

Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов)

Руднев С. Н., Мальковец В. Г., Белоусова Е. А., Туркина О. М., Семенова Д. В.

Аннотация

В работе приведены результаты петрохимических, геохимических и Sr-Nd изотопных исследований пород, а также локального датирования и определения Lu-Hf изотопного состава циркона из поздневендских-раннекембрийских и кембро-ордовикских интрузивных ассоциаций (гранитоиды и габброиды) Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы. Широкий диапазон ϵNd (+6.9 – +0.5) пород и ϵHf магматических и унаследованных цирконов отражает разнообразие магмообразующих источников для поздневендских-раннепалеозойских интрузивных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизионного этапов.

Формирование островодужных поздневендских (571–562 млн лет, Коптинский и Буренский массивы) и раннекембрийских (522–518 млн лет, Восточно-Таннуольский батолит) толеитовых и известково-щелочных плагиогранитоидов происходило за счет плавления венд-раннекембрийской островодужной коры без влияния более древнего корового материала. Образование пород субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (510 млн лет), отвечающих ранней стадии плюмовой активности на аккреционно-коллизионном этапе развития региона, происходило из деплетированного мантийного источника, обогащенного некогерентными элементами, при контаминации расплава материалом островодужной коры. Доминирующим источником кембро-ордовикских известково-щелочных плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа (500–450 млн лет, Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский, Байсютский и др.) служили островодужные комплексы, а вариации их состава связаны с плавлением на различных уровнях утолщенной коры, изотопная гетерогенность которой была следствием различного вклада более древнего корового источника. Вклад коры Тувино-Монгольского террейна является преобладающим для калиевых известково-щелочных гранитоидов Бренского массива (450 млн лет), фиксирующих завершение аккреционно-коллизионных событий в этом регионе. Изотопные характеристики венд-раннепалеозойских гранитоидов являются индикаторами формирования и эволюции коры в результате субдукционных и аккреционно-коллизионных процессов.

Ключевые слова:

Алтае-Саянская складчатая область, Восточная Тува, ранние каледониды, гранитоидный и базитовый магматизм, геохимия, изотопия

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ЦИРКОНА И ИСТОЧНИКИ МАГМ ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ТУВЫ (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов)

С.Н. Руднев¹, В.Г. Мальковец^{1,2,4}, Е.А. Белоусова³, О.М. Туркина^{1,4}, Д.В. Семенова¹

¹*Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия*

²*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО),
678170, Мирный, Чернышевское шоссе 16, Республика Саха (Якутия), Россия*

³*Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems / GEMOC,
Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, NSW 2109,
Australia*

⁴*Новосибирский государственный университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

В работе приведены результаты геохимического и Sr-Nd изотопного исследований пород, а также локального датирования и определения Lu-Hf изотопного состава циркона из поздневендских-раннекембрийских и кембро-ордовикских интрузивных ассоциаций (гранитоиды и габброиды) Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы. Широкий диапазон ϵ_{Nd} (+6.9 – +0.5) пород и ϵ_{Hf} магматических и унаследованных цирконов отражает разнообразие магмообразующих источников для поздневендских-раннепалеозойских интрузивных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизийного этапов.

Формирование островодужных поздневендских (571–562 млн лет, Коптинский и Буренский массивы) и раннекембрийских (522–518 млн лет, Восточно-Таннуольский батолит) толеитовых и известково-щелочных плагиогранитоидов происходило за счет плавления венд-раннекембрийской островодужной коры без влияния более древнего корового материала. Образование пород субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (510 млн лет), отвечающих ранней стадии плюмовой активности на аккреционно-коллизийном этапе развития региона, происходило из деплетированного мантийного источника, обогащенного некогерентными элементами, при участии материала островодужной коры. Доминирующим источником кембро-ордовикских известково-щелочных плагиогранитоидов аккреционно-коллизийного этапа (500–450 млн лет, Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский, Байсютский и др.) служили островодужные комплексы, а вариации их состава связаны с плавлением на различных уровнях утолщенной коры, изотопная гетерогенность которой была следствием различного вклада более древнего корового источника. Вклад коры Тувино-Монгольского террейна является преобладающим для калиевых известково-щелочных гранитоидов Бренского массива (450 млн лет), фиксирующих завершение аккреционно-коллизийных событий в этом регионе. Изотопные характеристики венд-раннепалеозойских гранитоидов являются индикаторами формирования и эволюции коры в результате субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов.

Ключевые слова: Алтае-Саянская складчатая область, Восточная Тува, ранние каледониды, гранитоидный и базитовый магматизм, геохимия, изотопия.

ВВЕДЕНИЕ

Батолиты в раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) являются характерным компонентом и на современном эрозионном срезе

образуют крупные ареалы (рис. 1, врезка А) среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений венд-раннекембрийского возраста. Эти ареалы имеют сложное строение, характеризуются длительностью магматизма и различными геодинамическими условиями формирования, а также разнообразным набором пород (гранитоиды и габброиды) и их вещественными характеристиками.

В Алтае-Саянской складчатой области наиболее крупными являются батолиты Восточной Тувы (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский, Бийхемский, см. рис. 1, врезка Б), образующие крупные магматические ареалы в раннекаледонских структурах Таннуольской островной дуги. В строении этих батолитов принимают участие гранитоидные и габброидные ассоциации, формирование которых происходило на островодужной (571–518 млн лет) и аккреционно-коллизийной (512–450 млн лет) стадиях развития региона [Ковалев и др., 1997, Козаков и др., 1998, 1999; Руднев и др., 2004а, 2004б, 2006; Монгуш и др., 2011б, 2013; Сугоракова, 2011; Руднев и др., 2013, 2015]. По петрохимическому составу гранитоидные ассоциации поздневендского–раннепалеозойского возрастов, участвующие в строении этих батолитов относятся к породам различных геохимических типов (М-, I-, А-типа) с преобладанием низкокальциевых I-гранитов. Согласно геохимическим характеристикам гранитоидов, формирование исходных расплавов для доминирующих плагиогранитоидов происходило за счет частичного плавления метабазитов при давлениях 3–8 и >10–12 кбар в равновесии с амфибол- и гранатсодержащим реститами, соответственно. [Руднев и др., 2015]. Изотопные Sr-Nd характеристики гранитоидных и габброидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизийного этапов (Каахемский и Восточно-Таннуольский батолиты) указывают на существенно ювенильный состав исходных субстратов, при различной добавке более древнего корового материала [Козаков и др., 1998, 1999; Монгуш и др., 2011б; Руднев и др., 2006, 2015;].

Поскольку изотопный состав Nd гранитоидов дает усредненную характеристику магмообразующих субстратов, его использование не позволяет корректно оценить участие различных по составу и возрасту источников в формировании гранитоидов. Для того чтобы выяснить природу источников магм и роль процессов смешения в генерации гранитоидов, в последние годы привлекаются данные по изотопному составу Hf циркона из гранитоидов. Исследование циркона показывает, что отдельные зерна и зоны этого минерала нередко обнаруживают широкие вариации изотопных Lu-Hf параметров, что интерпретируется как следствие образования гранитов в результате смешения расплавов из различных источников или взаимодействия мантийно-связанных расплавов с материалом континентальной коры [Griffin et al., 2002; Belousova et al., 2006; Yang et al.,

2007; Туркина, Капитонов, 2017], а изменение изотопного состава циркона из гранитоидов одного пояса служит индикатором гетерогенности коры, подвергавшейся плавлению [Kemp et al., 2007; Kurhila et al., 2010; Shaw et al., 2011; Villaseca et al., 2012; Туркина, Капитонов, 2019]. С развитием локальных методов анализа важную информацию о характере коровых источников дают также возраст и изотопный состав унаследованных ядер цирконов в гранитах.

В настоящей работе приводятся результаты локального определения Lu-Hf изотопного состава разновозрастных генераций циркона из поздневендских и раннепалеозойских гранитоидных и габброидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы. Выбор объектов исследования обусловлен тем, что гранитоиды, участвующие в строении эти батолитов формировались на протяжении более 100 млн лет в различных геодинамических обстановках (островодужная и аккреционно-коллизийная) и характеризуются различным петрогеохимическим составом, широкими вариациями изотопных параметров, что, в конечном итоге, подразумевает различные по составу магмогенерирующие источники. Поэтому, главной целью представленной работы является выяснение наиболее вероятных источников расплавов для гранитоидных и габброидных ассоциаций этих батолитов с привлечением новых данных по Lu-Hf изотопным характеристикам магматического и ксеногенного циркона.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ БАТОЛИТОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Поздневенские-раннепалеозойские батолиты Восточной Тувы (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский и Бийхемский), являются самыми крупными в ЦАСП. Они расположены преимущественно в раннекаледонских структурах Таннуольской островной дуги юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы (рис. 1, врезка А). Вмещающими породами для них являются поздневендские вулканогенные образования кадвойской и ондумской свит (базальты, андезибазальты, андезиты и плагиориолиты и их туфы) и раннекембрийские вулканогенные ирбитейской, серлигской и тапсинской свит (базальты, андезибазальты, андезиты, плагиориолиты, порфириты, дациты, риолиты и их туфы), для которых типичны «субдукционные» геохимические характеристики [Монгуш и др., 2011б], а также метаморфические и осадочные образования (предположительно протерозойского возраста), входящие в состав Тувино-Монгольского композитного террейна. В составе батолитов выделяются различные по геодинамической позиции, вещественному составу и времени формирования гранитоидные и габброидные ассоциации [Козаков и др., 1998, 1999; Сотников и др., 2003;

Бородина и др., 2004; Руднев и др., 2006; 2015; Сугоракова, 2011; Монгуш и др., 2011б, 2013; и др.]. Последовательность становления гранитоидов и габброидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов, их возраст и геодинамические обстановки формирования показаны в таблице 1. Среди интрузивных образований доминируют породы диорит-тоналит-плагиогранитного и гранодиорит-гранитного составов, образующие крупные и мелкие массивы. Значительно меньшее развитие имеют породы основного и среднего состава, включающие перидотит-пироксенит-габброноритовую ассоциацию мажалькского типа (Мажалькский, Брунган, Калбагдаг, Шуйский массивы и др.) и габбро-монцодиорит-граносиенитовую ассоциацию зубовского комплекса (Зубовский массив и др.). Геологические и геохронологические данные (U-Pb и Ar-Ar методы [Козаков и др., 1998, 1999; Сальникова и др., 2003; Бородина и др., 2004; Монгуш и др., 2011б, 2013; Руднев и др., 2004а, 2004б, 2006, 2015; Руднев, 2013]) указывают, что гранитоидный и базитовый магматизм в Каахемском и других батолитах проявился на нескольких возрастных рубежах (571–562, 522–518, 514–490, 485–470 и 460–450 млн лет, табл. 1).

Островодужный этап (571–518 млн лет). Выделяется два возрастных уровня проявления островодужного магматизма в Каахемском и Восточно-Таннуольском батолитах – поздневендский (571–562 млн лет) и раннекембрийский (522–518 млн лет) [Руднев и др., 2015]. В позднем венде масштабы проявления плагиогранитоидного магматизма незначительные и фиксируются в виде цепочки мелких массивов в составе Каахемского батолита (Коптинский, Буренский и др., см. рис. 1), по-видимому, отражая лишь отдельные фрагменты поздневендской островной дуги, запечатанной более поздними гранитоидами кембро-ордовикского возраста. Геохронологические данные по габброидам вендского возраста в Каахемском ареале отсутствуют. Согласно геологическим данным, крупные ксеноблоки и ксенолиты измененных перидотитов, пироксенитов и габбро-норитов наблюдаются среди более поздних плагиогранитоидов Коптинского и Буренского массивов. Кроме того, габброиды вендского возраста (560–570 млн лет) установлены в обрамлении Каахемского батолита в составе офиолитовых поясов Каахемской зоны (севернее Каахемского батолита), в Агардакской зоне Западного Сангилена, а также в Куртушибинской зоне Западной Тувы и представляют фрагменты поздневендских островных дуг [Куренков и др., 2002; Pfänder et al., 2002; Монгуш и др., 2011а]. В раннем кембрии (522–518 млн лет) масштабы гранитоидного магматизма существенно возрастают, и на современном эрозионном срезе его продуктами сложены крупные ареалы в составе Восточно-Таннуольского батолита (см. рис. 1). Среди габброидов раннекембрийского островодужного этапа наиболее детально изучен

Ирбитейский пироксенит-габбровый массив (539 ± 6 млн лет [Монгуш и др., 2011б]), расположенный на западной оконечности Восточно-Таннуольского батолита. Породы этого массива прорываются плагиогранитоидами с возрастом 522–518 млн лет [Руднев, 2013, Руднев и др., 2015]), которые завершают раннекембрийский островодужный магматизм в этом регионе.

Аккреционно-коллизийный этап (512–450 млн лет) в каледонских структурах Восточной Тувы характеризуется широкомасштабным всплеском гранитоидного магматизма. В этом возрастном диапазоне широкое развитие получили не только диорит-тоналит-плагиогранитные, но и гранодиорит-гранитные ассоциации (см. табл. 1). Следует подчеркнуть, что на этом геодинамическом этапе отмечается развитие габброидов, предшествующие гранитоидам (Зубовский габбро-монцодиоритовый массив – 514–510 млн лет, Мажалыкский и Шуйский пироксенит-габбровые массивы – 484 ± 2 и 449 ± 4 млн лет, соответственно) [Бородина и др., 2004; Рунев и др., 2004а; Руднев 2013; Монгуш и др., 2013], которые, как предполагается, фиксируют разные стадии проявления плюмового магматизма в этом и сопредельных регионах и отражают формирование крупных изверженных провинций (Large Igneous Provinces, LIP) Центральной Азии в позднем кембрии – ордовике [Изох и др., 1998; Владимиров и др., 1999; Ярмолук и др., 2000; Изох, Поляков, 2009]. Предполагается, что эти разнообразные по возрасту и составу базитовые интрузии являлись основным источником тепла (возможно, и вещества), обеспечивающего неоднократный прогрев коллизийного сооружения на разных глубинах и выплавление все более крупных объемов кислых расплавов [Руднев и др., 2015].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sr-Nd-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ.

В составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов установлены следующие породные ассоциации (диорит-тоналит-плагиогранитные, гранодиорит-гранитные, пироксенит-габбровые и габбро-монцодиоритовые). По петрохимическому составу гранитоиды относятся к толеитовой (М-тип), известково-щелочной (I-тип) и субщелочной (А-тип) сериям [Руднев и др., 2006; Монгуш и др., 2011б; Руднев, 2013; Руднев и др., 2015]. В соответствии с вещественными характеристиками плагиогранитоиды I-типа разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы, такое подразделение подразумевает в первую очередь различия в *P-T* условиях образования и тектонической позиции [Арт, 1983; Drummond et al., 1990, 1996; Beard et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Туркина и др., 2000; Martin et al., 2005; Castillo, 2006].

Поздневендские (571–562 млн лет) островодужные диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации Буренского и Коптинского массивов (Каахемский батолит) относятся к породам толеитовой серии (М-тип). Они характеризуются низкими суммарными содержаниями щелочей и K_2O (рис. 2б), редких и редкоземельных элементов, низкими значениями отношений La/Yb_N (1.0–0.4), минимумами по Nb, Ta и Ti на мультиэлементных спектрах (рис. 2, 3). На диаграмме Ab–An–Or (см. рис. 2в) породы этих массивов располагаются в поле тоналитов и трондъемитов. Породы этих массивов принадлежат к низкоглиноземистому типу и образовались за счет частичного плавления метабазитов при давлении 3–7 кбар (см. рис. 2д) в равновесии с Pl+Crх+Orх реститом в основании или в нижних частях островодужной системы [Руднев и др., 2015].

Раннекембрийские (522–518 млн лет) островодужные диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации Восточно-Таннуольского батолита (обрамление Ирбитейского габброидного массива) относятся к известково-щелочной серии (I-тип). В сравнении с толеитовыми плагиогранитоидами они характеризуются более высокими содержаниями щелочей, K_2O (см. рис. 2) и величинами отношений La/Yb_N (1.6–5.1, см. рис. 3). Их составы отвечают плагиогранитам низкоглиноземистого типа (см. рис. 2д), исходные расплавы которых формировались за счет частичного плавления метабазитов при $P \sim 8$ кбар в равновесии с Hbl+Pl±Crх±Orх реститом.

Островодужные плагиогранитоиды поздневендского и раннекембрийского возрастов [Монгуш и др., 2011б; Руднев и др., 2015] имеют устойчиво высокие значения ϵ_{Nd} (+6.9 – +6.4 (см. табл. 1, рис. 4), что свидетельствует о генерации их метабазитовых источников из деплетированной мантии.

На аккреционно-коллизионном этапе (514–450 млн лет) основной объем составляют диорит-тоналит-плагиогранитные и гранодиорит-гранитные ассоциации, которые относятся к породам известково-щелочной серии. В небольших объемах наблюдаются габброидные ассоциации (Зубовский, Мажалыкский и Шуйский массивы), особенности вещественного состава которых более подробно рассмотрены в работах [Ковалев и др., 1990, 1997; Бородина и др., 2004; Руднев и др., 2006, Монгуш и др., 2013].

Породы габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (514–510 млн лет) являются самыми ранними на аккреционно-коллизионном этапе. Они прорывают вмещающие венд-раннекембрийские вулканогенные отложения и островодужные плагиогранитоиды поздневендского (Буренский массив, 572 млн лет) и раннекембрийского возрастов и, в свою очередь интродуцируются более поздними (499–474 млн лет) плагиогранитоидами (см. рис. 1). По петрогеохимическому составу (см. рис. 2, 3) они относятся к породам субщелочной серии (А-тип), характеризуются высоким

содержанием $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, K_2O , P_2O_5 , Nb, Ta, Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, а также преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми лантаноидами ($\text{La}/\text{Yb}_N = 15.9\text{--}20.9$). На диаграмме $\text{Y}/\text{Nb}\text{--}\text{Yb}/\text{Ta}$ (рис. 2г) их составы тяготеют к полю базальтов океанических островов. Породы Зубовского массива имеют широкие вариации величин ϵ_{Nd} (гаабро – +5.3, монцодиориты – +4.7 – +2.6). Повышенные содержания высокозарядных элементов (Nb, Ta) в породах массива указывают на доминирующий вклад расплавов из обогащенной мантии, тогда как высокие значения ϵ_{Nd} – на деплетированные изотопные характеристики источника. Формирование пород Зубовского массива могло происходить при фракционной кристаллизации мафических расплавов или плавлении метабазитов, образованных из обогащенного некогерентными элементами мантийного источника.

Плагиигранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа в Каахемском и Восточно-Таннуольском батолитах по петрохимическому составу и геохимическим параметрам разделяются на высоко- и низкоглиноземистый типы [Руднев и др., 2015]. Плагиигранитоиды высокоглиноземистого типа (Теректыг-Чедерский, Караосский, Байсютский массивы и Хольожинский, 500–471 млн лет, см. табл. 1, рис. 1) являются наиболее ранними. По петрохимическому составу, как видно из диаграмм $\text{SiO}_2\text{--}\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{--}\text{K}_2\text{O}$ (рис. 2), они относятся к породам нормального ряда с умеренными содержаниями K_2O . Для них характерны высокие суммарные концентрации РЗЭ, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\text{La}/\text{Yb}_N = 7\text{--}32$), высокие значения отношений Sr/Y (29–199) и присутствие минимумов Nb, Ta, Ti и максимумов Sr на мультиэлементных спектрах (рис. 3). По этим параметрам, исходные для них расплавы образовались за счет частичного плавления метабазитов при $P \geq 10\text{--}12$ кбар в равновесии с $\text{Hbl}+\text{Cpx}+\text{Pl}\pm\text{Grt}$ реститом в основании коры, утолщенной при коллизии. Плагиигранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа наблюдаются в виде небольших интрузий (Тапсинский массив, обрамление Байсютского массива и район пос. Унжей и пос. Самагалтай, 486–451 млн лет). Они характеризуются более высоким содержанием редких и редкоземельных элементов, пониженными значениями La/Yb_N (5–10) и Sr/Y (18–59), по сравнению с высокоглиноземистыми плагиигранитоидами. На диаграмме $\text{Eu}\text{--}\text{Yb}$ (см. рис. 2д) они попадают в поле состава плагиигранитоидов, исходные расплавы которых образованы при частичном плавлении метабазитов при $P \sim 8$ кбар в равновесии с $\text{Hbl}+\text{Pl}\pm\text{Cpx}\pm\text{Opx}$ реститом. Для плагиигранитоидных ассоциаций высоко- и низкоглиноземистого типа по мере омоложения пород (от 499 до 451 млн лет) прослеживается закономерное снижение величин ϵ_{Nd} (от +6.2 до +3.4) и удревание Nd-модельных возрастов (0.73–0.92 млрд лет). Изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками гранитоидов указывают, что исходные для них

раплавы формировались за счет плавления метабазитов, образованных из деплетированного мантийного источника.

Породы гранодиорит-гранитной ассоциации (сархойский тип по [Руднев и др., 2004б, 2006, Руднев, 2013]), в составе Бреньского, Байбалыкского, Каргинского и других массивов, завершают раннепалеозойский этап развития интрузивного магматизма в Восточной Туве (452–450 млн лет). По петрохимическому составу они занимают промежуточное положение между гранитоидами повышенной калиевости известково-щелочной серии и субщелочной серии и, в большей степени, тяготеют к первым. В ряду от гранодиоритов до гранитов и лейкогранитов отмечается закономерное возрастание содержаний K_2O+Na_2O , главным образом за счет K_2O . На диаграмме Ab–An–Or породы этих массивов образуют поле, ориентированное в сторону ортоклазового тренда кристаллизующегося расплава. Они характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb_N = 7.7–12.6$) и наличием минимумов по Eu, Nb, Ta и Ti на мультиэлементных спектрах. Гранитоиды имеют низкие значения ϵ_{Nd} (+1.7 – +0.5) и мезопротерозойский модельный возраст (1.2–1.1 млрд лет). На диаграмме ϵ_{Nd} – возраст (см. рис. 4) они занимают промежуточное положение между полями изотопного состава Nd островодужных вулканических комплексов Восточной Тувы и докембрийских образований Тувино-Монгольского террейна, следовательно, исходные расплавы для гранодиорит-гранитной ассоциации Бреньского и других массивов могли формироваться при существенной добавке древнего корового (вероятно, осадочного) материала в область магмогенерации.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

U–Pb изотопное датирование циркона выполнено методом LA-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия) и на SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). В ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН аналитические исследования проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan), соединенном с системой лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}ThO^+/^{232}Th^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(Pb+Hg)$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U

(аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Hz и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы “Glitter” (GEMOC, университет Макуори, Австралия). U–Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [Black et al., 2004] и Plesovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430, JSM-6510.

U–Pb изотопные исследования выполнены по единичным зернам циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, аналитики Д.И. Матуков). Выделение акцессорных цирконов проводили в ИГМ СО РАН (Новосибирск) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и последующей очисткой полученных концентратов под бинокляром. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовали оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе АВТ55. Рабочее расстояние составляло 25–28 мм, ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 4–6 нА. Измерения U–Pb отношений на ионном микрозонде SHRIMP-II проводили по методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 18 мкм. Обработку полученных данных осуществляли с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U–Pb отношения нормализовали на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены в интервале ±1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены в интервале ±2σ. Построение графиков с конкордией проводили с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Изотопный состав Hf в цирконе определялся с использованием лазерного пробоотборника Photon Machines Eximer 193 nm на мультиколлекторном масс-спектрометре Nu Plasma в Аналитическом Центре GEMOC Macquarie University (Sydney Australia). Измерения проводились в гелиевой атмосфере, диаметр пучка лазера 40–65

мкм, частота – 5 Гц, с плотностью энергии лазерного излучения 8.44 мДж/пульс. Процедура коррекции и используемые значения описаны в работах [Griffin et al., 2004; Pearson et al., 2008; Belousova et al., 2009]. Для контроля воспроизводимости результатов и стабильности работы прибора использованы стандартные образцы цирконов TEMORA-II и Mud Tank. Расчет значений ϵ_{Hf} проводился с использованием константы распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ [Scherer et al., 2001]. Для расчета модельного возраста T_{DM} (относительно линии эволюции деплетированной мантии) использовались следующие изотопные отношения для DM: $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.279718$ на 4.56 млрд лет и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$). При использовании этих значений современное отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ составляет 0.28325, что близко к среднему значению для БСОХ [Griffin et al., 2000, 2004]. Модельные возрасты T_{DM} являются минимальными значениями возраста источника магмы, из которой кристаллизовался циркон. Вследствие этого, для каждого образца циркона также рассчитывали модельные возрасты $T_{\text{DM}}^{\text{Crust}}$, при расчете которых предполагается, что магма выплавлялась из средней континентальной коры с изотопным отношением $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, которая в свою очередь также выплавлялась из деплетированной мантии [Griffin et al., 2000].

Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА

Анализ Lu-Hf изотопного состава магматического и ксеногенного циркона проведен по тем же образцам гранитоидов и габброидов, по которым были получены U-Pb изотопные определения возраста на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), TIMS (ГЕОХИ, Москва) и в варианте LA-ICP-MS (ЦКП СО РАН, Новосибирск). На рис. 5, показаны катодолюминесцентные (КЛ) изображения изученных кристаллов циркона из выше охарактеризованных интрузивных ассоциаций, а на рис. 6, 7 и в таблицах 2–4 приведены результаты U-Pb датирования и Lu-Hf изотопных исследований магматического и ксеногенного циркона.

Возраст и Lu-Hf изотопный состав магматического циркона

Морфологические особенности магматических цирконов из поздневендских и раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов и их U-Pb возрасты подробно рассмотрены ранее в работах [Руднев и др., 2004а, 2004б, 2006; Руднев, 2013]. Исключение составляют только породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Буренского массива и габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива, возрасты которых ранее были определены Ar-Ar методом по амфиболам (536 и 514 млн лет, соответственно). Дополнительно проведенное U-Pb

датирование циркона на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) и с применением метода LA-ICP-MS (ЦКП СО РАН, Новосибирск) из пород Коптинского, Зубовского массивов, района пос. Унжей и Бренского массива в составе Каахемского батолита, а также из плагиогранитоидов в обрамлении Ирбитейского габброидного массива Восточно-Таннуольского батолита, показало следующие результаты – 572 ± 3 , 510 ± 2 , 450 ± 5 , 452 ± 2 и 522 ± 4 млн лет, соответственно (см. рис. 1, 5, 6, табл. 2, 3).

Магматические цирконы из поздневендских (571–562 млн лет) островодужных толеитовых плагиогранитоидных ассоциаций Коптинского и Буренского массива Каахемского батолита (№№ 1–14, см. табл. 4, рис. 7) характеризуются устойчивыми и высокими значениями $\epsilon_{\text{Hf}} = +13.2 - +10.2$ и неопротерозойскими модельными возрастами ($T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 0.86-0.66$ млрд лет). Магматические цирконы из раннекембрийской (522–520 млн лет) островодужной ассоциации Восточно-Таннуольского батолита по изотопным параметрам ($\epsilon_{\text{Hf}} +14.8 - +12.4$; $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 0.77-0.52$ млрд лет) близки к поздневендским, что указывает на близкие магмообразующие источники.

Интрузивные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа развития Восточной Тувы (512–450 млн лет, см. табл. 1), как отмечалось выше, характеризуется более широким петрогеохимическим составом интрузивных ассоциаций. Среди них выделяются диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации высоко- и низкоглиноземистого типа (Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский, Байсютский массивы и другие), диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация сархойского типа Бренский и Байбалыкский массивы) и породы Зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового массива субщелочной серии. Полученные по магматическим цирконам из этих массивов Hf изотопные характеристики ($\epsilon_{\text{Hf}} = +12.6 - +2.4$ и $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.26-0.63$ млрд лет; №№ 29–73, см. табл. 4) демонстрируют широкий диапазон ϵ_{Hf} , который отчасти перекрывается с величинами для цирконов из плагиогранитоидов островодужного типа и смещен в область более низких значений. По Hf изотопным параметрам магматические цирконы из интрузивных ассоциаций аккреционно-коллизионного этапа можно разделить на две группы.

В первую изотопную группу попадают магматические цирконы из пород диорит-тоналит-плагиогранитных ассоциаций (Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский, Байсютский массивы, обрамление Байсютского массива и район пос. Унжей) и габбро-монцодиорит-сиенитовой ассоциации Зубовского массива, которые обнаруживают широкий диапазон изотопных параметров ϵ_{Hf} ($+12.6 - +7.0$, см. табл. 4, рис. 7) и Hf-модельных возрастов ($T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.0-0.63$ млрд лет). Обращает на себя внимание неоднородность цирконов из плагиогранитоидов высокоглиноземистого и

низкоглиноземистого типов, имеющих относительно близкие возрасты и пространственную сопряженность. Высокоглиноземистые плагиогранитоиды Теректыг-Чедерского и Караосского массивов характеризуются высокими значениями параметров ϵ_{Hf} (+12.6 – +11.1), в целом, сходными с цирконами из островодужных плагиогранитоидов поздневендского и раннекембрийского возрастов, тогда как цирконы из высокоглиноземистых плагиогранитоидов Байсютского массива имеют более низкие значения ϵ_{Hf} (+7.5 – +7.0). Аналогичная ситуация прослеживается при сравнении изотопного состава магматических цирконов из низкоглиноземистых плагиогранитоидов. Плагиограниты Тапсинского массива имеют более высокие значения ϵ_{Hf} (+12.1 – +8.8), по сравнению с плагиогранитоидами в обрамлении Байсютского массива и района пос. Унжей ($\epsilon_{\text{Hf}} = +7.9 - +7.0$). Такие вариации изотопных параметров в магматических цирконах из плагиогранитоидов высокоглиноземистого и низкоглиноземистого типов, исходные расплавы которых формировались на разных глубинах ($P > 10-12$ и ~ 8 кбар), вероятнее всего, указывают на неоднородное строение коллизионного сооружения, образованного в результате тектонического совмещения различных по составу блоков/пластин.

Ко второй группе относятся магматические цирконы из гранодиорит-гранитной ассоциации Бреньского массива (~ 450 млн лет, см. табл. 1), имеющие самые низкие значения ϵ_{Hf} (+3.5 – +2.4) и мезопротерозойский модельный возраст ($T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.26-1.19$ млрд лет) среди всех изученных популяций магматического циркона. Обращает на себя внимание, что близкие с ними по времени становления и пространственному расположению породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации района пос. Унжей (~ 451 млн лет), имеют более высокие значения ϵ_{Hf} (+7.7 – +7.6, см. табл. 4, рис. 7). Аналогичная ситуация прослеживается при сравнении изотопного состава Nd по этим гранитоидным ассоциациям ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1.7-0.5$ для Бреньских гранитов и $\epsilon_{\text{Nd}} = +3.4$ для плагиогранитоидов пос. Унжей, см. табл. 1). Такое резкое изменение изотопных параметров для гранитов Бреньского массива, по сравнению с предшествующими плагиогранитоидами, очевидно, связано со сменой магмообразующего источника.

Возраст и Lu-Hf-изотопный состав ксеногенного циркона

Во внутренних частях магматического циркона из изученных интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов было обнаружено только 22 включения ксеногенного циркона (см. рис. 6).

В поздневендской диорит-тоналит плагиогранитной ассоциации Коптинского массива (проба Д828, ~ 562 млн лет) обнаружено 5 зерен ксеногенного циркона. Среди них

одно зерно имеет близконкордантное значение возраста 587 млн лет, а остальные 4 зерна имеют возрасты 603–611 и 663 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) с дискордантностью >20%. Предполагается, что источником этих цирконов являются либо вмещающие вендские вулканические комплексы (риолиты), имеющие широкое развитие на северо-западе Каахемского батолита (тапсинская и др. свиты), либо породы офиолитовых комплексов (570–580 млн лет) в Агардакском, Каахемском, Куртушибинском и Шишхидском поясах, расположенных на некотором удалении от Коптинского массива [Pfänder et al., 2002; Кузьмичев, 2004; Монгуш и др., 2011a]. Ксеногенный циркон с возрастом 587 млн лет ($\epsilon_{\text{Hf}} = +13.2$ и $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 0.69$; №№ 14, см. табл. 4, рис. 7) не отличается от магматических цирконов ($\epsilon_{\text{Hf}} = +13.2 - +10.5$) из пород этого же массива, что позволяет предполагать его унаследованность от источника расплава.

В раннекембрийской островодужной диорит-тоналит плагиогранитной ассоциации Восточно-Таннуольского батолита (522–518 млн лет) ксеногенные цирконы представлены двумя группами с конкордантными значениями возрастов 571–562 и 543–536 млн лет (порба РТ-10, РТ-8/5, см. табл. 2). Источником этих ксеногенных цирконов, исходя из геологического строения региона, вероятнее всего, являются вмещающие островодужные вулканогенные комплексы вендского (кадвойская свита или ее аналоги) и раннекембрийского возраста (ирбитейская свита или ее аналоги). Подавляющее большинство ксеногенных цирконов с возрастaми 571 и 543–536 млн лет (№№ 20, 26, 27, см. табл. 4) имеет высокие значения $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +14.1 - +11.2$ и неопротерозойские модельные возрасты (0.77–0.61 млрд лет). По этим параметрам они не отличаются от магматического циркона этих же пород, а также от ксеногенного циркона (587 млн лет) из поздневендских островодужных плагиогранитов Коптинского массива (№№ 14, см. табл. 4), что также предполагает их унаследованность от источника расплава. Одно зерно ксеногенного циркона с возрастом 562 млн лет (№№ 28), имеет более низкое значение $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +7.8$ и более древний модельный возраст (1.01 млрд лет) по сравнению с выше описанными.

В породах субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (514–510 млн лет) обнаружено два включения ксеногенного циркона (540 и 532 млн лет), которые, по возрасту сопоставляются с породами раннекембрийских островодужных комплексов Восточной Тувы. Они характеризуются умеренными значениями изотопных параметров ϵ_{Hf} (+9.6 – +8.2) и неопротерозойскими модельными возрастaми ($T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 0.69$; №№ 34, 35, см. табл. 4, рис. 7). По этим параметрам они не отличаются от магматических цирконов из монцодиорита ($\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +9.2 - +8.1$, №№ 21–25).

В породах диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации района пос. Унжей (451

млн лет) было обнаружено 5 зерен ксеногенного циркона с конкордантными возрастaми 474–460 млн лет (№№ 61–65, см. табл. 4, рис. 7). Эти цирконы характеризуются $\epsilon_{\text{Hf}} = +7.9 - +7.0$ и $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 0.99-0.93$ млрд лет и не отличаются от магматических цирконов этих же пород ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +7.7 - +7.6$, №№ 60). Кроме того, они проявляют сходство по изотопным характеристикам и возрасту с магматическими цирконами из плагиогранитоидов Байсютского массива и его обрамления ($\epsilon_{\text{Hf}} = +7.9 - +7.0$), описанными выше и формировавшимися на более раннем этапе аккреционно-коллизийных процессов (480–474 млн лет, см. табл. 1). Можно предположить, что наблюдаемые в плагиогранитоидах района пос. Унжей ксеногенные цирконы, вероятнее всего были заимствованы расплавом при непосредственном интродуировании ими плагиогранитоидов, аналогичных Байсютскому массиву и его обрамлению.

Гранодиориты Бренского массива (~450 млн лет) обнаруживают в своем составе ксеногенные цирконы с широким спектром возрастов и Hf изотопных параметров. Пять зерен ксеногенного циркона отвечают трем возрастным группам (485–479, 570 и ~1141 млн лет, см. табл. 2). Цирконы первой и второй групп имеют конкордантные значения возрастов. Циркон с возрастом ~570 млн лет (№ 73, см. табл. 4, рис. 6) характеризуется значением $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +7.0$ и модельным возрастом 1.07 млрд лет. По этим параметрам он не отличается от ксеногенного циркона из островодужных плагиогранитоидов Восточно-Таннуольского батолита ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +7.8$, № 28, см. табл. 4). Два других зерна, несмотря на относительно близкие возраста (485 и 479 млн лет), резко отличаются между собой по изотопным характеристикам ($\epsilon_{\text{Hf}}(479) = +5.3$, $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.1$ млрд лет и $\epsilon_{\text{Hf}}(485) = -0.1$, $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.45$ млрд лет, №№ 71, 72, см. табл. 4), что указывает на различную природу их источников. Если первый из них, по изотопным характеристикам и возрасту в какой-то степени сближается с ксеногенными цирконами из плагиогранитоидов в районе пос. Унжей, то второй, с $\epsilon_{\text{Hf}} = -0.1$ не обнаруживает аналогов среди всей популяции изученных цирконов. Ксеногенный циркон с возрастом ~1141 млн лет имеет высокую дискордантность, вследствие нарушения U-Pb изотопной системы, поэтому для него Hf-изотопные исследования не проводились. Тем не менее, ксеногенный циркон с таким древним возрастом, однозначно указывает, что в формировании исходных расплавов для Бренского массива могли участвовать терригенные осадочные породы, образованные при эрозии докембрийских блоков (например, Тувино-Монгольский террейн).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Hf-изотопные исследования, проведенные по магматическим и ксеногенным цирконам из поздневендских и раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Каахемского

и Восточно-Таннуольского батолитов, указывают на широкий диапазон значений ϵ_{Hf} , варьирующих от +14.8 до -0.1 (см. табл. 4). На диаграмме ϵ_{Hf} – возраст (см. рис. 7) гранитоиды венд-раннекембрийского (островодужного) и позднеордовикского (аккреционно-коллизийного) этапов значительно перекрываются по величинам ϵ_{Hf} , что свидетельствует о вовлечении в магмообразование одной и той же коры. Исключение составляют гранитоиды Бренского массива, резко смещенные в область более низких ϵ_{Hf} ($< +7$). По изотопному составу Nd пород и Hf цирконов среди исследованных гранитоидов можно выделить четыре группы, которые отражают различные источники расплавов.

В первую группу попадают островодужные ассоциации, включающие толеитовые плагиогранитоиды Буренского и Коптинского массивов поздневендского возраста (571–562 млн лет) в Каахемском батолите и известково-щелочные плагиогранитоиды раннекембрийского возраста (522–518 млн лет) в Восточно-Таннуольском батолите. Эти плагиогранитоиды по изотопному составу Nd ($\epsilon_{\text{Nd}} +6.9 \dots +6.4$, см. табл. 1) [Монгуш и др., 2011б; Руднев и др., 2015] идентичны вмещающим островодужным вулканитам вендского и раннекембрийского возрастов ($\epsilon_{\text{Nd}} +8.4 - +6.3$) [Монгуш и др., 2011], что позволяет рассматривать последние в качестве главного источника расплавов. В пользу такой интерпретации свидетельствует присутствие в плагиогранитоидах ксеногенных цирконов с венд-кембрийскими возрастными (579–571 и 543–536 млн лет). Ксеногенные цирконы обладают высокими положительными значениями ϵ_{Hf} (14.1 – +11.2 и +13.6 – +11.2, соответственно, см. табл.4) и перекрываются по данному параметру с магматическими цирконами из плагиогранитоидов (ϵ_{Hf} от +14.8 до +10.2) (см. рис.7), что не оставляет сомнения в образовании этих пород в результате плавления коры Таннуольской островной дуги, и дает первую оценку изотопного Hf состава такой коры. Более низкое значение ϵ_{Hf} (+7.8), полученное для одного ксеногенного циркона с возрастом ~562 млн лет в плагиогранитоидах раннекембрийского возраста Восточно-Таннуольского батолита, в отличие от выше описанных ксеногенных цирконов, вероятнее всего, унаследовано из островодужных вулканитов кислого состава, входящих в состав вмещающих кадвойской, ирбитейской и серлигской свит. Таким образом, исходя из совокупности изотопных данных плагиогранитоиды первой группы, формировались за счет плавления коры островодужного типа, образованной из деплетированного мантийного источника.

Во вторую группу относятся породы субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (514–510 млн лет), формировавшиеся на ранней стадии аккреционно-коллизийных процессов и, как предполагается [Ярмолюк и др., 2000; Изох и др., 1998, 2009], фиксирующие начало плюмовой активности в ЦАСП. Интрузивные образования этого массива, судя по высоким содержаниям редкоземельных и

высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf), образовались за счет дифференциации мафических магм, производных обогащенной мантии. Поскольку габброиды и монцонитоиды имеют деплетированные изотопные характеристики ($\epsilon_{Nd} = +5.3 - +2.6$), то обогащение некогерентными элементами мантийного источника произошло незадолго до их генерации и могло быть связано с вкладом плюмового компонента. Изотопный Hf состав магматического ($\epsilon_{Hf} +9.2 - +8.1$) и ксеногенного циркона ($\epsilon_{Hf} +9.6 - +8.2$, 540–532 млн лет) близок между собой и также отвечает изотопно-деплетированному источнику. Поскольку ксеногенные цирконы, которые могли быть захвачены из пород островодужного комплекса, имеют пониженные ϵ_{Hf} в сравнении с островодужными плагиогранитоидами (ϵ_{Hf} от +14.8 до +10.2), это может быть следствием изотопной гетерогенности коры, сформированной на субдукционном этапе. Отметим, что и цирконы из плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа имеют пониженные и более переменные величины ϵ_{Hf} (+12.6 – +7.0) в сравнении с островодужными плагиогранитами. Таким образом, данные по петрохимическому и редкоэлементному составу пород Зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового массива, Nd изотопные характеристики пород, а также Hf-изотопные параметры магматического и ксеногенного циркона свидетельствуют о формировании исходных магм из обогащенного некогерентными элементами, но в изотопном плане деплетированного мантийного источника, при участии материала островодужных комплексов.

В третью группу объединяются плагиогранитоиды Каахемского батолита высокоглиноземистого и низкоглиноземистого типа, сформировавшиеся на аккреционно-коллизионном этапе (Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский массивы Байсютский массив и его обрамление, плагиогранитоиды в районе пос. Унжей, 499–451 млн лет). Эти плагиогранитоидные ассоциации, в отличие от ранних островодужных плагиогранитоидов, характеризуются более широким диапазоном Nd изотопных параметров и обнаруживают тенденцию к уменьшению значений ϵ_{Nd} (от +6.2 до +3.4) по мере омоложения пород (см. рис. 4). Nd изотопные параметры в совокупности с составом плагиогранитоидов по петрогенным и редким элементам, указывают преимущественно на метабазитовый источник, образованный из деплетированной мантии. Магматические цирконы из пород этих массивов характеризуются более переменными и в целом пониженными ϵ_{Hf} (+12.6 – +7.0, см. табл. 4, рис. 7), в сравнении с магматическими цирконами из островодужных плагиогранитоидов, что может свидетельствовать о вовлечении в плавление более гетерогенной коры, сформированной в результате аккреции и коллизии венд-раннекембрийских островодужных комплексов с окраиной более древнего континентального блока. Широкие вариации значений ϵ_{Hf} в магматических цирконах из

относительно близких по возрасту плагиогранитоидов высокоглиноземистого и низкоглиноземистого типов, формировавшиеся на различных глубинах ($> 10\text{--}12$ и ~ 8 кбар, соответственно), по-видимому, обусловлены изотопной гетерогенностью коры по вертикали.

К четвертой изотопной группе относятся калиевые породы известково-щелочной серии Бренского гранодиорит-гранитного массива (~ 450 млн лет), образованные на завершающей стадии аккреционно-коллизионных процессов. Интрузивные образования этого массива, в отличие от предшествующих и близких по возрасту плагиогранитоидов, характеризуются отчетливо более низкими значениями ϵ_{Nd} ($+1.7 - +0.5$) и мезопротерозойскими модельными возрастaми ($1.2\text{--}1.1$ млрд лет). Магматические цирконы из пород этого массива также имеют самые низкие величины ϵ_{Hf} ($+3.5 - +2.4$) и мезопротерозойские модельные возрастa ($1.3\text{--}1.2$ млрд лет). Такое изменение изотопных параметров пород и цирконов указывает на резкую смену состава магмообразующего источника. Это могло быть связано с сочленением в результате аккреционно-коллизионных процессов островодужных структур с окраиной Тувино-Монгольского террейна, что и обеспечило вовлечение в область магмогенерации пород с широким диапазоном изотопных характеристик. В пользу такого предположения свидетельствуют как геологическое положение Бренского массива, прорывающего и докембрийские комплексы Тувино-Монгольского террейна, и венд-раннекембрийские вулканогенные отложения Таннуольской островной дуги, так и наличие в гранитоидах Бренского массива ксеногенных цирконов с возрастaми $570, 485\text{--}479$ и ~ 1140 млн лет (в единичных случаях) с широким диапазоном ϵ_{Hf} ($+7.0 \dots -0.1$) (см. табл. 4, рис. 7). По Nd-изотопным параметрам породы Бренского массива близки к гранитоидами, развитым в структурах Тувино-Мангольского террейна (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува). В качестве примера можно отметить породы кембро-ордовикского возрастa в составе Нижнеулурского, Эрзинского и Баянкольского массивов, имеющие низкие значения ϵ_{Nd} ($+1.8 - -2.5$). Установлено, что формирование исходных расплавов для пород этих массивов происходило при ведущей роли источников, производных деплетированной мантии, и участии пород с более длительной коровой предысторией [Козаков и др., 2003]. О характере и возрастe коры, которая могла участвовать в плавлении, позволяют судить детритовые цирконы из вмещающих метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов, с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастaми от 2.56 до $0.85\text{--}0.66$ млрд лет [Salnikova et al., 2001; Козаков и др., 2005]. Таким образом, принимая во внимание все изложенные данные по геологическим взаимоотношениям гранитоидов Бренского массива с вмещающими породами, а также учитывая присутствие в них ксеногенных цирконов с возрастом 1140--

570 млн лет, можно предположить, что изотопные характеристики, полученные по магматическому ($\epsilon_{\text{Hf}} +3.5 - +2.4$) и ксеногенному ($\epsilon_{\text{Hf}} +7.0 - -0.1$) цирконам обусловлены тем, что основным магмообразующим источником для гранитоидов Бренского массива являлась кора Тувино-Монгольского террейна с мезопротерозойскими модельными Nd возрастами (до 1.45 млрд лет) при подчиненном вкладе островодужной коры с деплетированными изотопными характеристиками.

ВЫВОДЫ

Синтез данных по геохимии, Sm-Nd изотопному составу пород и Lu-Hf изотопному составу магматических и ксеногенных цирконов из венд-раннепалеозойских гранитоидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Тувы позволяет сделать следующие выводы.

1. Формирование субдукционных поздневендских (571–562 млн лет) и раннекембрийских (522–518 млн лет) плагиогранитоидов происходило за счет плавления венд-раннекембрийской островодужной коры без влияния более древнего корового материала.
2. Для пород субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (514–510 млн лет) формирование исходных магм происходило из изотопно-деплетированного, но обогащенного некогерентными элементами мантийного источника, при контаминации расплава материалом островодужной коры.
3. Доминирующим источником кембро-ордовикских плагиогранитоидов аккреционно-коллизийного этапа (500–450 млн лет) служили островодужные комплексы, а вариации их состава связаны с плавлением на различных уровнях утолщенной коры, изотопная гетерогенность которой была следствием различного вклада более древнего корового источника. Вклад коры Тувино-Монгольского террейна становится преобладающим для калиевых гранитоидов (Бренский массив, 450 млн лет), фиксирующих завершение аккреционно-коллизийных событий в этом регионе.
4. Изотопные характеристики венд-раннепалеозойских гранитоидов являются индикаторами формирования и эволюции коры в результате субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность А.Э. Изоху за плодотворные дискуссии и ценные советы в ходе работы над статьей, рецензентам Н.Н. Круку и Т.В. Донской за ценные советы и замечания к рукописи статьи, а также Е.А.Крук, И.В. Николаевой и М.В. Хлестову (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за помощь в проведении аналитических исследований, экспедиционных работ и оформлении графического материала.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ (гранты: № 18-05-00105, 17-05-00936).

ЛИТЕРАТУРА

Арт Дж. Г. Некоторые элементы-примеси в трондjemитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983. С. 99–105.

Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с.1075–1091.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795–798.

Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500 000 // Ред. А.А. Подкаменный, М.Л. Шерман. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балькин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.

Изох А.Э., Поляков Г.В. Ультрамафит-мафитовые ассоциации крупных изверженных провинций Азии // Материалы III международной конференции “Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения”. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2009, т. 1, с. 206–209.

Ковалев П.Ф. Петрохимия зубовского интрузивного комплекса и его апатитоносность. В кн. "Петрохимия рудоносных габброидных формаций". Наука. Новосибирск, 1990, с. 136–148.

Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К., Бродская Г.Л. Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38-42.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З. Возраст постколлизионного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН, 1998, т. 360, № 4, с. 514–517.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Кириозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-

Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999, т. 7 (6), с. 631–643.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491–511.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 1, с. 3–25.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192с.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002, 294 с.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолук В.В. Офиолиты Западной Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Доклады РАН, 2011а, т. 438, № 6, с. 796–802.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорская Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011б, т. 52, № 5, с. 649–665.

Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Возраст и источники магм постколлизиионных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых $49\text{Ar}/39\text{Ar}$ и Sm-Nd исследований // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042-1047.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады РАН, 2004а, т. 396 (3), с. 369–373.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бибилова Е.В., U-Pb изотопный возраст гранитоидов Бренского массива (Восточная Тува) // Изв. ТПУ, Томск, 2004б, т. 307, № 6, с. 35–40.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный

батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3–33.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10, с. 1628–1647.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы (геохронологические, геохимические и Sr-Nd изотопные данные) // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 9, с. 1572–1600.

Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Раннеордовикский возраст мажалькского комплекса Восточной Тувы: U-Pb метод по циркону // Материалы совещания: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С 450–452.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1119–1132.

Сугоракова А.М. Сводка результатов новейших геохронологических исследований магматических образований на территории Тувы. // Матер. научн. совещ. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”. Иркутск: Изд-во Института земной коры СО РАН, 2011, Вып. 9, с. 205–207.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704–717.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (*Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон*) // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 2, с. 181–199.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (*Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона*): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика, 2019, т. 60, с.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.Е. Северо-Азиатский суперплюм в

фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3–29.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. 2006 Zircon crystal morphology, trace element signature and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from eastern Australian granitoids // *Journal of Petrology*, 2006, p. 47, 329–353.

Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gawler Craton, South Australia: evidence from U–Pb and Hf isotopes in detrital zircon // *Lithos*, 2009, 113, p. 570–582.

Berd J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 365–401.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2003. V. 200. P. 155–170.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved Pb-206/U-218 microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*, 2004, v. 205, p. 115–140.

Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // *Chinese Sci. Bull.*, 2006. v. 51. №. 3. p. 257–268.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 5, p. 21503–21521.

Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 1996, v. 87, p. 205–215.

Eby G.N. The A-Type Granitoids: A Review of Their Occurrence and Chemical Characteristics and Speculation on Their Petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 115–134.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.R., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, v. 64, p. 133–147.

Griffin W. L., Wang X., Jackson S. E., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*, 2002, v. 61, p. 237–269.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Research*, 2004, v. 131, p. 231–282.

Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L. et al., 2007. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon // *Science*, 2007, v. 315(5814), p. 980–983.

Kurhila M., Andersen T., Rämö O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu-Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // *Lithos*, 2010, v. 115, p. 263–271.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological science, subcommission on the systematics of igneous rock. Oxford: Blackwell, 1989, 193 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1a.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2.

Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, vol. 4, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2003, p. 1–70.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1–24.

Pearson N.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Precision of in situ isotope ratio measurements by LAM-MC-ICPMS // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, A732.

Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W. Completed evolution of back-arc island arc-like volcanic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Nes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154–174.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891–931.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.V., Kovach V.P. Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian massif of Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110, p. 143–164.

Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293 (5530), p. 683–687

Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*, 2008, v. 249 (1-2), p. 1–35.

Shaw S.E., Flood R.H., Pearson N.J. The New England batholith of eastern Australia: evidence of silicic magma mixing from zircon $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios // *Lithos*, 2011, v. 126, p. 115–126.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., Norry, M. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 1989, v. 42, p. 313–345.

Villaseca C., Orejana D., Belousova E.A. Recycled metagneous crustal sources for S- and I-type Variscan granitoids from the Spanish System batolite: constraints from Hf isotope zircon composition // *Lithos*, 2012, v. 153, p. 84–93.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. *Reviews in Economic Geology*, 1998, v. 7, p. 1–35.

Yang J.-H., Wu F.-Y., Wilde S., Xie L.-W., Yang Y.-H., Liu X.-M. Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U–Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, v. 15, p. 177–190.

Подписи к рисункам

в статье С.Н. Руднева, В.Г. Мальковец, Е.А. Белоусовой, Д.В. Семеновой “Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов)”.

Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского и Восточно-Таннуольского гранитоидных батолитов Тувы [Геологическая , 1983] с вынесенными на ней результатами геохронологического датирования гранитоидов и габбродов по [Козаков и др., 1998, 2001, 2003; Руднев и др., 2006, 2013а, 2015; Монгуш и др., 2011, 2013; Сугоракова, 2011; Руднев, 2013].

Стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения; 2 – юрские осадочные и терригенные отложения; 3 – осадочные и терригенные отложения нижнего и верхнего карбона, нерасчлененные; 4 – красноцветные осадочные отложения верхнего девона; 5 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения раннего и среднего девона; 6 – вулканогенные отложения раннего девона; 7 – терригенные и карбонатные отложения силура; 8 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венда–раннего кембрия, нерасчлененные; 9 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венда-раннего кембрия Агардагской зоны; 10 – докембрийские метаморфические образования Тувино-Монгольского массива. *Интрузивные образования:* 11–14 – гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа, E_3-O_3 (11 – бреньский гранодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс, D_1 ; 12 – диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация сархойского типа, O_3 ; 13 – диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии низкоглиноземистого типа (I-тип), нерасчлененные, E_3-O_3 ; 14 – диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии высокоглиноземистого типа (I-тип), E_3-O_3); 15 – гранитоидные ассоциации островодужного этапа: а) поздневендские диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации толейтовой (M-тип) и б) раннекембрийские диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной (I-тип) серии низкоглиноземистого типа; 16 – перидотит-пироксенит-габброноритовые и габбро-монцодиоритовые ассоциации, нерасчлененные, $V-O_3$; 17 – основные и ультраосновные образования офиолитового типа, V ; 18 – тектонические нарушения; 19 – места отбора проб и результаты U-Pb (циркон) изотопного датирования гранитоидов и габброидов (в млн лет) по данным [Козаков и др., 1998, 2001, 2003; Руднев и др., 2006; Монгуш и др., 2011, 2013; Сугоракова, 2011; Руднев, 2013а, 2015].

На врезке А показана схема расположения раннепалеозойских гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса: 1 – Сибирская платформа; 2 – микроконтиненты с рифейским терригенно-карбонатным чехлом; 3 – рифтогенные

комплексы (R_3); 4-6 – островодужные комплексы: 4 – позднерифейские, 5 – вендские, 6 – кембрийские; 7 – террейны с раннекаледонской ремобилизацией коры; 8 – орогенные молассы (E_3-O) и осадочные бассейны ($O-S$); 9 – геологические комплексы среднего палеозоя и раннего мезозоя; 10 – гранитоидные батолиты; 11 – основные разломы; 12 – границы крупной изверженной провинции (Large Igneous Province, LIP [Руднев, 2013; Руднев и др., 2015]). Пунктирной линией показана область распространения раннепалеозойских гранитоидных батолитов Тувы: I – Каахемский, II – Восточно-Таннуольский, III – Бийхемский, IV – Хамсаринский.

На врезке Б показана схема тектонического районирования Восточной Тувы: 1 – докембрийские образования Тувино-Монгольского массива (ТМ) и Дербинского блока (ДБ), 2 – ранние каледониды (подзоны: Он – Ондумская, То – Таннуольская, Хм-Хамсаринская, Уо – Улугойская), 3 – поздние каледониды и герцениды, 4 – раннепалеозойские батолиты (I – Каахемский, II – Восточно-Таннуольский, III – Бийхемский, IV – Хамсаринский, V – Ожинский.). Пунктирной линией показана область, где проводились геологические и геохронологические исследования гранитоидов и габброидов в составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов

Рис. 2. Петрогеохимические диаграммы для поздневендских-раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов по данным [Бородина и др., 2004; Монгуш и др., 2011, 2013; Руднев и др., 2006, 2015; Руднев, 2013].

(а) TAS-диаграмма: поля состава пород I – нормальной щелочности, II – умеренной щелочности, III – повышенной щелочности (по [Le Maitre, 1989]); (б) диаграмма SiO_2-K_2O [по Le Maitre, 1989]; (в) диаграмма Ab–An–Or [по Баркер, 1983], где показаны стандартные поля для разных типов кислых пород (А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – трондjemиты (плагиограниты), Е – граниты), (г) диаграмма Y/Nb–Yb/Ta [по Абу, 1990], где OIB – поле состава базальтов океанических островов, IAB – поле состава базальтов островных дуг; (д) диаграмма Eu–Yb, демонстрирующая условия выплавления (по давлению) исходных расплавов для плагиогранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов по данным [Руднев и др., 2006, 2015]. Треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB [Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Beard, Lofgren, 1991] в равновесии с пятью типами реститов по [Туркина, 2000].: I – Pl+Crpx+Orpx, II –

Hbl+Pl±Cpx±Orx, III-IV – Hbl+Cpx+Pl±Grt, V – Cpx+Grt±Hbl, Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Orx – ортопироксен, Hbl – амфибол, Grt – гранат.

1–3 – плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа: 1–2 – *Каахемский батолит* (1 – тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа Буренского массива, 571 млн лет, 2 – диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого толеитового типа Коптинского массива, 562 млн лет, 3 – *Восточно-Таннуольский батолит* (диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа в обрамлении Ирбитейского габброидного массива, 522–518 млн. лет); 4–9 – плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа (Каахемский батолит): 4 – монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовая ассоциация Зубовского массива, 512 млн лет, 5 – тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Теректыг-Чедерского массива, 499 млн лет, 6 – диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Караосского массива, 490 млн лет, 7 – диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации низкоглиноземистого типа Тапсинского массива, 486 млн лет и обрамления Байсютского массива, 480 млн лет (нерасчлененные), 8 – тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Байсютского массива, 474 млн лет, 9 – диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа в районе пос. Унжей, 451 млн лет); 10 – диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Бреньского и Байбалыкского массивов, 450 млн лет, нерасчлененные, 11–13 – перитотит-габброноритовые ассоциации мажалыкского типа (11 – Мажалыкский массив, 12 – Шуйский массив).

Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для поздневендских-раннекембрийских (а) и кембро-ордовикских (б, в) интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Тувы по данным [Руднев и др., 2006, 2015].

Островодужные ассоциации: 1 – толеитовые плагиогранитоидные позднего венда (Буренский и Коптинский массивы), 2 – известково-щелочные низкоглиноземистые плагиогранитоидные раннего кембрия (Восточно-Таннуольский батолит); *аккреционно-коллизийные ассоциации позднего кембрия–ордовика:* 3 – известково-щелочные высокоглиноземистые плагиогранитоидные (Теректыг-Чедерский и Караосский массивы и обрамление Байсютского массива), 4 – известково-щелочные низкоглиноземистые плагиогранитоидные (Тапсинский и Байсютский массивы, район пос. Унжей), 5 – известково-щелочные гранодиорит-гранитные (Бреньский и Байбалыкский массивы), 6 – габбро-монцодиорит-граносиенитовые (Зубовский массив).

Нормирование редких элементов проведено по хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Рис. 4 . Диаграмма ϵ_{Nd} – возраст для поздневендских и раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов по данным табл. 1.

Условные обозначения см. рис. 2. Поле, закрашенное зеленым цветом, отвечает эволюции изотопного состава Nd пород Таннуольской зоны Восточной Тувы по [Монгуш и др., 2011], поле, закрашенное розовым цветом, отвечает эволюции изотопного состава супракрустальных комплексов Тувино-Монгольского террейна по [Козаков и др., 2003].

Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения (КЛ) зерен циркона из гранитоидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов.

Проба Д675/1 – Буренский массив (плагиигранит); проба Д828 – Коптинский массив (тоналит); обрамление Ирбитейского массива: проба РТ-10 – кварцевый диорит, проба РТ-8/5 – плагиигранит; проба Д35 – Зубовский массив (монцодиорит); проба Д108 – Теректыг-Чедерский массив (плагиигранит); проба Д22666 – Караосский массив (плагиигранит); проба Д895 – Тапсинский массив (тоналит); проба Д634 – обрамление Байсютского массива (тоналит); проба Д624 – Байсютский массив (плагиигранит); проба Д1000 – район пос. Унжей (тоналит); проба Д1019е – Бренский массив (гранодиорит). Красным сплошным кружком показаны точки, где проводились изотопные исследования магматического и ксеногенного циркона U-Pb методом на SHRIMP-II, TIMS [Руднев и др., 2006; Руднев, 2013] и в варианте лазерной абляции (LA-ICP-MS), желтым пунктирным кружком – Lu-Hf методом (см. табл. 3). Над чертой показано значение возраста (млн лет), под чертой – значение параметров $\epsilon_{Hf}(T)$ и $T_{Hf}(DM)^{Crustal}$ (млрд лет), соответственно.

Рис. 6. Диаграммы с конкордиями для магматических и ксеногенных цирконов изученных массивов.

Проба Д675/1 – Буренский массив (плагиигранит), см табл. 2; проба Д828 – Коптинский массив (тоналит) по [Руднев и др., 2006] и табл. 2; обрамление Ирбитейского массива: проба РТ-10 – кварцевый диорит по [Руднев, 2013], проба РТ-8/5 – плагиигранит (см. табл. 3); проба Д35 – Зубовский массив (монцодиорит), см табл. 2; проба Д1000 – район пос. Унжей (тоналит), см. табл. 2; проба Д1019е – Бренский массив (гранодиорит), см табл. 2. На рисунке, светлыми эллипсами показаны значения возрастов, полученные по магматическим цирконам, серыми эллипсами – по ксеногенным цирконам.

Рис. 7. Изотопная диаграмма ε_{Hf} – возраст для цирконов из венд-раннепалеозойских гранитоидов и габброидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов (см. табл. 2).
Условные обозначения см. рис. 2.

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для венд-раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы.

№ пробы	Массив (ассоциация, геохимический тип)	U-Pb возраст, млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	Источник
Островодужные комплексы					
Д675/1	Буренский (диорит-тоналит-плагиогранитная, M-тип, <Al)	572±3 536±4*	6,4		настоящая работа Руднев и др., 2013, 2015
Д828	Коптинский (диорит-тоналит-плагиогранитная, M-тип, <Al)	562±4	6,5		Руднев и др., 2006, 2013, 2015
ТИ-126	Ирбитейский (перидотит-габбрононитовая ассоциация)	539±6*	7,8		Монгуш и др., 2011
РТ-10/1 РТ-8/5/ Т-1	Обрамление Ирбитейского габброидного массива (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип, <Al)	522±4 520±2 518±2	6,9 6,9	686	Руднев и др., 2015 настоящая работа Монгуш и др., 2011
Аккреционно-коллизионные комплексы					
Д35	Зубовский (габбро-монцодиоритовая ассоциация, A-тип)	510±3 514±2*	5,3 4,7 2,6	811 864 1036	настоящая работа - " - Руднев и др., 2006; Руднев, 2013
Д108	Теректыг-Чедерский (тоналит-плагиогранитная, I-тип, >Al)	499±5	6,2	727	Руднев и др., 2015
Д22266	Караосский (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип, >Al)	490±3	5,7	767	Руднев и др., 2015
	Мажалыкский массив (перидотит-габбрононитовая ассоциация)	484–480	5,2		Бородина и др., 2004 Сальникова и др., 2004
Д895	Тапсинский (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип, <Al)	486±4	5,3	790	Руднев и др., 2015
Д634	Обрамление Байсютского массива (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип, <Al)	480±2	4,1	884	Руднев и др., 2006, 2015
Д624	Байсютский (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип, >Al)	474±5	3,9	898	Руднев, и др., 2006
1526	Шуйский массив (перидотит-габбрононитовая ассоциация)	449±4	2,7		Монгуш и др., 2013
Д1000 5563	Выходы гранитоидов в районе пос. Унжей (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип, <Al I)	450±5 451±6	3,4	921	настоящая работа Козаков и др. 2003
Д1019e 5561	Бреньский Байбалькский (гранодиорит-гранитная, I-тип)	450±5 450±4	1,7 0,5	1064 1165	Руднев и др., 2006 Козаков и др. 2003
5742	перевал между пос. Самагалтай и Шуурмак (диорит-тоналит-плагиогранитная, I-тип I)	457±3	4,5		Козаков и др., 2003

Примечания. * возрасты, полученные Ar-Ar методом по амфиболу [Руднев и др., 2006]. Привязку массивов см. рис. 1/
<Al – низкоглиноземистые плагиогранитоиды и >Al – высокоглиноземистые плагиогранитоиды по классификации Дж. Арта [Арт, 1983].

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (LA-ICP-MS) Каахемского батолита.

№	Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн.лет				D, %
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	
Буренский массив, плагиогранит, проба Д675/1											
1	0.28	0.76022	0.01618	0.09311	0.0015	0.76	574.1	9.33	573.9	8.85	0.03
2	0.26	0.76108	0.01545	0.09303	0.00148	0.78	574.6	8.91	573.4	8.75	0.21
5	0.32	0.75603	0.01596	0.09254	0.00152	0.78	571.7	9.23	570.5	8.97	0.21
6	0.28	0.76232	0.0167	0.09263	0.00153	0.75	575.3	9.62	571.1	9.02	0.74
7	0.23	0.75959	0.01493	0.09272	0.00152	0.83	573.8	8.61	571.6	8.97	0.38
8	0.28	0.759	0.01548	0.09248	0.00152	0.81	573.4	8.94	570.2	8.97	0.56
9	0.32	0.76255	0.01574	0.09326	0.00154	0.80	575.5	9.07	574.8	9.05	0.12
10	0.34	0.75722	0.01524	0.09393	0.00154	0.81	572.4	8.81	578.7	9.1	-1.09
11	0.29	0.76492	0.01598	0.09292	0.00153	0.79	576.8	9.19	572.8	9.05	0.70
12	0.29	0.75699	0.01576	0.09298	0.00154	0.80	572.3	9.11	573.1	9.06	-0.14
13	0.57	0.7563	0.01528	0.09382	0.00155	0.82	571.9	8.83	578.1	9.12	-1.07
14	0.22	0.74053	0.01456	0.09151	0.00151	0.84	562.7	8.49	564.5	8.91	-0.32
16	0.44	0.75474	0.01508	0.09238	0.00153	0.83	571	8.73	569.6	9.02	0.25
20	0.28	0.7411	0.01646	0.09168	0.00153	0.75	563	9.6	565.5	9.04	-0.44
23	0.30	0.76296	0.01623	0.09312	0.00156	0.79	575.7	9.35	573.9	9.17	0.31
25	0.40	0.75711	0.01614	0.09333	0.00156	0.78	572.3	9.33	575.2	9.2	-0.50
26	0.26	0.74087	0.01756	0.09128	0.00154	0.71	562.9	10.24	563.1	9.11	-0.04
27	0.37	0.75664	0.01625	0.09307	0.00156	0.78	572.1	9.4	573.6	9.21	-0.26
28	0.29	0.75853	0.01809	0.09243	0.00156	0.71	573.2	10.45	569.9	9.23	0.58
29	0.26	0.76292	0.01783	0.09278	0.00157	0.72	575.7	10.27	572	9.25	0.65
Коптинский массив, тоналит, проба Д828											
1	0.15	0.73999	0.03457	0.0912	0.00179	0.42	562.4	20.17	562.6	10.6	-0.04
2	0.18	0.73797	0.01997	0.09128	0.00166	0.67	561.2	11.67	563.1	9.81	-0.34
3	0.12	0.72699	0.02845	0.0892	0.0017	0.49	554.8	16.73	550.8	10.04	0.73
4	0.15	0.72829	0.03031	0.08985	0.00173	0.46	555.5	17.81	554.7	10.24	0.14
9	0.15	0.72976	0.03048	0.09035	0.00173	0.46	556.4	17.89	557.6	10.21	-0.22
11	0.28	0.72166	0.0194	0.08958	0.0016	0.66	551.6	11.44	553	9.46	-0.25
14*	0.29	0.82968	0.02324	0.09527	0.0017	0.64	613.4	12.9	586.6	10.02	4.57
Зубовский массив, монцодиорит, проба Д35											
1	0.64	0.65906	0.01857	0.08265	0.00137	0.59	514	11.36	511.9	8.18	0.4
3	0.46	0.65282	0.01775	0.08219	0.00136	0.61	510.2	10.9	509.2	8.11	0.2
4	0.49	0.66547	0.01994	0.08296	0.00139	0.56	518	12.16	513.7	8.29	0.8
8	0.69	0.65748	0.01776	0.08284	0.00138	0.62	513.1	10.88	513.1	8.19	0.0
10	0.50	0.65244	0.01921	0.08195	0.00138	0.57	510	11.8	507.8	8.22	0.4
11	0.58	0.65963	0.02025	0.08207	0.00139	0.55	514.4	12.39	508.5	8.3	1.2
14	0.40	0.65072	0.02229	0.0821	0.00142	0.50	508.9	13.71	508.6	8.46	0.1
15	0.48	0.65749	0.01992	0.08254	0.0014	0.56	513.1	12.21	511.3	8.32	0.4
16	0.46	0.6487	0.01856	0.08152	0.00137	0.59	507.7	11.43	505.2	8.19	0.5
17	0.48	0.66002	0.02053	0.08251	0.00141	0.55	514.6	12.56	511.1	8.38	0.7
24	0.51	0.65808	0.02165	0.08224	0.00142	0.52	513.4	13.26	509.5	8.46	0.8
26	0.44	0.65864	0.01957	0.08277	0.00137	0.56	513.8	11.98	512.7	8.17	0.2
28	0.54	0.65415	0.02147	0.08224	0.00143	0.53	511	13.18	509.5	8.49	0.3
29	0.50	0.66235	0.02054	0.08317	0.00143	0.55	516	12.54	515	8.51	0.2
30	0.51	0.65747	0.02016	0.08274	0.00143	0.56	513.1	12.59	512.5	8.52	0.1
32	0.59	0.6582	0.02097	0.08294	0.00144	0.54	513.5	12.84	513.7	8.54	0.0
33	0.70	0.65405	0.01733	0.08227	0.00137	0.63	511	10.64	509.7	8.16	0.3
35	0.61	0.64937	0.0216	0.08205	0.00143	0.52	508.1	13.3	508.4	8.53	-0.1
36	0.41	0.65275	0.02371	0.0823	0.00146	0.49	510.2	14.57	509.8	8.7	0.1
37	0.65	0.65531	0.02271	0.08101	0.00142	0.51	511.7	13.93	502.2	8.48	1.9

Таблица 2 (окончание).

№	Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн.лет				D, %
---	------	---------------------	--	--	--	-----	------------------	--	--	--	------

		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
39	0.49	0.65068	0.0246	0.0821	0.00147	0.47	508.9	15.13	508.6	8.76	0.1
40	0.68	0.65643	0.01927	0.08208	0.00142	0.59	512.4	11.81	508.6	8.44	0.7
41	0.64	0.65588	0.02296	0.08194	0.00145	0.51	512.1	14.08	507.7	8.62	0.9
42	0.56	0.6597	0.02245	0.0825	0.00145	0.52	514.4	13.73	511	8.66	0.7
20*	0.63	0.70252	0.01944	0.0874	0.00146	0.60	540.3	11.94	540.1	8.67	0.0
34*	0.53	0.6921	0.01948	0.08598	0.00135	0.56	534.1	11.61	531.7	8.06	0.5
Район пос. Унжей, тоналит, проба Д1000											
6	0.46	0.54798	0.02034	0.07075	0.00135	0.51	443.7	13.34	440.7	8.14	0.68
10	0.41	0.55978	0.02338	0.0722	0.00141	0.47	451.4	15.22	449.4	8.48	0.45
12	0.34	0.57354	0.02138	0.07384	0.00142	0.52	460.3	13.8	459.3	8.5	0.22
3*	0.60	0.59549	0.01913	0.0762	0.00143	0.58	474.4	12.17	473.4	8.55	0.21
4*	0.43	0.59692	0.02524	0.07631	0.00149	0.46	475.3	16.05	474.1	8.92	0.25
5*	0.62	0.59232	0.02165	0.07572	0.00144	0.52	472.3	13.8	470.5	8.65	0.38
7*	0.61	0.59354	0.01951	0.07623	0.00143	0.57	473.1	12.43	473.6	8.59	-0.11
8*	0.62	0.59445	0.02005	0.07585	0.00143	0.56	473.7	12.77	471.3	8.58	0.51
9*	0.43	0.59509	0.0213	0.07625	0.00145	0.53	474.1	13.56	473.7	8.69	0.08
11*	0.68	0.59185	0.02499	0.07599	0.00149	0.46	472	15.94	472.1	8.92	-0.02
Бренский массив, гранодиорит, проба Д1019е											
6	0.65	0.56617	0.01472	0.0732	0.00132	0.69	455.5	9.55	455.4	7.95	0.02
8	0.63	0.56066	0.01696	0.07255	0.00133	0.61	452	11.04	451.5	8.01	0.11
10	0.72	0.55868	0.02026	0.07287	0.00137	0.52	450.7	13.2	453.4	8.24	-0.60
12	0.41	0.56384	0.02124	0.07288	0.00138	0.50	454	13.79	453.5	8.26	0.11
15	2.15	0.56075	0.01261	0.07287	0.00131	0.80	452	8.2	453.4	7.86	-0.31
16	0.71	0.5654	0.01868	0.07295	0.00136	0.56	455	12.12	453.9	8.17	0.24
17	0.77	0.55823	0.01755	0.07242	0.00134	0.59	450.4	11.44	450.7	8.07	-0.07
18	0.72	0.56006	0.02448	0.07254	0.00142	0.45	451.6	15.93	451.4	8.54	0.04
19	0.99	0.56675	0.01715	0.07333	0.00136	0.61	455.9	11.11	456.2	8.15	-0.07
20	0.90	0.56107	0.02183	0.07251	0.00139	0.49	452.2	14.2	451.3	8.34	0.20
22	0.75	0.5618	0.01844	0.07276	0.00136	0.57	452.7	11.99	452.8	8.17	-0.02
23	0.11	0.55852	0.01607	0.07253	0.00135	0.65	450.6	10.47	451.4	8.11	-0.18
25	0.44	0.55525	0.01271	0.07192	0.0013	0.79	448.4	8.3	447.7	7.81	0.16
26	0.84	0.55901	0.01557	0.07235	0.00133	0.66	450.9	10.14	450.3	7.99	0.13
28	1.70	0.55883	0.01578	0.07261	0.00134	0.65	450.8	10.23	451.9	8.03	-0.24
31	0.89	0.56401	0.01801	0.07287	0.00136	0.58	454.1	11.69	453.4	8.2	0.15
33	1.11	0.55889	0.01278	0.07244	0.00131	0.79	450.8	8.32	450.9	7.89	-0.02
36	0.77	0.56159	0.0174	0.072	0.00134	0.60	452.6	11.31	448.2	8.07	0.98
40	0.84	0.56441	0.01884	0.07223	0.00137	0.57	454.4	12.23	449.6	8.21	1.07
43	0.84	0.56461	0.01567	0.07264	0.00135	0.67	454.5	10.17	452.1	8.09	0.53
3*	0.57	0.61471	0.02127	0.07819	0.00146	0.54	486.5	13.38	485.3	8.7	0.25
4*	0.36	0.61552	0.02737	0.07823	0.00153	0.44	487	17.2	485.5	9.17	0.31
30*	0.74	0.6075	0.02162	0.07721	0.00147	0.53	482	13.66	479.4	8.77	0.54
29*	1.37	0.6134	0.01672	0.07778	0.00143	0.67	485.7	10.52	482.9	8.54	0.58
21*	0.21	0.74645	0.03426	0.09234	0.00182	0.43	566.2	19.92	569.4	10.77	-0.56

Примечание: * – номера точек, где выполнены изотопные измерения по ксеногенным цирконам, остальные – по магматическим цирконам. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, D – дискордантность.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из плагиогранитов Восточно-Таннуольского батолита.

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст, млн лет				Изотопные отношения						D, %
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	
Обрамление Ирбитейского массива, плагиогранит, проба РТ-8/5																
4.1	0.05	344	85	0.25	25.4	531.3	±5.1	533	±63	0.0581	2.9	0.688	3	0.08591	0.99	0
5.1	0.02	439	187	0.44	31.9	522.9	±4.7	551	±53	0.0586	2.4	0.682	2.6	0.0845	0.94	5
6.1	0.02	1228	384	0.32	88	516.2	±3.6	550	±31	0.05855	1.4	0.673	1.6	0.08337	0.73	7
7.1	0.06	591	221	0.39	43.4	528	±4.3	502	±47	0.0573	2.1	0.674	2.3	0.08535	0.85	-5
8.1	0.69	2579	1209	0.48	186	516.1	±3.3	522	±37	0.0578	1.7	0.664	1.8	0.08335	0.67	1
9.1	0.20	1228	588	0.49	88.3	517.2	±3.6	504	±39	0.0573	1.8	0.66	1.9	0.08353	0.73	-3
3.1*	0.06	965	515	0.55	72.9	543.4	±3.9	527	±29	0.05792	1.3	0.702	1.5	0.08794	0.76	-3
3.3*	0.18	7407	4593	0.64	567	549.3	±3.3	543	±14	0.05835	0.7	0.7156	0.91	0.08894	0.63	-1
3.2*	0.01	1744	603	0.36	136	561.3	±3.9	543	±21	0.05836	1.0	0.732	1.2	0.09097	0.73	-3
2.1*	0.31	5686	2535	0.46	453	570.5	±3.5	560	±17	0.0588	0.8	0.7502	1	0.09253	0.64	-2
1.1*	1.18	7108	4559	0.66	571	569.5	±3.4	549	±55	0.0585	2.5	0.745	2.6	0.09236	0.62	-4

Примечание. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb .

Таблица 4. Изотопный Lu-Hf состав циркона из интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов.

№ пп	№ точки	Изотопные отношения				Hf _{initial}	U-Pb возраст, млн лет	ε _{Hf} (T)	±1se	T _{Hf} (DM), млрд лет	T _{Hf} (DM) ^{crystal} , млрд лет
		¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±1se	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf						
Буренский массив, плагиогранит (проба Д675/1)											
1	1	0.282803	0.000011	0.008043	0.260440	0.282716	571	10.3	0.4	0.78	0.85
2	2	0.282796	0.000010	0.007201	0.230041	0.282719	567	10.3	0.4	0.78	0.85
3	3	0.282835	0.000013	0.009597	0.298658	0.282731	575	10.9	0.4	0.77	0.82
4	4	0.282828	0.000010	0.007517	0.238189	0.282748	570	11.4	0.4	0.73	0.78
5	5	0.282788	0.000011	0.007026	0.222444	0.282712	574	10.2	0.4	0.78	0.86
6	6	0.282868	0.000013	0.010106	0.315633	0.282759	576	11.9	0.5	0.72	0.75
7	7	0.282821	0.000009	0.007458	0.238952	0.282741	573	11.2	0.3	0.74	0.80
Коптинский массив, тоналит (проба Д828)											
8	1.1	0.282880	0.000015	0.007302	0.227996	0.282804	558	13.1	0.5	0.63	0.66
9	1.2	0.282851	0.000020	0.004530	0.150898	0.282803	563	13.2	0.7	0.63	0.66
10	2.1	0.282802	0.000009	0.003729	0.110186	0.282762	562	11.7	0.3	0.69	0.75
11	2	0.282783	0.000018	0.002966	0.079058	0.282752	561	11.3	0.6	0.70	0.78
12	3	0.282781	0.000010	0.005170	0.153855	0.282727	562	10.5	0.3	0.75	0.84
13	4	0.282821	0.000014	0.001662	0.044700	0.282804	562	13.2	0.5	0.62	0.66
14	1*	0.282799	0.000012	0.001047	0.026691	0.282787	587	13.2	0.4	0.64	0.69
Обрамление Ирбитейского массива Кварцевый диорит (проба РТ-10)											
15	1.1	0.282874	0.000012	0.001755	0.041890	0.282857	527	14.3	0.4	0.55	0.56
16	9.1	0.282888	0.000020	0.001996	0.056837	0.282869	513	14.4	0.7	0.53	0.54
17	4.1	0.282895	0.000015	0.002126	0.056997	0.282874	524	14.8	0.5	0.52	0.52
18	5.1	0.282838	0.000009	0.000986	0.022909	0.282828	527	13.3	0.3	0.59	0.63
19	8.1	0.282883	0.000010	0.002450	0.064658	0.282859	528	14.4	0.3	0.54	0.56
20	7.1*	0.282854	0.000010	0.002099	0.054365	0.282833	536	13.6	0.4	0.58	0.61
плагиогранит (проба РТ-8/5)											
21	4.1	0.282835	0.000012	0.002954	0.077361	0.282806	531	12.6	0.4	0.62	0.67
22	5.1	0.282843	0.000012	0.002804	0.081803	0.282816	522	12.7	0.4	0.61	0.66
23	7.1	0.282837	0.000009	0.002118	0.057803	0.282816	528	12.9	0.3	0.61	0.65
24	8.1	0.282837	0.000019	0.002834	0.077476	0.282809	516	12.4	0.7	0.62	0.68
25	9.1	0.282836	0.000016	0.002489	0.068113	0.282812	517	12.5	0.6	0.62	0.67
26	3.1*	0.282814	0.000146	0.005316	0.179769	0.282760	543	11.2	5.2	0.70	0.77
27	2.1*	0.282858	0.000021	0.003311	0.089407	0.282823	571	14.1	0.8	0.60	0.61
28	3.2*	0.282699	0.000142	0.004416	0.125731	0.282652	562	7.8	5.0	0.86	1.01
Зубовский массив, монцодиорит (проба Д35)											
29	1	0.282722	0.000012	0.000592	0.016586	0.282716	512	9.0	0.4	0.74	0.89
30	3	0.282701	0.000016	0.000516	0.014896	0.282696	509	8.2	0.6	0.77	0.94
31	4	0.282729	0.000015	0.000629	0.017388	0.282723	513	9.2	0.5	0.73	0.88
32	5	0.282695	0.000014	0.000497	0.013576	0.282690	514	8.1	0.5	0.78	0.95
33	7	0.282708	0.000014	0.000570	0.015560	0.282702	508	8.4	0.5	0.76	0.93
34	6*	0.282686	0.000014	0.000574	0.016072	0.282681	532	8.2	0.5	0.79	0.97
35	2*	0.282720	0.000013	0.000436	0.011804	0.282716	540	9.6	0.5	0.74	0.87
Теректыг-Чедерский массив, плагиогранит (проба Д108)											
36	2.1	0.282806	0.000012	0.001501	0.038261	0.282792	504	11.5	0.4	0.64	0.73
37	3.1	0.282822	0.000010	0.001136	0.026903	0.282811	502	12.1	0.4	0.61	0.68
38	5.1	0.282808	0.000011	0.001378	0.034912	0.282795	495	11.4	0.4	0.64	0.72
39	9.1	0.282802	0.000010	0.001775	0.046118	0.282785	499	11.1	0.4	0.65	0.74
40	7.1	0.282810	0.000010	0.001104	0.028502	0.282799	497	11.6	0.4	0.63	0.71
Караосский массив, плагиогранит (проба Д22666)											
41	1.1	0.282693	0.000010	0.000992	0.028998	0.282684	491	7.4	0.4	0.79	0.98
42	2.1	0.282695	0.000011	0.000978	0.025498	0.282686	489	7.4	0.4	0.79	0.97
43	4.1	0.282695	0.000013	0.002399	0.068072	0.282673	493	7.0	0.5	0.82	1.00
44	5.1	0.282693	0.000012	0.000874	0.022925	0.282684	495	7.5	0.4	0.79	0.98

таблица 4 (окончание)

№ пп	№ точки	Изотопные отношения				Hf _{initial}	U-Pb возраст, млн лет	ε _{Hf} (T)	±1se	T _{Hf} (DM), млрд лет	T _{Hf} (DM) ^{crystal} , млрд лет
		¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±1se	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf						
Тапсинский массив, тоналит (проба Д895)											
45	2.1	0.282786	0.000013	0.000603	0.015898	0.282781	494	10.9	0.5	0.65	0.76
46	3.1	0.282764	0.000013	0.000553	0.015283	0.282759	486	9.9	0.4	0.68	0.81
47	4.1	0.282768	0.000013	0.000433	0.011979	0.282764	492	10.2	0.4	0.68	0.80
48	9.1	0.282764	0.000011	0.000855	0.022899	0.282756	484	9.8	0.4	0.69	0.82
49	8.1	0.282737	0.000011	0.000538	0.015053	0.282732	477	8.8	0.4	0.72	0.88
Обрамление Байсютского массива, тоналит (проба Д634)											
50	1	0.282781	0.000011	0.001035	0.031510	0.282772	475	10.1	0.4	0.67	0.79
51	2	0.282809	0.000009	0.000877	0.026749	0.282801	472	11.1	0.3	0.63	0.72
52	3	0.282822	0.000009	0.001094	0.033106	0.282812	475	11.5	0.3	0.61	0.70
53	4	0.282843	0.000009	0.001428	0.042797	0.282830	473	12.1	0.3	0.59	0.66
54	5	0.282782	0.000010	0.000635	0.018267	0.282776	471	10.2	0.4	0.66	0.78
Байсютский массив, плагиогранит (проба Д624)											
55	1.1	0.282830	0.000010	0.001238	0.036496	0.282819	465	11.6	0.4	0.60	0.69
56	2.1	0.282849	0.000009	0.000677	0.019317	0.282843	474	12.6	0.3	0.57	0.63
57	3.1	0.282817	0.000010	0.001544	0.045214	0.282803	475	11.2	0.4	0.63	0.72
58	4.1	0.282839	0.000010	0.001062	0.030280	0.282829	480	12.3	0.4	0.59	0.66
59	5.1	0.282838	0.000010	0.000948	0.026654	0.282830	476	12.2	0.4	0.59	0.66
Район пос. Унжей, тоналит (проба Д1000)											
60	3	0.282731	0.000011	0.000975	0.025541	0.282723	440	7.6	0.4	0.74	0.92
61	6	0.282727	0.000012	0.001456	0.040579	0.282714	460	7.7	0.4	0.75	0.93
62	1*	0.282690	0.000011	0.000690	0.017817	0.282684	473	7.0	0.4	0.79	0.99
63	2*	0.282718	0.000011	0.001998	0.053165	0.282700	471	7.5	0.4	0.78	0.95
64	4*	0.282715	0.000012	0.001269	0.033275	0.282703	474	7.7	0.4	0.77	0.95
65	5*	0.282723	0.000012	0.001428	0.036955	0.282711	472	7.9	0.4	0.76	0.93
Бренский массив, гранодиорит (проба Д1019е)											
66	2	0.282577	0.000011	0.000855	0.023729	0.282570	451	2.4	0.4	0.95	1.26
67	3	0.282671	0.000022	0.001458	0.041110	0.282659	451	5.6	0.8	0.83	1.06
68	5	0.282609	0.000011	0.001111	0.029347	0.282599	453	3.5	0.4	0.91	1.19
69	6	0.282590	0.000010	0.001263	0.030811	0.282580	448	2.7	0.4	0.94	1.24
70	8	0.282607	0.000011	0.000940	0.024606	0.282599	448	3.4	0.4	0.91	1.20
71	1*	0.282486	0.000011	0.000817	0.023963	0.282478	485	-0.1	0.4	1.08	1.45
72	7*	0.282642	0.000010	0.001036	0.028041	0.282633	479	5.3	0.4	0.87	1.10
73	4*	0.282637	0.000010	0.001299	0.034203	0.282623	570	7.0	0.4	0.88	1.07

Примечание: * – показаны номера точек, где выполнены изотопные измерения по ксеногенным цирконам, остальные – по магматическим цирконам. Изотопные исследования проведены по тем же локальным точкам, где ранее были выполнены U-Pb изотопные исследования [Руднев и др., 2006, Руднев, 2013].

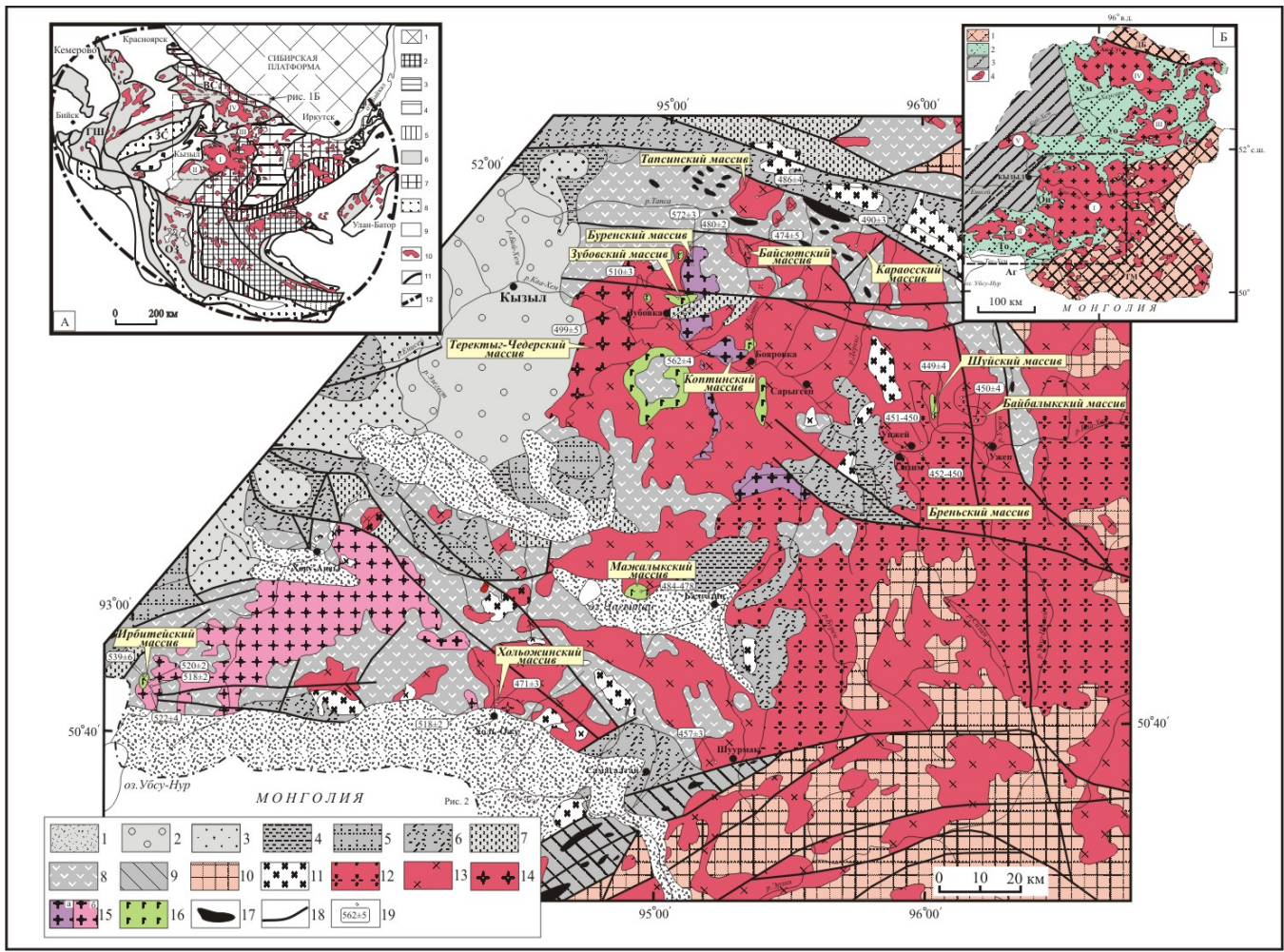


Рис. 1

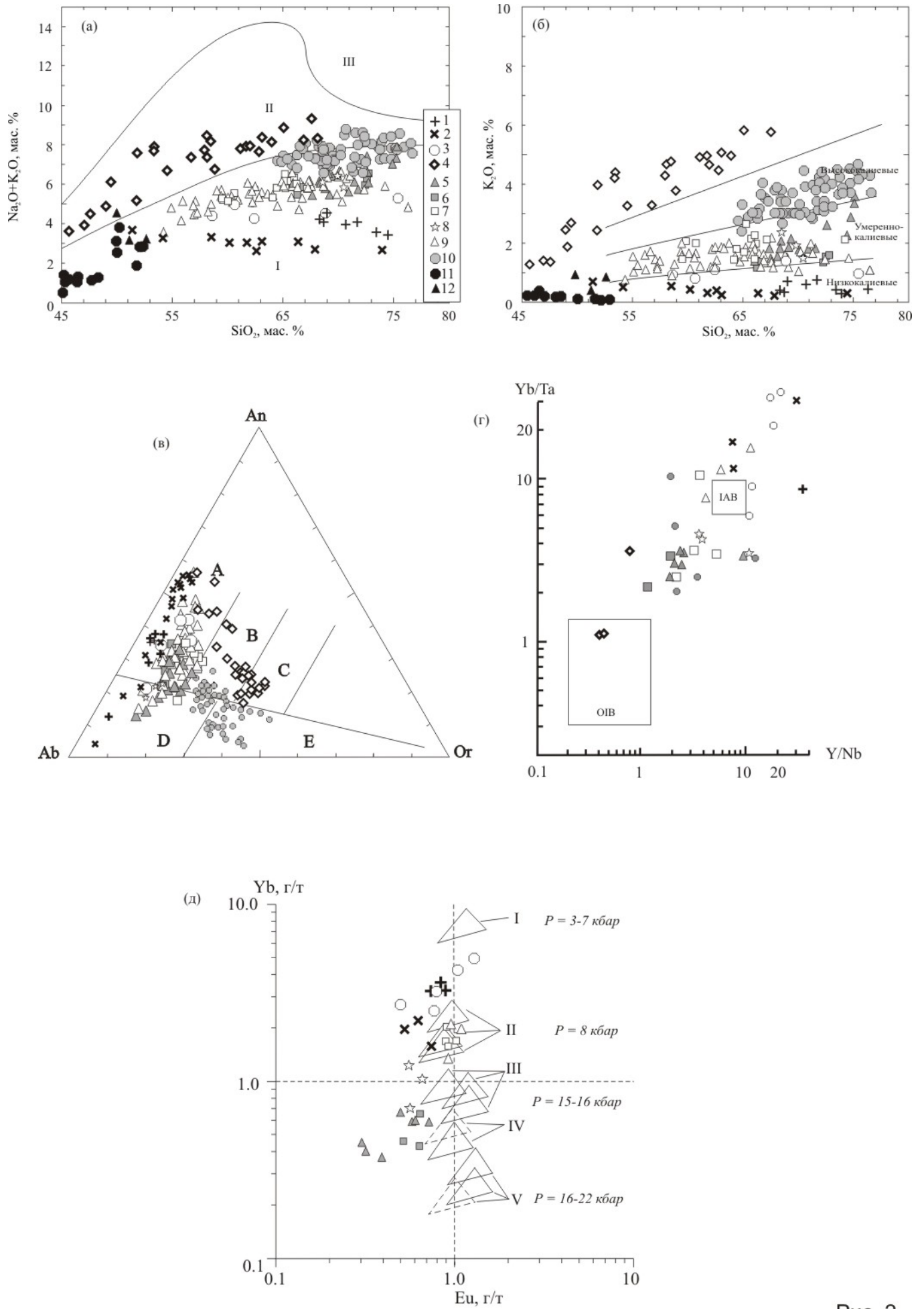


Рис. 2

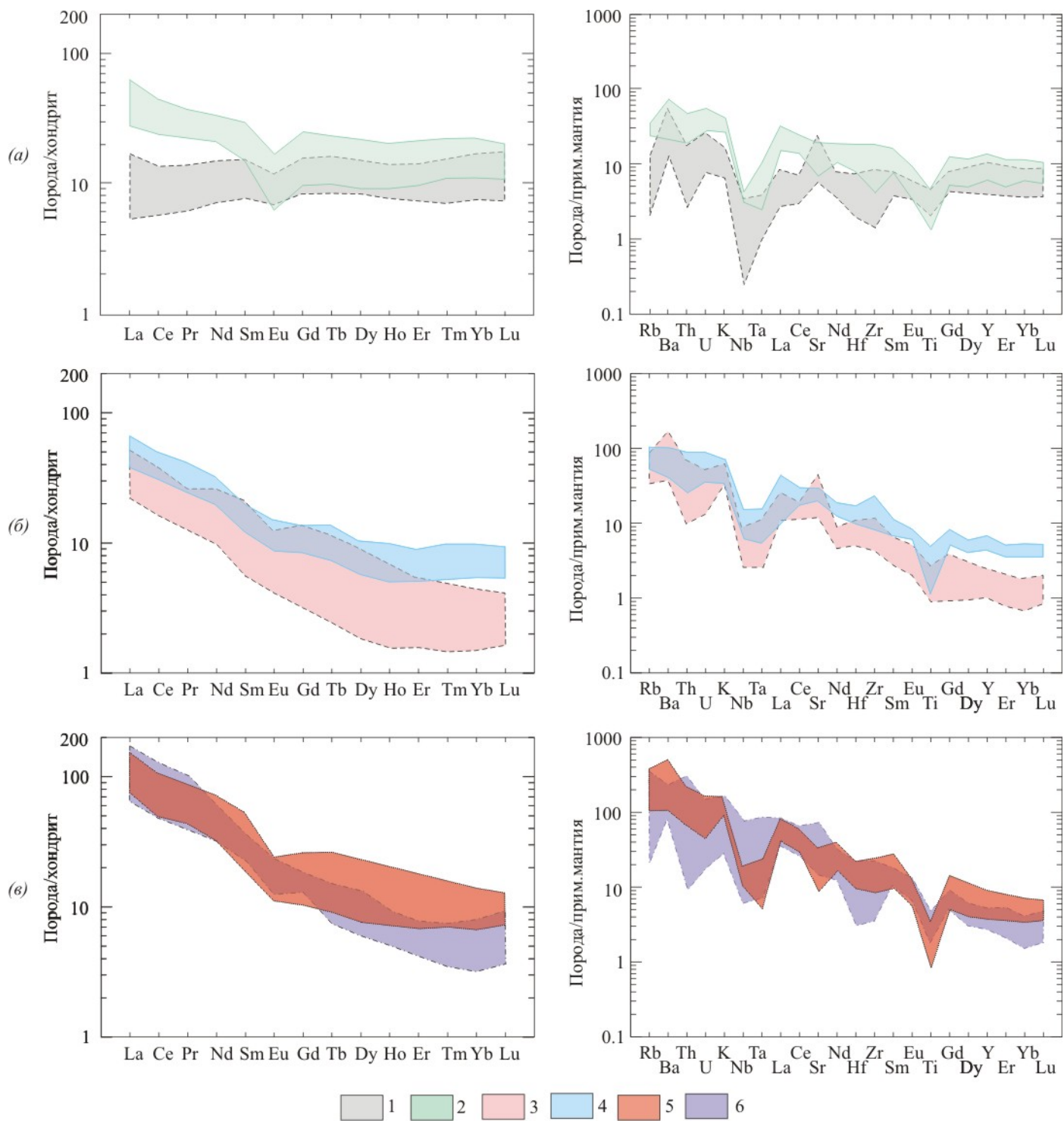


Рис. 3

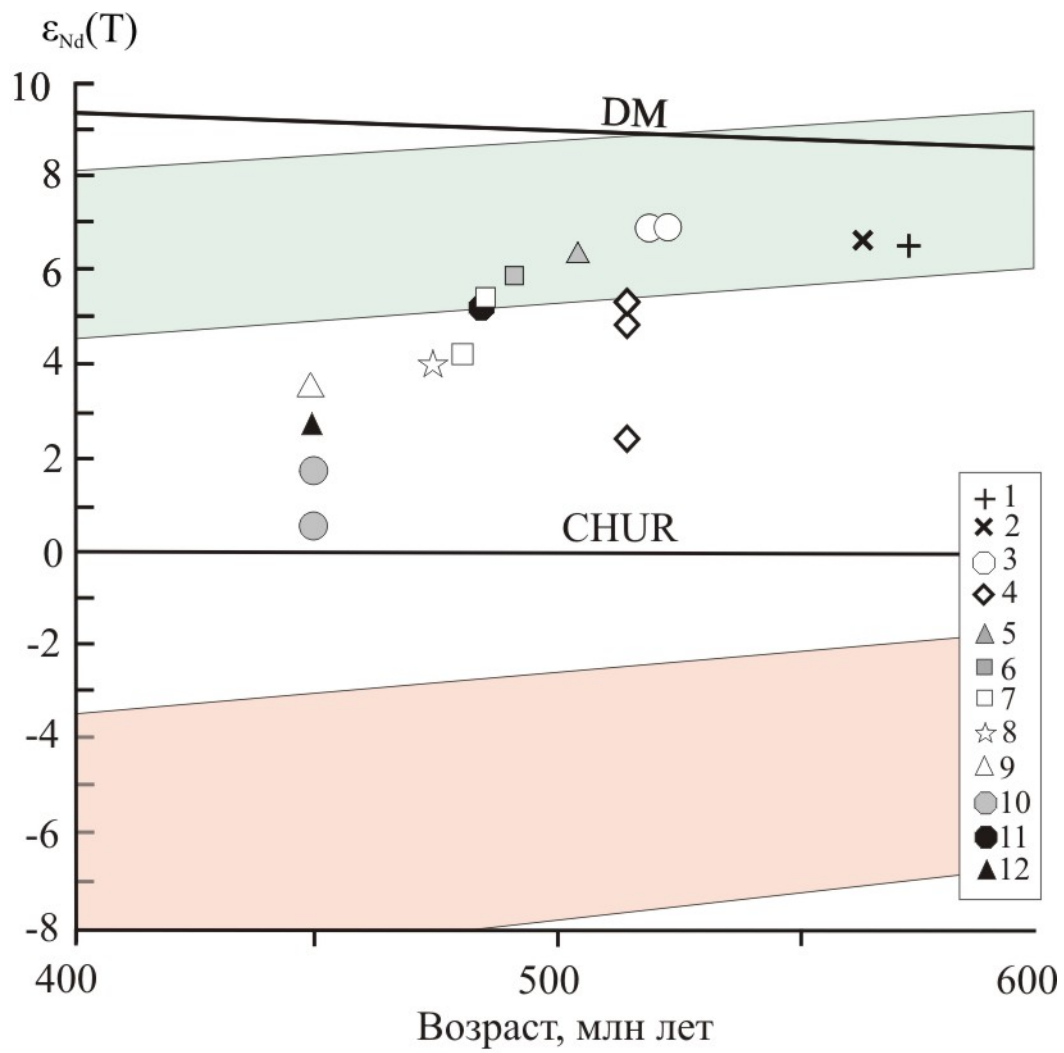


Рис. 4

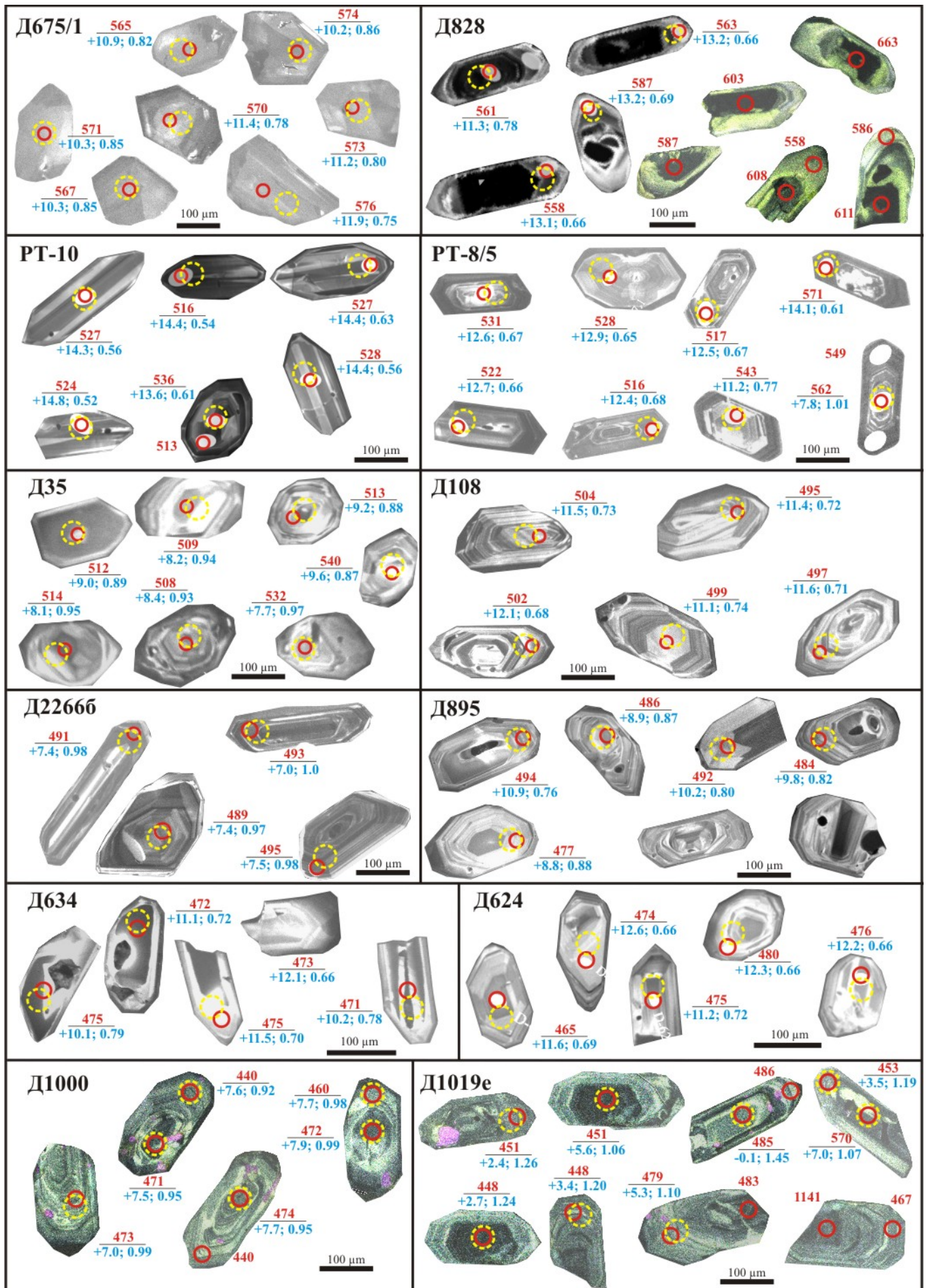


Рис. 5

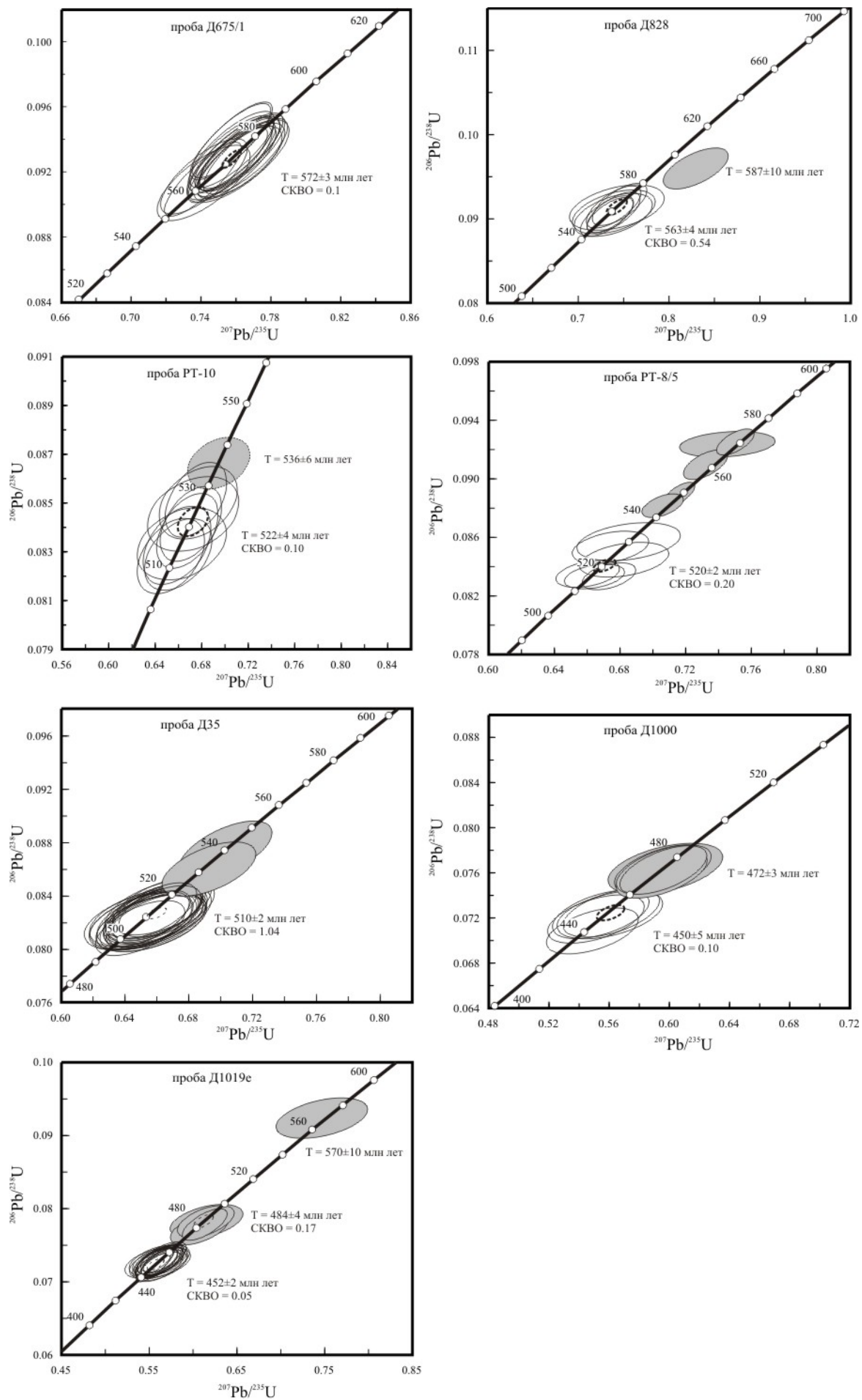


рис. 6

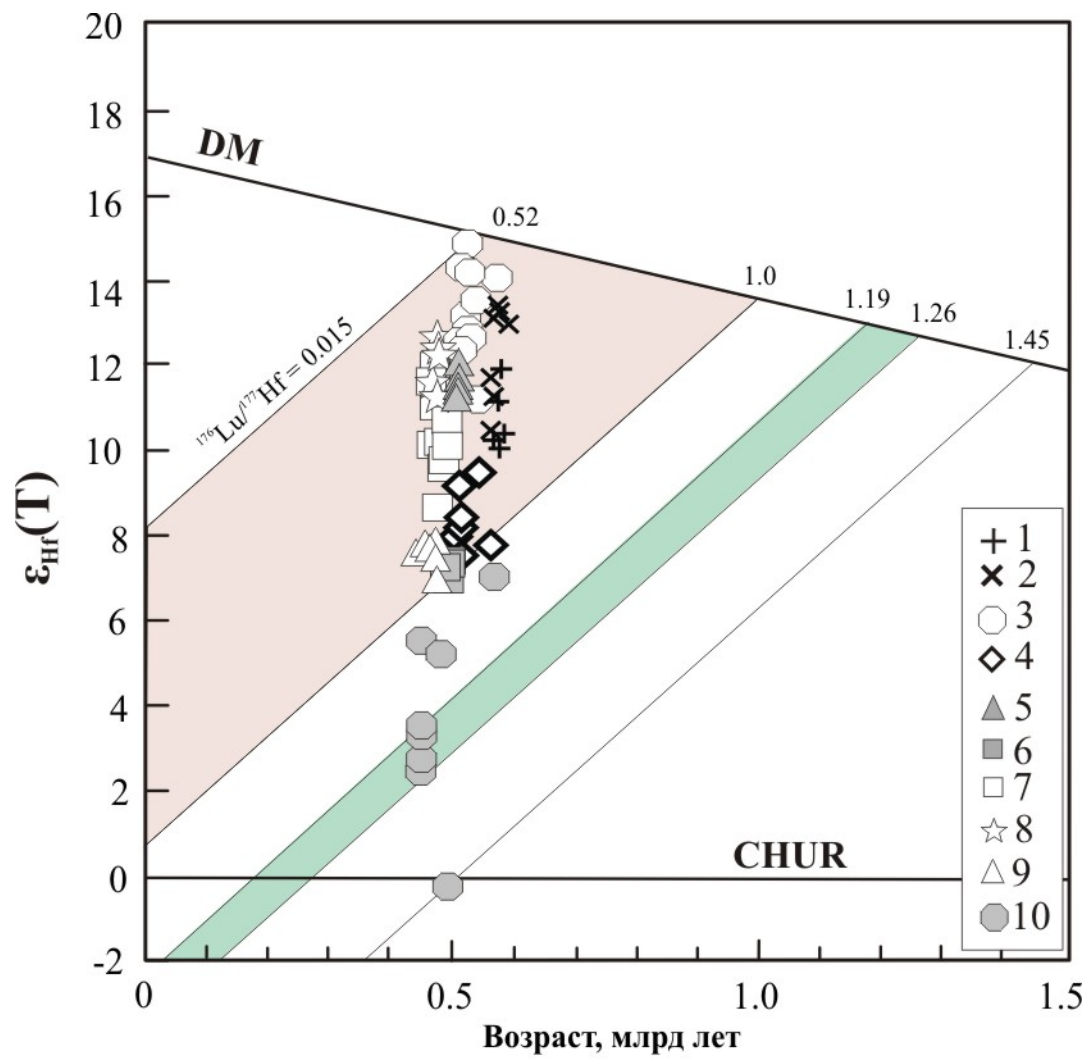


Рис. 7