав разных структур восточного Урала [Петров и др., 2010, 2014].

Докембрийские датировки (570–540 млн лет) пород ДКГ комплекса получены в настоящее время Sm-Nd изохронным методом почти для всех массивов северной части ППУ – от Хорасюрского до Кытлымского [Маегов и др., 2006; Попов, Беляцкий, 2006; Ронкин и др., 2009; Ефимов и др., 2010; Петров и др., 2010, 2014]. Часть оливиновых габбро, пироксенитов и перидотитов, входящих в состав этого комплекса на Среднем Урале, имеют палеозойский возраст [Попов, Беляцкий, 2006; Аникина и др., 2012]. В рамках настоящей работы для пород ДКГ серии Чистопского полиформационного массива, одного из 13, составляющих ППУ (рис. 1), с помощью U-Pb и Sm-Nd методов мы установили еще более древний – позднерифейский – возраст.

Чистопский массив (ЧМ) расположен на восточном склоне Северного Урала, в верхнем течении р. Лозьва (см. рис. 1). В состав ЧМ входят три комплекса – ранний дунит-клинопироксенит-габбровый, более поздний габброноритовый и самый молодой диорит-гранитовый. Рамой для ЧМ служат позднеордовикско-раннесилурийские вулканогенные толщи Тагильской островной дуги, а также метадолериты, метагаббро, аповулканогенные зеленосланцевые бластомилониты, гранатсодержащие гнейсы и амфиболиты зоны Главного Уральского разлома. Западные контакты ЧМ преимущественно тектонические, восточные (диорит-гранитового комплекса с вулканитами) – интрузивные. Габброноритовый и диорит-гранитовый комплексы ППУ являются интрузивными комагматами силурийских островодужных вулканитов, что подтверждается геохимическими особенностями и изотопно-геохронологическими данными [Ронкин и др., 1997]; ДКГ комплекс ЧМ эффузивных аналогов не имеет [Ефимов, 2010].

В составе ДКГ комплекса ЧМ наиболее распространены полосчатые оливиновые габбро, реже (преимущественно в восточной части) встречаются массивные разновидности. Отмечаются также породы с коронитовыми структурами, где между оливином и плагиоклазом развиваются симплектитовые сращения ортопироксена с магнетитом и паргасита с плеонастом. Температуры минеральных равновесий для безводных парагенезисов составляют 800–1200°C, для амфиболсодержащих \approx 600–700°C. Давления при этом снижаются с 19–20 до 8 кбар, что, вероятно, отражает процесс выведения нижнекорового габбрового блока в область верхней коры. Полосчатые габбро, характерные для западной части ЧМ, состоят из плагиоклаза (An 96), оливина (Fa 23–24) и клинопироксена; отмечаются плеонаст и ортопироксен (здесь и далее составы минералов даны по [Шилов и др., 1993]). Оливиновые габбро восточной части ЧМ обычно массивные, средне- и крупнозернистые (An 75–99, Fa 23–24, Hd 21.5–32.5) в разных соотношениях. Ортопироксен обычно ассоциирует с оливином и принимает участие в строении келифитовых оторочек.

Среди полосчатых оливиновых габбро встречаются троктолиты и анортозиты, образующие мало-

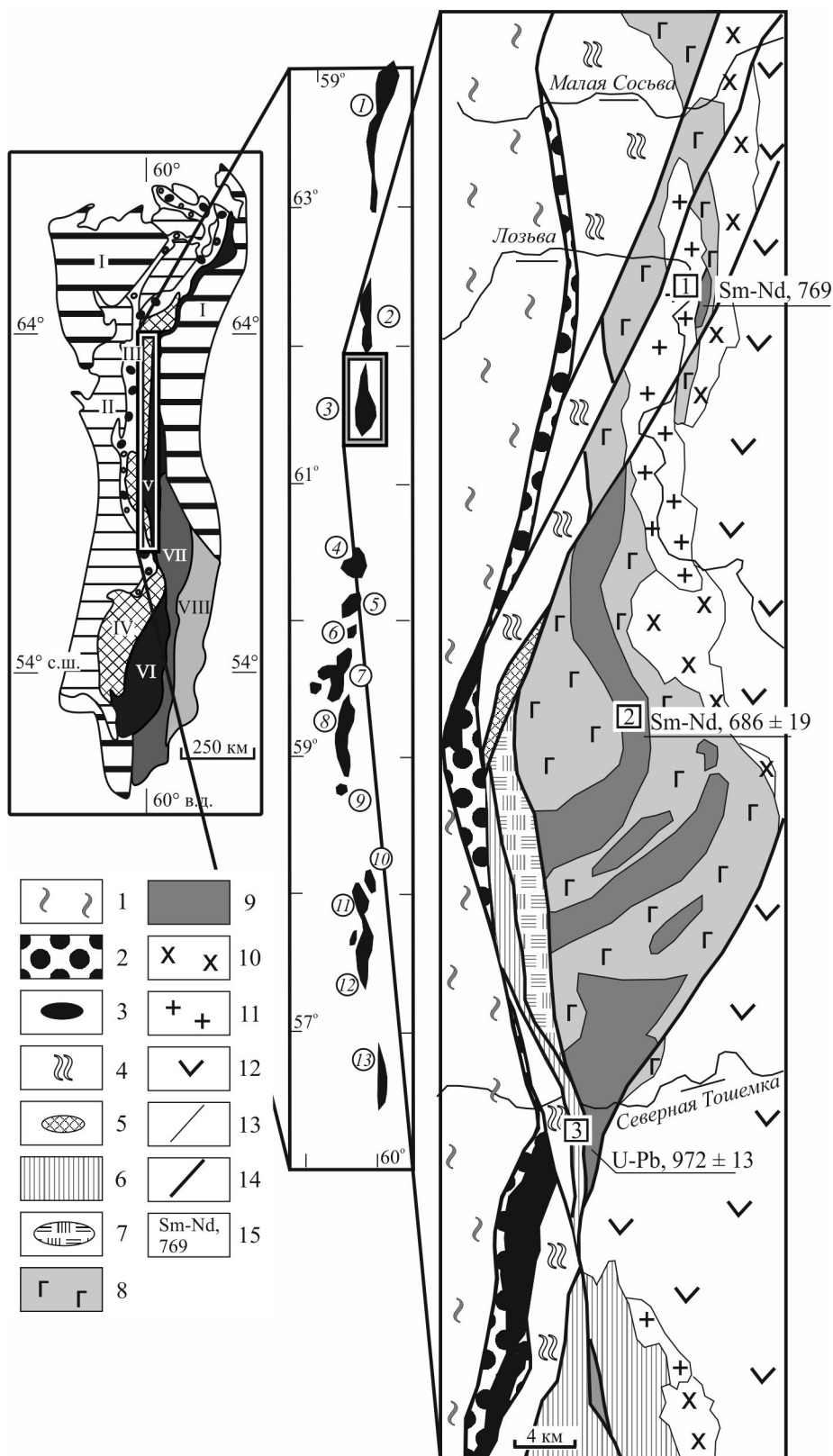


Рис. 1. Обзорная схема, схема размещения массивов ППУ [Ефимов, 2010, с изменениями] и схема геологического строения ЧМ.

I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны: III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская. Контуром показан район распространения массивов ППУ.

Наиболее крупные массивы Платиноносного пояса (цифры в кружках): 1 – Хорасюрский, 2 – Ялпингнерский, 3 – Чистопский, 4 – Денежкин Камень, 5 – Кумбинский, 6 – Княсьпинский, 7 – Кытлымская группа массивов, 8 – Павдинский, 9 – Качканарский, 10 – Волковский, 11 – Тагило-Баранчинский, 12 – Соловьевогорский, 13 – Ревдинский.

1 – метаморфизованные базальтово-терригенные толщи раннепалеозойской пассивной континентальной окраины; 2 – тектоногенный меланж зоны Главного Уральского разлома; 3 – салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс $O_2(?)$; 4 – зеленосланцевые blastsмилониты по вулканитам и вулканогенно-осадочным породам $O_{2-3}(?)$; 5 – гранатсодержащие гнейсы и амфиболиты белогорского комплекса V_1 ; 6 – метадолериты комплекса “дайка в дайке” $O_{2-3}(?)$; 7 – метаморфизованные габбро офиолитового типа $V_1(?)$; 8 – габбронориты O_3-S ; 9 – дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация $V?$; 10, 11 – петропавловский комплекс S_{1-2} : 10 – диориты и кварцевые диориты, 11 – граниты и трондьемиты; 12 – позднеордовикско-раннедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Тагильской палеоостровной дуги; 13 – интрузивные и стратиграфические границы; 14 – разрывные нарушения; 15 – изотопно-геохронологические определения, млн лет; номера точек (цифры в квадратах) соответствуют диаграммам на рис. 2.

мощные (10–25 см) полосы, линзы и шпир. Дуниты и верлиты слагают небольшие линзовидные и изометричные тела в оливиновых габбро, реже – среди габброноритов; часто они окружены каймами пироксенитов и тылаитов. Дуниты часто серпентинизированы, состоят из оливина (Fa 19.0–24.5) и хромшпинелида, иногда присутствует плеонаст. В состав верлитов входят клинопироксен (Nd 21–23), оливин (Fa 19–23), магнетит, отмечаются роговая обманка, редко шпинель, плагиоклаз. Пироксениты сложены клинопироксеном (Nd 21–31), оливином (Fa 20–23), шпинелью и роговой обманкой. В вебстеритах количество гиперстена достигает 5–25%. Горнblendиты образуют тела среди такситовых и пегматоидных габбро. Тылаиты развиваются по периферии тел верлитов и клинопироксенитов, формируя переходную зону к оливиновым габбро. Пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро, часто переходящие в габбро-пегматиты и горнblendиты, содержат небольшие (до 50 м) шпировидные тела амфиболитизированных и оливиновых клинопироксенитов.

Для всех габбро ДКГ комплекса характерны низкие содержания Ti, Zr и Rb; в габбро много Sr, что отличает их от сходных пород офиолитовой ассоциации [Ефимов, 2010]. Содержание редкоземельных элементов в габбро составляет в среднем 9.57 г/т, величина отношения суммы легких редких земель к сумме тяжелых ($LP3Э/TP3Э$) = 2.77. Графики РЗЭ, нормированные на хондрит, имеют полого наклонную форму, отражающую обогащение LP3Э, в габбро наблюдаются положительные аномалии Eu, вероятно, связанные с обогащением пород кумулятивным основным плагиоклазом. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки составов габбро находятся на мантийном тренде и полях надсубдукционных образований. Содержания редких элементов весьма низки. При нормировании на MORB отмечаются некоторое обогащение крупноионными литофильными элементами, особенно Sr и Ba, и обеднение высокочargedными элементами. Для оливиновых габбро некоторых массивов (в частности, Хорасюрского [Ронкин и др., 2009]) значения $\epsilon_{Nd}(t)$ близки к изотопным параметрам деплетированной ман-

тии (+8.8...+9.0). Для меланократовых габбро ЧМ $\epsilon_{Nd}(t)$ составляет +5.9...+6.0, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513027$ (обр. 2016) и 0.512488 (обр. 2303). Учитывая это, можно предположить, что расплавы, из которых кристаллизовались породы ДКПГ комплекса, формировались в деплетированной мантии, возможно, при участии плюмового источника.

Особенностью ЧМ является существенное различие петроструктурных, минералогических и геохимических особенностей габброидов, развитых в его восточной и западной частях [Шмелев, Петров, 2002]. Первые имеют структуры, близкие к офитовым и, как правило, массивные текстуры, вторые характеризуются гранобластово-порфирикластической микроструктурой и обнаруживают полосчатость и деформационную минеральную уплощенность. По всей видимости, оливиновые габбро и перидотиты представляют собой продукты дифференциации и кристаллизации магмы, по составу отвечающей кальциевым ультраосновным вулканитам (анкарамитам); позднее глубинные интрузивные породы претерпели тектонические деформации и метаморфизм [Ефимов, 2010; Puchkov et al., 2014].

Возраст габбро ДКГ комплекса ЧМ мы определили с помощью Sm-Nd и U-Pb методов по образцам, отобранным из трех обнажений (рис. 2). Первое расположено в северо-западной части массива; при изучении Sm-Nd ID-TIMS систематики меланократового амфиболового габбро (обр. 2331) по монофракциям амфибола, плагиоклаза, титаномагнетита и породе в целом получена эррохрона 769 млн лет ($СКВО = 5.6$), $T_{DM} = 1650$ млн лет. Второе находится в центре ЧМ; по монофракциям плагиоклаза, магнетита, шпинели, оливина, пироксена и амфибола, отобранным из коронитового оливинового габбро и породе в целом (обр. 5016), получена Sm-Nd эволюционная зависимость 686 ± 19 млн лет ($СКВО = 1.8$, $n = 4$). Третье обнажение расположено на южном окончании ЧМ (гора Хапья-Сур); из присутствующих здесь меланократовых шпинель-амфибол-пироксеновых габбро (обр. 7083) выделены цирконы, U-Pb систематика которых исследована вторично-ионным микрозондом высоко-

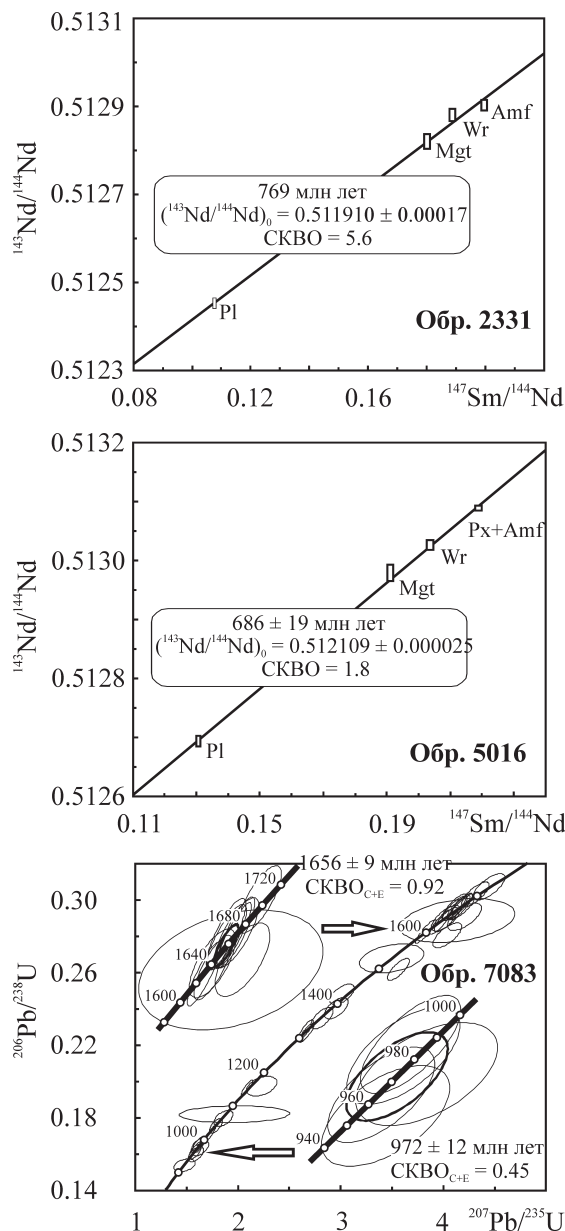


Рис. 2. Результаты датирования оливиновых и меланократовых габбро ЧМ.

Sm-Nd ID-TIMS (породы в целом (Wr) и выделенные из них минералы – амфиболы (Amf), пироксены (Px), плагиоклазы (Pl), титаномagnetиты (Mgt)) и U-Pb (SHRIMP-II, циркон) данные. С – конкордантность, Е – эквивалентность.

го разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Анализ U-Pb-изотопных данных позволил выявить несколько кластеров значений U-Pb возрастов (см. рис. 2): от ранне- (1656 ± 9 млн лет, СКВО_{С+Е} = 0.45, n = 11) до позднерифейского (972 ± 12 млн лет, СКВО_{С+Е} = 0.92, n = 5). Самое “молодое” конкордантное значение U-Pb возраста (по 1 кристаллу) – 922 ± 14 млн лет.

Таким образом, полученные нами U-Pb и Sm-Nd методами значения возраста габбро ДКГ комплекса

Чистопского массива свидетельствуют об их формировании в позднем рифее. Соответственно, с некоторой долей вероятности можно считать, что в это время Уральский палеоокеан уже существовал; вполне возможно, что он начал формироваться сразу после распада Родинии [Li et al., 2008].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 6. С. 711–715.
- Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
- Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Блоки доордовикских пород в структуре Платиноносного пояса Урала: Sm-Nd изотопный возраст дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса массива; Денежкин Камень // Литосфера. 2010. № 2. С. 35–46.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала: дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. Новые данные о составе и возрасте комплексов допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы на Северном Урале // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 5. С. 589–594.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 4. С. 499–505.
- Попов 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.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: Rb-Sr и Sm-Nd систематика Чистопского массива // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 119–123.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Корепанов В.Б., Матуков Д.И., Лепихина О.П. Новые данные по U-Pb (SHRIMP-II) и Sm-Nd (ID-TIMS) изотопной систематике комплексов Приполярного сегмента Урала (63°34.1'–64°5.88' с. ш.; 59°54,85'–60°21.15' в. д.) // Изотопные системы и время геологических процес-

- сов: мат-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 2. С. 116–119.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.Г.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
- Шилов В.А., Топорков В.Я., Ульянова В.П., Шалагинов В.В., Зворская С.А.* Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Сер. Среднеуральская. Л. Р-40-XXIV. Объяснительная записка. Екатеринбург: Уральский комитет по геологии и использованию недр, 1993. 192 с.
- Шмелев В.Р., Петров Г.А.* Петрогенезис и механизм становления габброидных комплексов Платиноносного пояса Урала (на примере Чистопского массива, Северный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3, т. 1. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2002. С. 163–168.
- Li Z.-X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Prec. Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
- Puchkov V.N., Petrov G.A., Ronkin Yu.L.* Geodynamic conditions of origin of the platinum-bearing belt of the Urals // 12th Int. Platinum Symp. Abstracts / ed. by E.V. Anikina et al. Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. P. 202–203.