

УДК 552.4:551.72(571.5)

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЕДИНИЧНЫХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

© 2007 г. Е. Б. Сальникова*, А. Б. Котов*, В. И. Левицкий**, Л. З. Резницкий***, А. И. Мельников***, И. К. Козаков*, В. П. Ковач*, И. Г. Бараш***, С. З. Яковлева*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**Институт геохимии СО РАН, Иркутск

***Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 01.03.2006 г.

Приведенные в статье геохронологические данные и результаты предшествующих U-Pb геохронологических исследований позволяют наметить следующие возрастные рубежи главных метаморфических событий, проявленных в пределах восточной части Иркутского блока Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы: 1) около 2.8 млрд. лет; 2) 2649 ± 6 – 2562 ± 20 млн. лет; 3) 1865 ± 4 – 1855 ± 5 млн. лет. Структурно-метаморфические преобразования первого эпизода метаморфизма протекали в условиях гранулитовой, а второго и третьего гранулитовой и амфиболитовой фаций. Формирование апокарбонатных метасоматитов восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы произошло в ходе раннепротерозойского метаморфического события, продолжительность которого составляла около 20 млн. лет. В совокупности с накопленными к настоящему времени данными о возрасте реперных коллизионных и постколлизионных гранитоидных комплексов фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления новые геохронологические данные показывают, что раннепротерозойская аккреция блоков фундамента Сибирского кратона происходила в направлении с востока на запад (в современных координатах) в возрастном интервале 1900–1840 млн. лет, что в первом приближении определяет продолжительность закрытия палеопротерозойского океана и время вхождения этого кратона в состав суперконтинента Колумбия.

Ключевые слова. Возрастные рубежи, метаморфизм, Шарыжалгайский краевой выступ, фундамент, Сибирская платформа, U-Pb датирование единичных зерен циркона.

ВВЕДЕНИЕ

Шарыжалгайский краевой выступ фундамента Сибирской платформы, ширина которого достигает 80 км, прослеживается в северо-западном направлении на расстояние около 300 км – от пос. Лиственичное на востоке до бассейна р. Оки на западе (рис. 1). Системой региональных разломов выступ разделен на Иркутный, Китайский и Булунский блоки. Глубокометаморфизованные породы шарыжалгайского комплекса, слагающие Иркутный блок (рис. 1), традиционно сопоставляются с высокометаморфизованными раннедокембрийскими комплексами Алданского и Анабарского щитов. Сведения по истории изучения, геологическому строению, последовательности проявления магматических и метаморфических процессов, петрологии и геохимии шарыжалгайского комплекса приведены в многочисленных публикациях (Крылов, Шафеев, 1969; Кузнецова, 1981; Грабкин, Мельников, 1981; Геология грану-

литов, 1981; Петрова, Левицкий, 1984; Эволюция земной коры..., 1991 и др.).

Иркутный блок (как и Шарыжалгайский выступ в целом) является одним из классических примеров областей полициклического развития эндогенных процессов. Однако единого мнения об эволюции метаморфических процессов в истории его геологического развития в настоящее время не существует. И.Н. Крылов и А.А. Шафеев (1969) выделяли в пределах этого блока два разновозрастных комплекса – гранулитовой (2.9–3.0 млрд. лет) и амфиболитовой (1.9–2.0 млрд. лет) фаций метаморфизма. При этом многие петрологи допускали возможность неоднократного проявления гранулитового метаморфизма. В частности, Ф.В. Кузнецова (1981) полагала, что гранулиты шарыжалгайского комплекса формировались в условиях трех субфаций глубинности – алданской, сутамской и чогарской (гранат-гиперстен-силлиманитовая и сапфирин-кварцевая ассоциа-

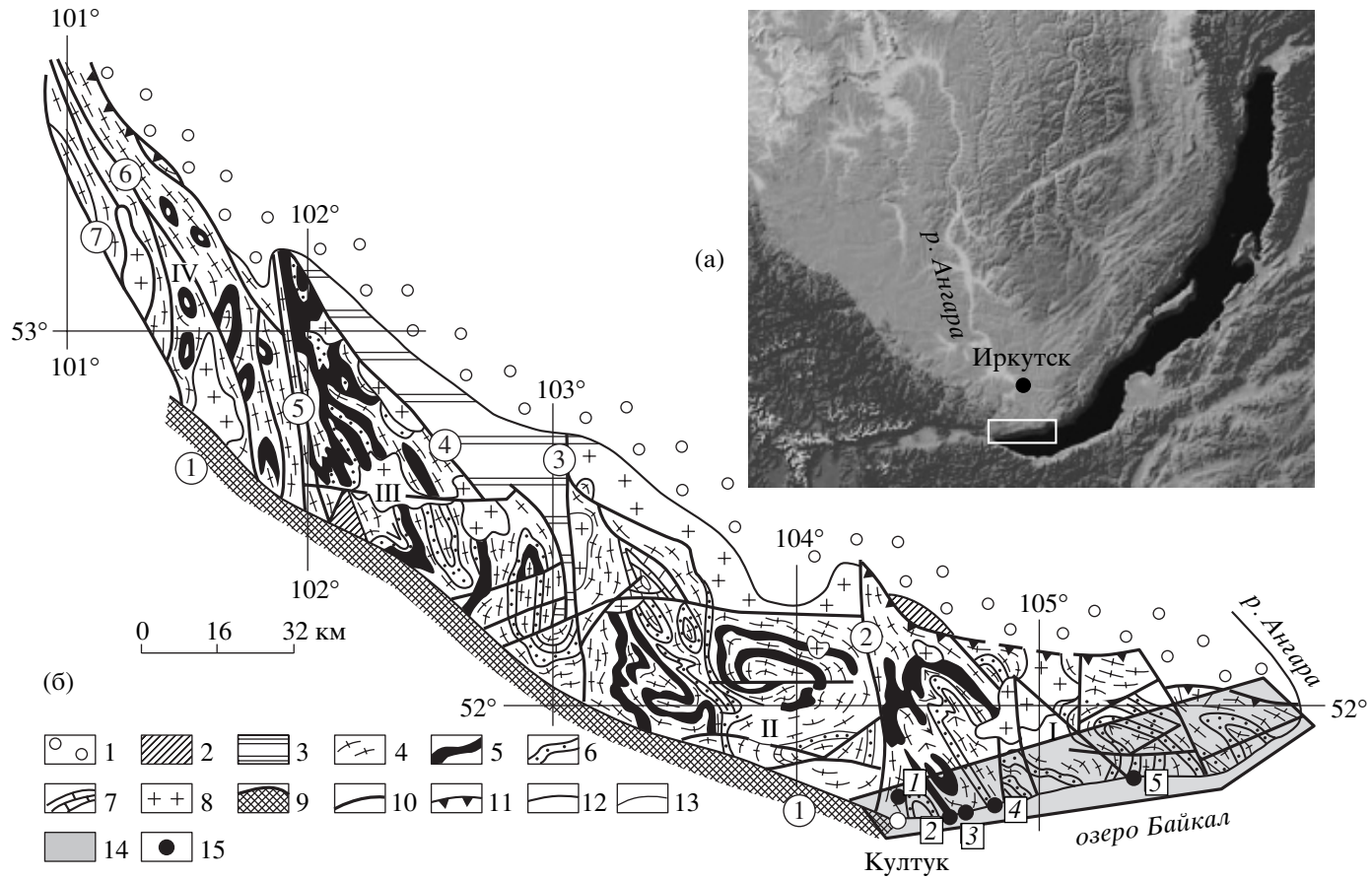


Рис. 1. Карта рельефа района озера Байкал (Атлас Иркутской области..., 1962) – а.

Структурно-геологическая схема Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы – б.

1 – платформенный чехол; 2 – позднепротерозойские породы приразломных грабенов; 3 – верхнеархейский Онетский зеленокаменный пояс; 4–7 – раннекембрийские породы Шарыжалгайского комплекса: 4 – гранитогнейсы и мигматиты, 5 – кристаллические сланцы и амфиболиты, 6 – гранатсодержащие гнейсы, 7 – карбонатные породы; 8 – гранитоиды Саянского комплекса; 9 – Главный Саянский разлом; 10 – крупные межблоковые разломы; 11 – надвиги; 12 – недифференцированные разломы; 13 – геологические границы; 14 – район исследований; 15 – места отбора проб для геохронологических исследований: 1 – карьер “Ангасолка” (проба 5813-3), 2 – 143 км КБЖД (проба 5848), 3 – 138 км КБЖД (пробы СШ-4 и СШ-6), 4 – 131 км КБЖД (проба Ш-7), 5 – район “Белая выемка”, 102–103 км КБЖД (пробы Ш-502/1, Ш-502/2, Ш-503). I–IV – блоки: I–II – Иркутский, III – Китойский, IV – Булунский. Цифры в кружках – разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Зазарский, 3 – Дабадский, 4 – Алагнино-Холомхинский, 5 – Онетский, 6 – Аларский, 7 – Точерский.

ции), тем самым не отрицая возможность проявления нескольких этапов метаморфизма гранулитовой фации. З.И. Петрова и В.И. Левицкий (1984) рассматривали метаморфизм шарыжалгайского комплекса как единый процесс, развивавшийся непрерывно во времени от условий гранулитовой до условий амфиболитовой фации.

На сегодняшний день для шарыжалгайского комплекса Иркутского блока получены многочисленные геохронологические данные (Сандиминова и др., 1979; Волобуев и др., 1980; Крылов и др., 1980; Бибикина и др., 1981, 1990; Брандт и др., 1985; Aftalion et al., 1991; Левицкий и др., 2003; Сальникова и др., 2003). При этом установлено, что формирование протолитов и высокотемпературный метаморфизм пород этого комплекса относится как к архейскому, так и раннепротерозойскому времени. К сожалению, геохронологические исследования прошлых лет имели во многом фрагментарный характер, поскольку были в первую очередь направлены на выделение наиболее древних этапов геологического развития, а не на расшифровку всей последовательности эндогенных событий, включая последовательность проявления метаморфизма. В ходе выполненных нами исследований в пределах Иркутского блока были выделены некоторые реперные структурно-разновозрастные магматические и ультраметагенные комплексы и проведено их датирование U-Pb методом по единичным зернам циркона и другим акцессорным минералам-геохронометрам, что позволило достаточно точно оценить возрастные границы позднеархейского и раннепротерозойского эпизодов высокотемпературного регионального метаморфизма.

ОБЪЕКТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пробы для геохронологических исследований отобраны на юго-западном побережье оз. Байкал, где в ходе строительства Кругобайкальской железной дороги (КБЖД) вскрыт практически непрерывно обнаженный разрез (около 84 км) шарыжалгайского комплекса (рис. 1). В этом разрезе наблюдается чередование двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев и плагиогнейсов, гиперстеновых и биотит-гиперстеновых гнейсов и, наконец, высокоглиноземистых биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновых и биотит-гранат-силлиманит-гиперстеновых гнейсов. Породы гранулитовой фации в разной степени диафторированы в условиях амфиболитовой фации, вплоть до полного исчезновения гранулитовых парагенезисов в зонах вторичного рассланцевания. Кроме того, в разрезе присутствуют доломитовые и кальцитовые мраморы, кварциты и метагипербазиты, доля которых не превышает 1–2%. При этом, как отмеча-

ют многие исследователи (Грабкин, Мельников, 1980 и др.), породы гранулитовой фации метаморфизма более широко распространены в восточной части разреза, тогда как в его западной части площади развития различно метаморфизованных пород сопоставимы. Следует также отметить, что в современном эрозионном срезе Иркутского блока около 70% его площади занимают выходы разнообразных по составу автохтонных и аллохтонных ультраметагенных пород – мигматитов и гранитоидов (эндербитов, чарноэндербитов, чарнокитов, сиенитов, граносиенитов, гранодиоритов, гранитов и пегматитов).

Для геохронологических исследований в качестве объектов были выбраны (с запада на восток) (рис. 1):

1. Пегматиты (карьер МПС “Ангасолка”), жильные и дайковые тела (0.5–5 м) которых пересекают кристаллизационную сланцеватость в двупироксеновых кристаллических сланцах и автохтонных эндербитах, в том числе испытавших частичный диафторез в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма.

Пегматиты состоят из розового пертитового микроклина (45–60%), кварца (10–55%), биотита (до 15%) и плагиоклаза (2–10%). Среди акцессорных минералов отмечаются магнетит, апатит, сфен и циркон. Последние два минерала нередко наблюдаются в виде довольно хорошо образованных крупных кристаллов размером от 1–1.5 см (циркон) до 3–4 см (сфен). Количественные соотношения минералов вкрест и по простиранию пегматитовых жил очень сильно меняются, вплоть до появления в верхних частях жил обособлений мощностью до 1 м, сложенных одним кварцем или микроклином. Кроме того, этими минералами, как правило, обогащены центральные части пегматитовых жил, тогда как в их краевых частях резко возрастает доля биотита, сфена и циркона.

2. Ультраметагенные пегматоидные граниты (143 км КБЖД), которые образуют обособления неправильной формы, обладающие нечеткими, расплывчатыми (диффузными) контактами с окружающими породами – диафторированными в условиях амфиболитовой фации биотит-гиперстеновыми и биотит-двупироксеновыми плагиогнейсами. От таких обособлений часто “отходят” ветвистые жильные тела пегматоидных гранитов мощностью 0.2–1.5 м, пересекающие мигматитовую полосчатость и наиболее позднюю кристаллизационную сланцеватость.

Для пегматоидных гранитов характерно крупно- и гигантозернистое сложение, ортогекситовая и (или) пегматоидная структура и массивная текстура. Они сложены микроклином (45–55%), кварцем (40–45%), плагиоклазом (An_{20–29}, 20–25%) и биотитом (5–10%). В качестве акцессорных мине-

ралов присутствуют апатит, циркон, магнетит и ортит.

3. Метагаббро и метагаббронориты (138 км КБЖД, станция Шарыжалгай), которые слагают линзовидные будины, залегающие среди двупироксеновых кристаллических сланцев, плагиогнейсов и мигматитов. Габброиды интенсивно рассланцованы в условиях гранулитовой и (или) амфиболитовой фаций. Они представляют собой средне- крупнозернистые породы с прекрасно выраженной линейностью, сложенные плагиоклазом (An_{57-62}) и ромбическим и (или) моноклинным пироксеном, по которым развивается более кислый плагиоклаз (An_{47-48}) в ассоциации с роговой обманкой и, позднее, бесцветный слабоокрашенный амфибол тремолит-актинолинового ряда и эпидот. Реликтовые магматические структуры сохраняются только в центральных частях наиболее крупных будин.

Ультраметагенные пегматоидные граниты (138 км КБЖД, станция Шарыжалгай), жильные тела которых пересекают кристаллизационную сланцеватость и линейность в метагаббро. Эти граниты обладают неравномернозернистым (от средне- и крупнозернистого до гигантозернистого) сложением, ортотектитовой и (или) пегматоидной структурой, массивной текстурой и состоят из микроклина (40–60%), кварца (35–45%), плагиоклаза (An_{25-27} , 5–15%) и темно-коричневого биотита (1–3%). Акцессорные минералы – апатит, циркон и магнетит.

4. Лейкократовые биотитовые граниты (131 км КБЖД), образующие маломощные (0.5–0.7 м) жильные тела, которые разлинзованы и приведены в субпараллельное положение по отношению к плоскостным структурным элементам вмещающих пород (двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы) в ходе формирования наиболее поздних зон рассланцевания гранулитовой фации метаморфизма. Рассматриваемые граниты имеют среднезернистое сложение, гранобластовую структуру и массивную или сланцеватую текстуру. Они сложены пертитовым микроклином (45–50%), кварцем (40–45%), кислым плагиоклазом (An_{25-27} , 15–20%) и биотитом (2–3%). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

5. Апокарбонатные метасоматиты (шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры), а также ультраметагенные пироксеновые сиениты и чарноэндрбиты района “Белая выемка” (102–103 км КБЖД), формирование которых связано с заключительным эпизодом метаморфизма гранулитовой фации, проявленного в породах шарыжалгайского комплекса (Петрова, Левицкий, 1984).

По геологическому положению и минералогическим особенностям на Белой Выемке

отчетливо выделяются два типа апокарбонатных метасоматических пород.

Метасоматиты I типа представлены шпинель-форстеритовыми кальцифирами и скарнами, которые образуют в доломитовых мраморах многочисленные жильные и линзовидные тела вне пространственной связи с магматическими породами. Мощность жильных тел метасоматитов изменяется от 10 до 50 см. По простиранию они прослеживаются на расстояние до 20 м. Размеры линзовидных тел метасоматитов достигают 10 × 20 × 40 см.

Кальцифиры и скарны представляют собой мелко-крупнозернистые породы белого и серовато-белого цвета с такситовой и реже массивной текстурой, имеющие между собой как резкие, так и постепенные переходы. Они сложены реликтовым корродированным доломитом (0–20%), новообразованным магнезиальным кальцитом (1–85%), форстеритом (5–70%), шпинелью красных и розовых оттенков (0.5–30%) и хромдиоксидом (0–5%). Вторичные минералы представлены флогопитом, пирротинном, хлоритом и серпентином, а акцессорные – бадделейтом, апатитом, рутилом. Обычно матрицу породы составляют шпинель-форстеритовые кальцифиры, в которых отмечаются “включения” биминеральных шпинель-форстеритовых скарнов.

Метасоматические породы II типа приурочены к контактам доломитовых мраморов с прорывающими их жильными телами и штоками пироксеновых сиенитов и граносиенитов мощностью от 0.5 м до 1.5–20 м, которые имеют ультраметагенное происхождение (Левицкий, Петрова, 1982; Петрова, Левицкий, 1984). При этом в тыловых частях метасоматических колонок образуются шпинель-пироксеновые и пироксеновые скарны или нефелинсодержащие метасоматиты (с калиевым полевым шпатом, диопсидом, форстеритом и кальцитом), а в передовых – форстеритовые и шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры. В частности, на контакте пироксеновых сиенитов и доломитовых мраморов наблюдается следующая зональность: нефелин-калишпат-пироксеновая порода – пироксеновый скарн – шпинель-форстеритовый кальцифир. Пироксеновые сиениты представляют собой массивные лейкократовые породы среднезернистого сложения, состоящие из калиевого полевого шпата – ортоклаза (80–85%), пироксена (15–17%) и титанита (2–3%). В качестве акцессорных минералов отмечаются циркон и апатит.

Чарноэндрбиты являются одними из наиболее характерных ультраметагенных гранитоидов шарыжалгайского комплекса. Обычно они приурочены к участкам развития двупироксеновых кристаллических сланцев и плагиогнейсов и завершают структурно-возрастной ряд ультраметагенных гранитоидов: двупироксеновые плагиогнейсы – калишпатовые мигматиты – тене-

вые калишпатовые мигматиты (автохтонные и субавтохтонные чарноэндрбиты) – аллохтонные чарноэндрбиты. Как правило, чарноэндрбиты представляют собой массивные, иногда неяснополосчатые средне- крупнозернистые породы темно-зеленовато-серого цвета, которые состоят из плагиоклаза (25–30%), микроклина с ленточными и линзовидными пертитами (30–35%), гиперстена (5–10%), кварца (10–15%), моноклинного пироксена (2–5%) и бурой роговой обманки (2–3%). Среди акцессорных минералов отмечаются циркон, апатит и магнетит.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение акцессорных минералов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb изотопные исследования выполнены главным образом для единичных зерен циркона и только в отдельных случаях для достаточно больших навесок (0.2–0.8 мг) циркона и бадделеита. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 а. е. м). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” (Ludwig, 1991) и “ISOPLOT” (Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Изотопные исследования единичных зерен циркона выполнены в ИГГД РАН и в Макс-Планк Институте химии (MPI) (г. Майнц, Германия). Для удаления поверхностного загрязнения зерна циркона обрабатывались спиртом и уксусом в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1M HNO₃ и 1M HCl в течение 20 минут на теплой плитке. Для изотопных исследований использовался смешанный трасер ²³³U-²³⁵Th-²⁰²Pb (MPI) и ²³⁵U-²⁰⁸Pb (ИГГД РАН). Холостое загрязнение составляло 9 (MPI) и 30 пг Pb (ИГГД РАН). Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолюминесценции (CLC метод (Poller et al., 1997)). В последнем случае для U-Pb изотопных исследований использовалась ~1/2 часть зерна циркона, извлеченная непосредственно из препарата для катодолюминесцентных исследований. Разложение и химическое выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973) (ИГГД РАН) и методике Т. Кроу (Krogh, 1978) и Р. Парриша (Parish, 1987), модифицированной И. Вендом и В. Тодтом (Wendt and Todt, 1991) (MPI).

Изотопные исследования бадделеита и больших навесок циркона проведены в ИГГД РАН. Химическое разложение и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пегматит (карьер МПС “Ангасолка”). Проба для геохронологических исследований (5813-3) отобрана из краевой части пегматитовой жилы мощностью около 1 м, обогащенной биотитом, цирконом и сфеном. Акцессорный циркон, выделенный из пробы 5813-3, представлен крупными (+150–800 мкм) прозрачными и полупрозрачными идиоморфными кристаллами призматического и короткопризматического облика (Кудл. = 1.5–3.0) (рис. 2а, б) вишневого цвета с зональным внутренним строением (рис. 3а, б). В некоторых случаях зональное строение частично нарушено “участками” перекристаллизации. Кристаллы циркона огранены призмой {100}, {110} и дипирамидой {101}, {111}, {201}, {112}.

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех навесок циркона из фракции >100 мкм (№ 1–3, таблица), в том числе подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке (Krogh, 1982) (№ 2, 3; таблица). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию (рис. 4а), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2557 ± 28 , а нижнее – 1808 ± 90 млн. лет (СКВО = 0.47). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его кристаллизации из расплава, что дает все основания рассматривать оценку возраста 2557 ± 28 млн. лет как возраст формирования пегматитовых жил.

Ультраметагенные пегматоидные граниты (143 км КБЖД). Проба ультраметагенных пегматоидных гранитов (5848) отобрана из жильного тела мощностью 40 см, пересекающего наиболее позднюю кристаллизационную сланцеватость и мигматитовую полосчатость в диафторированных в условиях амфиболитовой фации биотит-двупироксеновых плагиогнейсах.

В пробе 5848 преобладают прозрачные, редко полупрозрачные идиоморфные кристаллы циркона призматического и короткопризматического облика (рис. 2в–д) коричневого и светло-коричневого цвета. Основными элементами огранки кристаллов являются грани призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111}, {112}, {112}. Циркон характеризуется пониженной люминесценцией, секториальным внутренним строением, а также практически полным отсутствием зональности (рис. 3в, г). В редких случаях зерна цир-

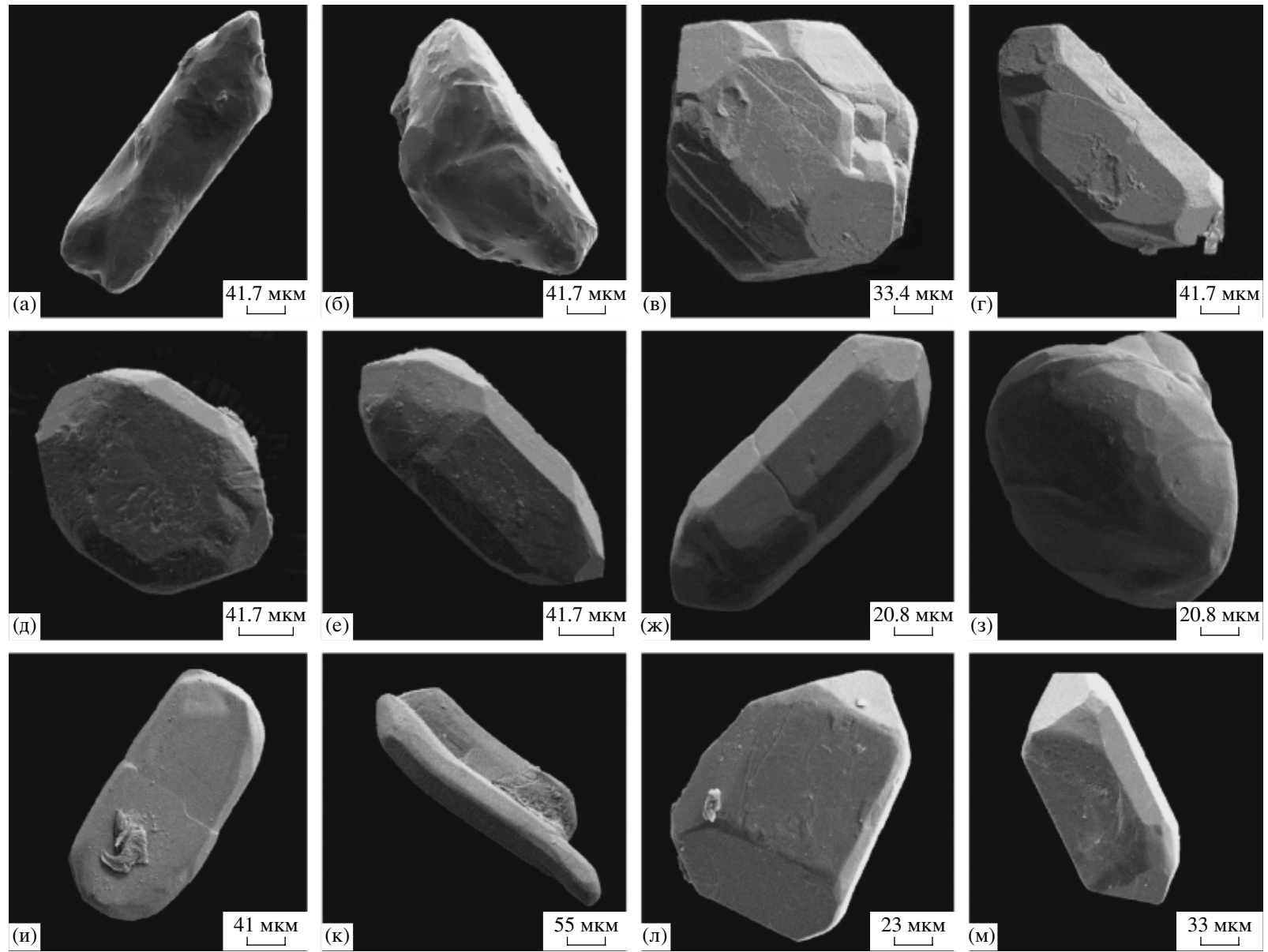


Рис. 2. Микрофотографии циркона и бадделеита (м, н), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме вторичных электронов. а, б – пегматит (проба 5813); в–д – ультраметагенный пегматоидный гранит (проба 5848); е, ж – метагаббро (проба СШ-4); з, и – ультраметагенный пегматоидный гранит (проба СШ-6); к, л – лейкократовый биотитовый гранит (проба Ш-7); м, н – шпинель-форстеритовый кальцифир (проба Ш-503); о, п – пироксеновый сиенит (проба Ш-502/2); р–т – черноэндербит (проба Ш-501/1).

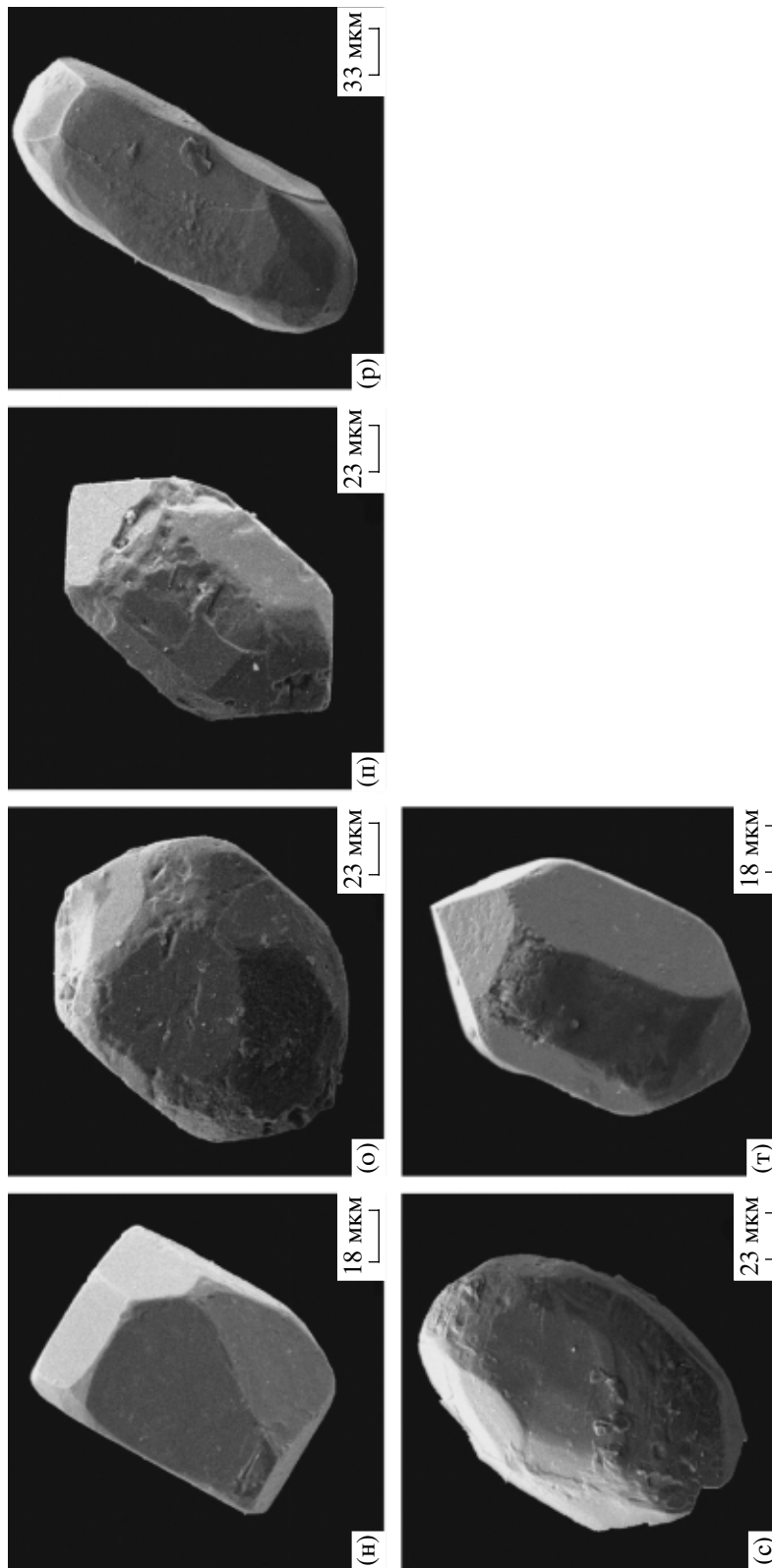


Рис. 2. Окончание.

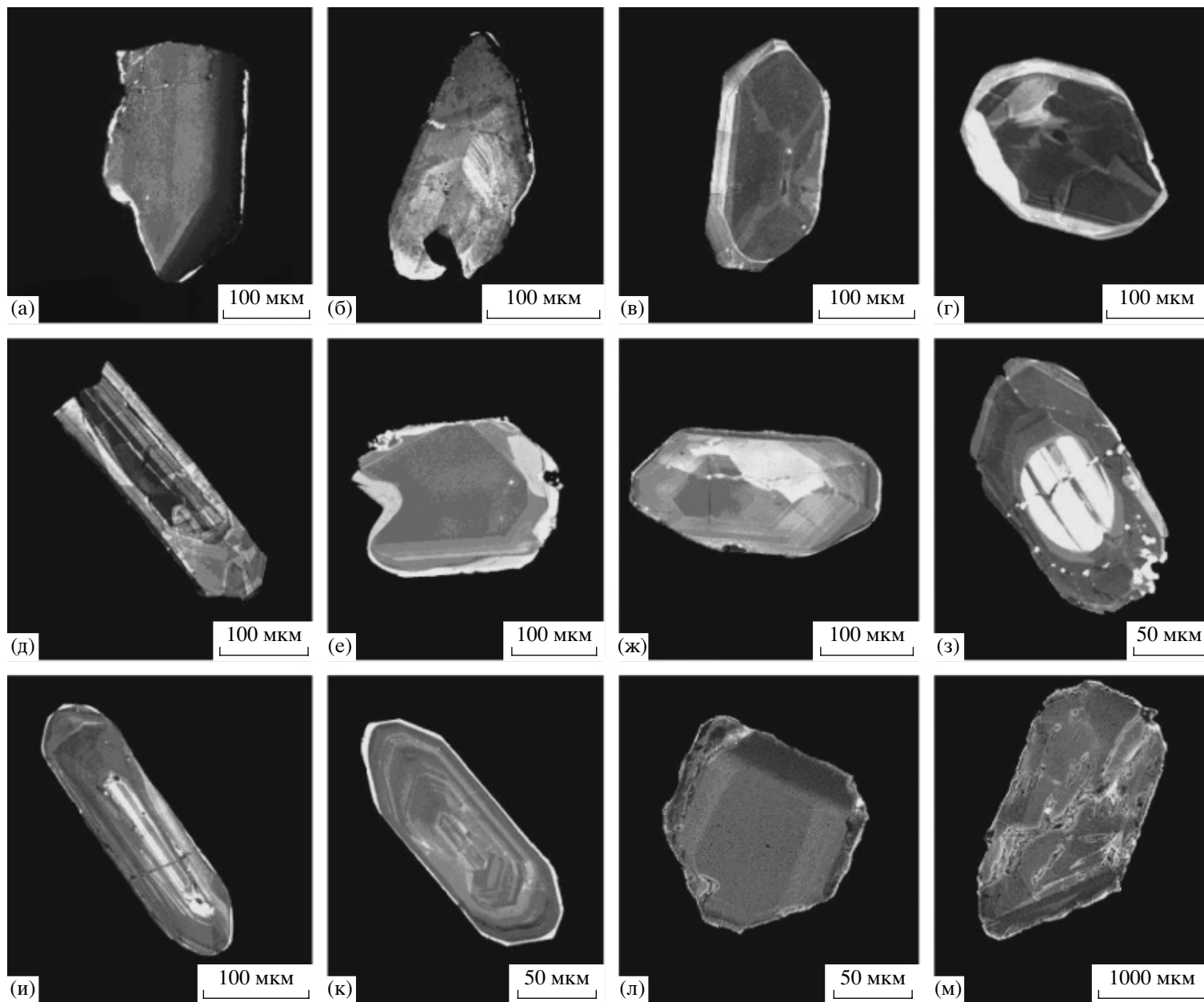


Рис. 3. Микрофотографии циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе CamScan в режиме катодолуминесценции.
 а, б – пегматит (проба 5813); в, г – ультраметагенный пегматоидный гранит (проба 5848); д, е – метагаббро (проба СШ-4); ж-и – ультраметагенный пегматоидный гранит (проба СШ-6); к–м – лейкократовый биотитовый гранит (проба Ш-7); н–п – пироксеновый сиенит (проба Ш-502/2); р, с – чарноэндербит (проба Ш 501/1).

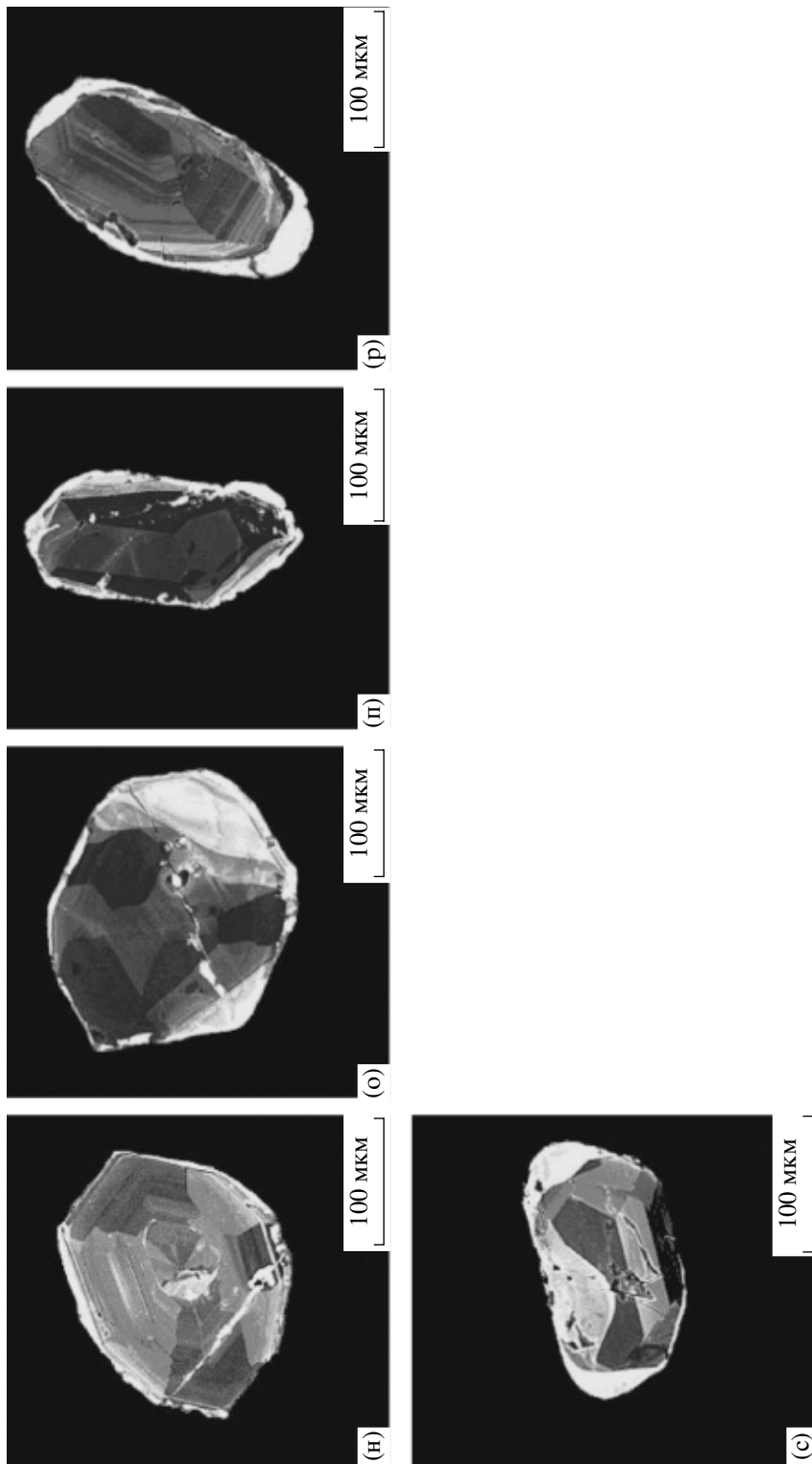


Рис. 3. Окончание.

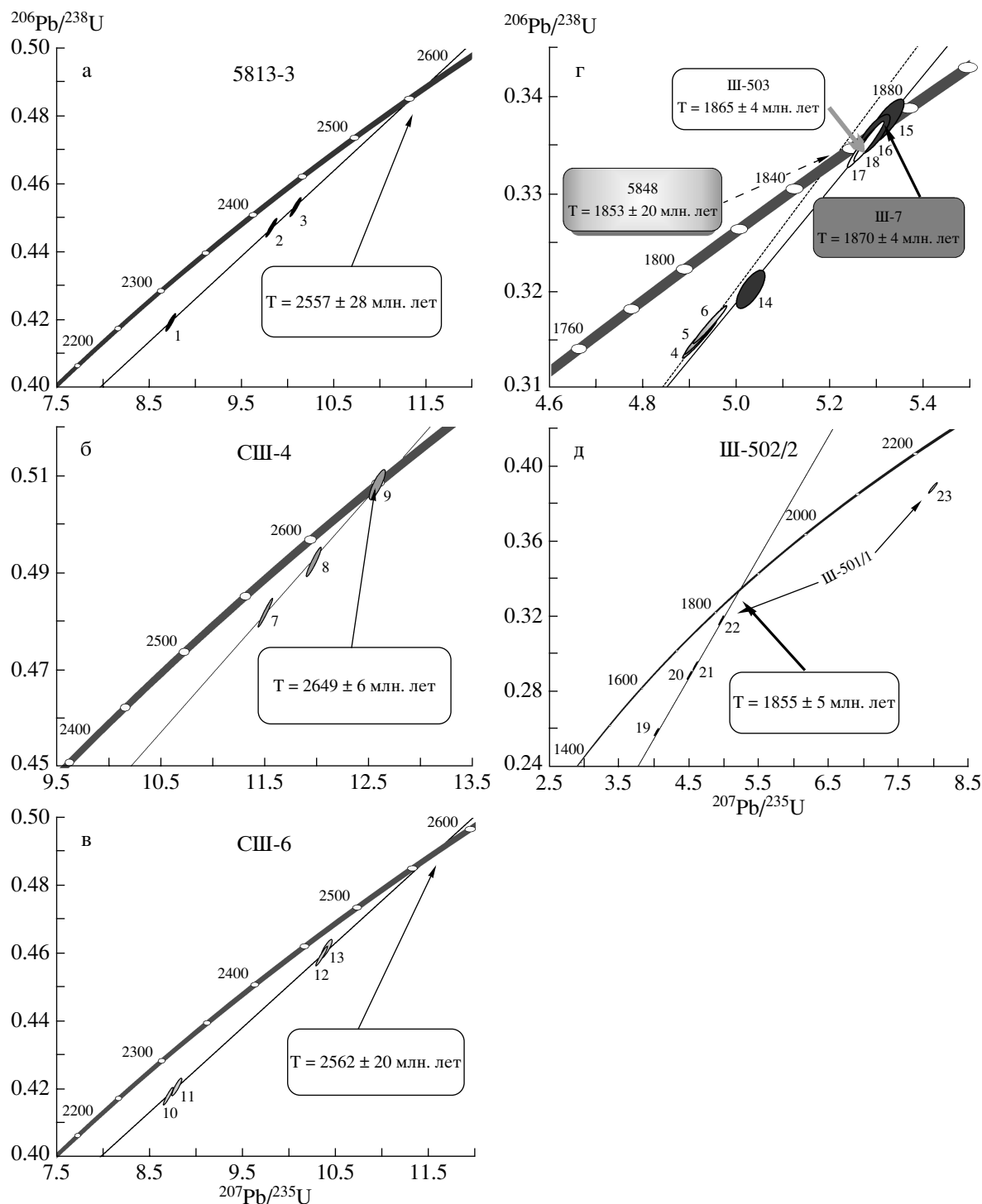


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов и бадделеита из гранитоидов и метасоматитов Иркутского блока. а – пегматит (проба 5813); б – метагаббро (проба СШ-4); в – ультраметагенный пегматоидный гранит (проба СШ-6); г – ультраметагенный пегматоидный гранит (проба 5848), лейкократовый биотитовый гранит (проба Ш-7) и бадделеит из шпинель-форстеритового кальцифира (проба Ш-503); д – пироксеновый сиенит (проба Ш-502/2) и черноэндербит (проба Ш-501/1).

кона содержат мелкие унаследованные ядра светло-коричневого цвета с пониженным двупреломлением. Размер зерен циркона варьирует от 40 до 500 мкм; Кудл. = 1.5–2.5.

Для U-Pb геохронологических исследований из размерной фракции >100 мкм были выбраны два прозрачных зональных кристалла циркона призматического (№ 4, таблица) и короткопризматического

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов и бадделейта из гранитоидов и метасоматитов Иркутского блока

№	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho ^б	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^а	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^а	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Пегматит (проба 5813-3)													
1	>100	0.46	105	216	1948	0.1510 ± 1	0.1856 ± 1	8.7366 ± 175	0.4195 ± 8	0.92	2311 ± 5	2258 ± 5	2358 ± 1
2	>100, А 50%	0.41	78.3	142	1609	0.1593 ± 1	0.2459 ± 1	9.8276 ± 197	0.4474 ± 9	0.95	2419 ± 5	2384 ± 5	2449 ± 1
3	>100, А 70%	0.29	75.9	134	1835	0.1614 ± 1	0.2610 ± 1	10.088 ± 20	0.4534 ± 9	0.94	2443 ± 5	2410 ± 5	2470 ± 1
Ультраметагенный пегматоидный гранит (проба 5848)													
4	1з	—*	U/Pb = 3.22		22686	0.11328 ± 12	0.0324 ± 1	4.9190 ± 294	0.3149 ± 19	0.98	1806 ± 11	1765 ± 11	1853 ± 2
5	1з	—*	U/Pb = 3.23		16663	0.11325 ± 12	0.0261 ± 1	4.9232 ± 271	0.3153 ± 17	0.98	1806 ± 10	1767 ± 10	1852 ± 2
6	1з, CLC	—*	U/Pb = 3.17		2659	0.11327 ± 13	0.0237 ± 1	4.9410 ± 262	0.3164 ± 16	0.98	1809 ± 10	1772 ± 9	1853 ± 2
Метагаббро (проба СШ-4)													
7	–150 + 100, А 60%	—*	U/Pb = 1.70		3024	0.1732 ± 1	0.2301 ± 1	11.510 ± 23	0.4819 ± 10	0.97	2565 ± 5	2535 ± 5	2589 ± 1
8	–150 + 100, А 40%	0.32	32.2	53.7	2221	0.1765 ± 1	0.2278 ± 2	11.977 ± 24	0.4923 ± 10	0.94	2603 ± 5	2580 ± 5	2620 ± 1
9	>150, 2з, А 50%	—*	U/Pb = 1.53		2101	0.1796 ± 2	0.2949 ± 1	12.586 ± 26	0.5082 ± 10	0.84	2649 ± 6	2649 ± 5	2649 ± 2
Ультраметагенный пегматоидный гранит (проба СШ-6)													
10	>100, 5з, А 60%	—*	U/Pb = 2.27		1425	0.1508 ± 2	0.0579 ± 1	8.7012 ± 291	0.4184 ± 13	0.93	2307 ± 8	2253 ± 7	2355 ± 2
11	>100, 2з, А 60%	—*	U/Pb = 2.21		1915	0.1514 ± 1	0.0924 ± 1	8.7914 ± 176	0.4211 ± 8	0.89	2317 ± 5	2265 ± 5	2362 ± 1
12	>100, 1з, А 10%	—*	U/Pb = 2.05		5037	0.1633 ± 1	0.0675 ± 1	10.346 ± 21	0.4595 ± 9	0.95	2466 ± 5	2437 ± 5	2490 ± 1
13	>100, 1з, А 40%	—*	U/Pb = 2.03		2347	0.1634 ± 1	0.0705 ± 1	10.397 ± 21	0.4616 ± 9	0.87	2471 ± 5	2447 ± 5	2491 ± 2
Лейкократовый биотитовый гранит (проба Ш-7)													
14	>100, 3з, CLC	—*	U/Pb = 2.95		754	0.1138 ± 3	0.1016 ± 1	5.0208 ± 191	0.3199 ± 11	0.71	1823 ± 7	1789 ± 6	1861 ± 5
15	>100, 2з, А 30%, CLC	—*	U/Pb = 2.69		709	0.1144 ± 4	0.1707 ± 1	5.3203 ± 312	0.3373 ± 19	0.81	1872 ± 11	1874 ± 10	1871 ± 6
16	>100, 1з, А 60%, CLC	—*	U/Pb = 2.74		443	0.1143 ± 4	0.0762 ± 1	5.2941 ± 284	0.3359 ± 17	0.81	1868 ± 10	1867 ± 9	1869 ± 6
Шпинель-форстеритовый скарн (проба Ш-503)													
17	Badd., >100, св.-кор.	0.77	63.2	193	4940	0.1142 ± 1	0.0139 ± 1	5.2698 ± 105	0.3346 ± 7	0.96	1864 ± 4	1861 ± 4	1868 ± 1
18	Badd., >150, темно-кор.	0.24	154	471	6398	0.1143 ± 1	0.0163 ± 1	5.2827 ± 106	0.3352 ± 7	0.96	1866 ± 4	1864 ± 4	1869 ± 1
Пироксеновый сиенит (проба Ш-502/2)													
19	1з	—*	U/Pb = 3.11		10107	0.11365 ± 15	0.1999 ± 2	4.0431 ± 243	0.2580 ± 14	0.97	1643 ± 9	1480 ± 8	1854 ± 2
20	1з	—*	U/Pb = 4.44		9826	0.11352 ± 15	0.2015 ± 1	4.5138 ± 271	0.2884 ± 17	0.98	1734 ± 10	1634 ± 10	1856 ± 2
21	1з	—*	U/Pb = 2.72		12890	0.11361 ± 16	0.2160 ± 1	4.5964 ± 262	0.2935 ± 16	0.97	1749 ± 10	1659 ± 9	1858 ± 3
Чарноэндербит (проба Ш-501/1)													
22	1з, I тип, CLC	—*	U/Pb = 3.19		19681	0.1133 ± 1	0.0301 ± 1	4.9655 ± 262	0.3178 ± 17	0.98	1814 ± 10	1779 ± 9	1854 ± 2
23	1з, II тип	—*	U/Pb = 2.14		4341	0.1489 ± 3	0.2464 ± 1	7.9809 ± 503	0.3885 ± 23	0.96	2229 ± 14	2118 ± 13	2333 ± 3

Примечания. ^а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец, ^б – Rho – коэффициент корреляции погрешностей ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; Badd. – бадделейт; * – навеска циркона не определялась; 1з, 2з, 3з, 5з – количество проанализированных зерен; CLC – выбор ед. зерна осуществлялся с помощью катодолюминесценции (Poller et al., 1997); А 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после точки.

ческого (№ 5, таблица) габитуса. Кроме того, была проанализирована 1/2 часть призматического кристалла циркона, выбранного с помощью катодOLUMИНЕСЦЕНТНОГО КОНТРОЛЯ (№ 6, таблица). Изученные кристаллы циркона характеризуются дискордантными U/Pb отношениями и близкими значениями возраста, рассчитанного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, средняя величина которого составляет 1853 ± 1 млн. лет (таблица). На диаграмме с конкордий (рис. 4г) точки изотопного состава циркона из пробы 5848 образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1853 ± 20 млн. лет, а нижнее близко к нулю (12 ± 200 млн. лет, СКВО = 0.17). Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона, использованных для геохронологических исследований, указывают на его магматическое происхождение. Другими словами, полученная по верхнему пересечению дискордии с конкордией оценка возраста 1853 ± 20 млн. лет отражает возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для рассматриваемых ультраметагенных гранитоидов.

Метагаббро (138 км КБЖД, станция Шарыжалгай). Проба метагаббро (СШ-4) отобрана из центральной части линзовидной будины мощностью около 10 м, залегающей среди двупироксеновых кристаллических сланцев и плагиогнейсов. В метагаббро проявлена только кристаллизационная сланцеватость и линейность амфиболитовой фации метаморфизма. Признаки наложенных структурно-метаморфических преобразований в условиях гранулитовой фации не сохранились.

Циркон, выделенный из метагаббро, представлен субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического и округлого облика (рис. 2е, ж) бледно-розового и розового цвета, которые характеризуются зональным внутренним строением (рис. 3д, е). В краевых частях кристаллов зональность обычно исчезает и появляются тонкие оболочки с высокой люминесценцией. В отдельных кристаллах розового цвета наблюдаются ядра неправильной формы с растворенными поверхностями, обогащенные включениями рудных минералов. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм; Кудл. = 2.0–2.5.

U-Pb геохронологические исследования выполнены для двух навесок циркона из фракции – 150 + 100 мкм, а также для двух зерен циркона размером >150 мкм, предварительно подвергнутых аэроабразивной обработке. Как видно из таблицы и рис. 4б, точки изотопного состава изученного циркона образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2655 ± 16 , а нижнее – 1779 ± 180 млн. лет (СКВО = 1.8). Единичные зерна циркона характеризуются конкордантным значением возраста 2649 ± 6 млн. лет (СКВО = 0.009,

вероятность = 0.93), которое мы принимаем в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации родоначального для протолита метагаббро расплава.

Ультраметагенные пегматоидные граниты (138 км КБЖД, станция Шарыжалгай). Проба ультраметагенных пегматоидных гранитов (СШ-6) отобрана из жильного тела мощностью около 0.5 м, пересекающего кристаллизационную сланцеватость и линейность в метагаббро. Акцессорный циркон, выделенный из этой пробы, представлен двумя морфологическими типами.

К I типу (70%) отнесены полупрозрачные, частично метамиктизированные трещиноватые идиоморфные и субидиоморфные кристаллы циркона призматического и длиннопризматического габитуса (рис. 2и) коричневого цвета, для внутреннего строения которого характерно присутствие зональных ядер и оболочек с четко выраженной секториальностью (рис. 3и). Размер зерен циркона I типа изменяется от 50 до 300 мкм; Кудл. = 3.0–6.0.

Циркон II типа (30%) представлен прозрачными идиоморфными кристаллами призматического и короткопризматического облика (рис. 2з) вишневого цвета, внутреннее строение которых характеризуется пониженной люминесценцией, секториальностью и присутствием тонких оболочек с высокой люминесценцией (рис. 3ж, з). Основными элементами огранки кристаллов являются грани призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111}, {211}. Размер зерен циркона II типа изменяется от 50 до 500 мкм; Кудл. = 2.0–3.5.

U-Pb геохронологические исследования проведены только для циркона II типа. Точки изотопного состава единичных зерен циркона этого типа, подвергнутых аэроабразивной обработке (№ 10–13, таблица), образуют дискордию (рис. 4в), верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2562 ± 20 , а нижнее – 1812 ± 58 млн. лет (СКВО = 0.51). Учитывая морфологические особенности циркона из ультраметагенных пегматоидных гранитов, свидетельствующие о его магматическом происхождении, есть все основания рассматривать возраст 2562 ± 20 млн. лет, полученный по верхнему пересечению дискордии, в качестве оценки возраста кристаллизации исходных для этих гранитов расплавов.

Лейкократовые биотитовые граниты (131 км КБЖД). Проба лейкократовых биотитовых гранитов (Ш-7) отобрана из разлинзованного жильного тела мощностью 0.5 м, согласного с наиболее поздней кристаллизационной сланцеватостью во вмещающих двупироксеновых кристаллических сланцах и плагиогнейсах.

Акцессорный циркон в пробе лейкократового биотитового гранита Ш-7 характеризуется большим разнообразием кристаллов, которые отличаются по форме, окраске и внутреннему строе-

нию. По морфологическим признакам и цвету выделено два типа циркона.

К I типу отнесены идиоморфные и субидиоморфные прозрачные, реже полупрозрачные кристаллы циркона призматического и длинно-призматического габитуса (рис. 2к) коричневого и темно-коричневого цвета, размер которых варьирует от 50 до 300 мкм; Кудл. = 2.3–3.3. Основными элементами огранки служат грани призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111}, {112}. Для циркона I типа характерно зональное внутреннее строение, присутствие тонких прозрачных оболочек светло-сиреневого цвета и унаследованных ядер (рис. 3к–м). Кроме того, как в центральных, так и краевых частях кристаллов циркона I типа часто наблюдаются зоны перекристаллизации, которые отличаются высокой люминесценцией и, скорее всего, связаны с высокотемпературными наложенными преобразованиями.

Циркон II типа представлен полупрозрачными субидиоморфными кристаллами овальной, округлой и короткопризматической формы сиреневого цвета (рис. 2л), как правило, содержащими зональные или незональные ядра с растворенными поверхностями, иногда “обломочного” облика, которые окружены широкими незональными или слабозональными оболочками. Размеры кристаллов циркона II типа варьируют от 50 до 200 мкм; Кудл. = 1.0–2.5.

U-Pb геохронологические исследования выполнены как для необработанных (№ 14, таблица), так и подвергнутых аэроабразивной обработке (№ 15, 16; таблица) единичных зерен циркона I типа, выбранных с помощью катодолюминесцентного контроля. Как видно из таблицы и рис. 4г, точки изотопного состава изученного циркона аппроксимируются линией регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1870 ± 5 , а нижнее – 301 ± 270 млн. лет (СКВО = 0.045). Единичные зерна циркона, подвергнутые аэроабразивной обработке и не содержащие зон перекристаллизации, характеризуются конкордантным возрастом 1870 ± 4 млн. лет (СКВО = 0.0015, вероятность = 0.97), который мы принимаем в качестве возраста кристаллизации лейкократовых биотитовых гранитов.

Шпинель-форстеритовый кальцифир (102 км КБЖД). Для геохронологических исследований использован бадделеит, выделенный из пробы Ш-503 шпинель-форстеритового кальцифира I типа. Следует отметить, что бадделеит в апокарбонатных метасоматитах формации магнезиальных скарнов древних глубоко метаморфизованных комплексов в классических работах не был описан (Шабынин, 1973), и в последующих публикациях по магнезиальным скарнам у нас в стране и за рубежом не упоминался. При этом важно подчеркнуть, что исходные доломитовые мраморы

характеризуются очень низкими содержаниями циркония. Поэтому есть все основания полагать, что бадделеит в кальцифирах мог образоваться только в результате привноса этого химического элемента в условиях недосыщенности кремнеземом (парагенезис шпинель-форстерит без участия диоксида). Иными словами, кристаллизация бадделеита непосредственно связана с процессами формирования метасоматитов I типа, что позволяет использовать этот минерал-геохронометр для их “прямого” датирования.

Бадделеит, выделенный из пробы Ш-503, образует субидиоморфные, редко идиоморфные кристаллы разнообразной формы (призматические, уплощенные, изометричные, округлые), грани которых, как правило, сглажены и корродированы (рис. 2м, н). Огранка кристаллов представлена простыми формами {100}, {111}. Часто бадделеит образует незакономерные сростки (рис. 2н). Его окраска варьирует от практически бесцветной, желтой и розовой до бледно-коричневой, светло-коричневой и темно-коричневой и, иногда, почти черной. При этом встречаются как водяно-прозрачные разности, так и замутненные кристаллы с низким двупреломлением. Для внутреннего строения кристаллов бадделеита характерна ростовая зональность. Размер кристаллов бадделеита изменяется от 50 до 500 мкм; Кудл. = 1.0–3.5. Диагностика всех разновидностей бадделеита подтверждена рентгеноструктурным анализом.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований были использованы кристаллы бадделеита светло-коричневого цвета из фракции >100 мкм (№ 17, таблица), а также темно-коричневого цвета из размерной фракции >150 мкм (№ 18, таблица). Как видно на рис. 4г, точки изотопного состава бадделеита располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1865 ± 4 млн. лет (СКВО = 1.8, вероятность = 0.2), что соответствует возрасту кристаллизации бадделеита и соответственно возрасту формирования шпинель-форстеритовых кальцифиров.

Пироксеновый сиенит (102 км КБЖД). Проба пироксеновых сиенитов Ш-502/2 отобрана из штокообразного тела размером 3 × 6 м, на контакте которого с доломитовыми мраморами наблюдается метасоматическая зональность: нефелин-калишпат-пироксеновая порода – пироксеновый скарн – шпинель-форстеритовый кальцифир (апокарбонатные метасоматиты II типа).

Циркон в пробе Ш-502/2 представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами вишневого и светло-коричневатого цвета призматической и короткопризматической формы цирконового габитуса (рис. 2о, п), для внутреннего строения которых характерна магматическая зональность, секториальность и включения рудных минералов (рис. 3н, п). Кристаллы циркона

огранены призмой {100}, {110} и дипирамидой {101}. Поверхность граней отдельных кристаллов корродирована. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 200 мкм; Кудл. = 1.5–2.5.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы три наиболее прозрачных, идиоморфных, зональных и свободных от включений кристалла циркона из размерной фракции >100 мкм (№ 19–21, таблица). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию (рис. 4д), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1855 ± 5 млн. лет, а нижнее пересечение практически равно нулю (СКВО = 0.5). Морфологические особенности циркона из пироксенового сиенита свидетельствуют о его магматическом происхождении, что позволяет рассматривать полученную оценку возраста как возраст кристаллизации этих пород и соответственно как возраст образования связанных с ними метасоматитов II типа.

Чарноэндербиты (103 км КБЖД). Акцессорный циркон, выделенный из пробы чарноэндербита Ш-502/1, представлен двумя морфологическими типами кристаллов. Кристаллы циркона I типа (30%) характеризуются идиоморфизмом, короткопризматическим обликом, вишневым цветом и зональным внутренним строением (рис. 2т, рис. 3с). Огранка кристаллов представлена сочетанием граней призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}. Ко II типу отнесены прозрачные и полупрозрачные субидиоморфные кристаллы призматической, а также округлой субизометричной формы светло-розового цвета, несущие следы высокотемпературных преобразований (рис. 2р, с). Для циркона этого типа характерно присутствие “замутненных” ядер или их реликтов различного размера и прозрачных незональных оболочек (рис. 3р). Размер зерен циркона I и II типов изменяется от 20 до 500 мкм; Кудл. = 1.0–3.5.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований использована 1/2 часть кристалла циркона I типа размером >150 мкм (№ 22, таблица) и кристалл циркона II типа (>100 мкм), в котором оптически не обнаружены ядра или их реликты (№ 23, таблица). Как видно из таблицы и рис. 4д, изученные кристаллы циркона характеризуются дискордантными U/Pb отношениями. Циркон I типа (дискордантность 4%) имеет возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1854 ± 2 млн. лет, а точка его состава располагается на дискордии, построенной для цирконов из пироксеновых сиенитов (рис. 4д). Зерно циркона II типа характеризуется более древним значением возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2333 ± 3 млн. лет), что, по-видимому, связано с присутствием в нем унаследованной компоненты более древнего радиогенного свинца.

Морфологические особенности кристаллов циркона I типа свидетельствуют о его кристалли-

зации из расплава, что дает все основания рассматривать значение его возраста 1854 ± 2 млн. лет в качестве предварительной оценки возраста кристаллизации чарноэндербитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные в статье материалы и результаты предшествующих U-Pb геохронологических исследований (Бибикова и др., 1981, 1990; Aftalion et al., 1991) позволяют на сегодняшний день выделить в истории геологического развития Иркутского блока Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы, по крайней мере, три эпизода высокотемпературного метаморфизма. С первым из них связано формирование субавтохтонных и аллохтонных чарнокитоидов с возрастом около 2.8 млрд. лет (Бибикова и др., 1981, 1990).

Ко второму эпизоду относятся структурно-метаморфические преобразования в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации, проявленные в метагаббро и метагаббро-норитах, будины которых залегают среди пород гранулитовой фации метаморфизма в районе станции Шарыжалгай КБЖД. Возраст протолита метагаббро, как было показано выше, составляет 2649 ± 6 млн. лет, что в самом первом приближении определяет нижнюю возрастную границу рассматриваемого эпизода метаморфизма. Верхнюю возрастную границу этого метаморфического события можно оценить исходя из геохронологических данных, полученных для ультраметагенных пегматоидных гранитов (2562 ± 20 млн. лет), жильные тела которых пересекают линейность и кристаллизационную сланцеватость амфиболитовой фации метаморфизма в метагаббро. Судя по морфологии жильных тел этих гранитов и характеру их соотношений с вмещающими породами, локализация родоначальных для них расплавов была незначительно оторвана во времени от кульминационной стадии данного эпизода метаморфизма (Котов, Саморукова, 1990), что дает все основания рассматривать полученную для этих гранитов оценку возраста (2562 ± 20 млн. лет) как наиболее точную на сегодняшний день оценку возраста заключительных этапов структурно-метаморфических преобразований второго эпизода метаморфизма. Этот вывод подтверждается данными о возрасте пегматитов карьера “Ангасолка” (2557 ± 28 млн. лет), которые пересекают кристаллизационную сланцеватость в дипироксеновых кристаллических сланцах (основных гранулитах), а также наложенную кристаллизационную сланцеватость, связанную с диафторезом в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации.

Структурно-метаморфические преобразования третьего эпизода метаморфизма протекали глав-

ным образом в условиях гранулитовой фации. С ранними стадиями этого метаморфического события связано формирование апокарбонатных метасоматитов I типа (1865 ± 4 млн. лет) и внедрение жильных тел лейкократовых биотитовых гранитов (1870 ± 5 млн. лет), структурно-возрастное положение которых позволяет относить их к синметаморфическим образованиям, а с поздними – формированию чарноэндербитов (1854 ± 2 млн. лет), а также пироксеновых сиенитов (1855 ± 5 млн. лет) и апокарбонатных метасоматитов II типа. P-T условия заключительных этапов раннепротерозойского эпизода высокотемпературного метаморфизма, по-видимому, соответствовали амфиболитовой фации. В пользу этого предположения свидетельствуют данные о возрасте ультраметагенных пегматоидных гранитов (143 км КБЖД), жильные тела которых пересекают наиболее позднюю кристаллизационную сланцеватость и мигматитовую полосчатость в диафторированных в условиях амфиболитовой фации биотит-двупироксеновых плагиогнейсах шарыжалгайского комплекса. Возраст этих гранитов (1853 ± 20 млн. лет) в пределах ошибки совпадает с возрастом пироксеновых сиенитов (1855 ± 5 млн. лет) и чарноэндербитов (1854 ± 2 млн. лет), завершающих структурно-возрастной ряд ультраметагенных гранитоидов раннепротерозойского эпизода метаморфизма. Полученные нами данные о возрасте раннепротерозойского эпизода метаморфизма, проявленного в пределах Иркутского блока, хорошо согласуются с наиболее надежными оценками возраста, полученными М. Афталюном с соавторами (Aftalion et al., 1991), а именно – с конкордантными значениями возраста циркона из чарнокита (1873 ± 4 млн. лет) и монацита из кинцитита (1862 ± 4 млн. лет) шарыжалгайского комплекса.

Обращает на себя внимание, что возраст раннепротерозойских ультраметагенных гранитоидов восточной части Иркутского блока (1855 ± 5 , 1854 ± 2 , 1870 ± 5 млн. лет) и связанных с ними апокарбонатных метасоматитов практически совпадает с возрастом посткинematических гранитоидов саянского, шумихинского (1858 ± 20 и 1869 ± 6 млн. лет (Левицкий и др., 2003, Киринова и др., 2003)) и приморского комплексов (1859 ± 16 млн. лет (Донская и др., 2003)). Эти гранитоиды развиты в пределах всего Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и образуют крупные дискордантные, нередко полифазные массивы, площадь которых составляет десятки квадратных километров. По составу гранитоиды шумихинского и приморского комплексов отвечают постколлизийным гранитоидам или гранитоидам А-типа, тогда как гранитоиды саянского комплекса близки к син-постколлизийным гранитоидам (Левицкий и др., 2003). Вместе с тем их объединяет одна общая принци-

пиальная черта: они образуют дискордантные массивы, пересекающие метаморфические изограды в зональных метаморфитах зеленокаменных поясов Шарыжалгайского выступа, и не затронуты наложенными структурно-метаморфическими преобразованиями. Другими словами, становление массивов рассматриваемых гранитоидов произошло после формирования главных картируемых структурных элементов Шарыжалгайского выступа, т.е. они являются посткинematическими и постметаморфическими образованиями.

Совпадение возрастных интервалов формирования раннепротерозойских ультраметагенных гранитоидов и становления типичных интрузивных (аллохтонных) гранитов вряд ли случайно и скорее всего свидетельствует о генетической взаимосвязи процессов ультраметаморфизма (рассеянное магмообразование) и образования больших объемов гранитных магм. В этой связи логично предположить, что в изученном нами опорном разрезе шарыжалгайского комплекса, как и в ряде других участков Иркутского блока, вскрыт глубинный срез, позволяющий наблюдать начальные стадии проявления процессов магмообразования, приведших к выплавлению и внедрению больших масс посткинematических гранитов.

На сегодняшний день к наиболее хорошо изученным в геохронологическом отношении фрагментам фундамента Сибирской платформы относятся Алданский щит и Иркутский блок Шарыжалгайского краевого выступа. Основные черты геологического строения этих регионов определяются структурными элементами, сопряженными с позднеархейским и раннепротерозойским эпизодами высокотемпературного метаморфизма, которые проявлены в пределах большинства древних кратонов и являются отражением глобальных коллизийных процессов. Имеющиеся в настоящее время данные указывают на то, что в восточной части Сибирского кратона эти события протекали приблизительно на сто миллионов лет раньше, чем на территории Иркутского блока Шарыжалгайского выступа. На Алданском щите позднеархейские коллизийные события, приведшие к амальгамации древних раннеархейских континентальных фрагментов, имели место в интервале $2751 \pm 8 - 2608 \pm 15$ млн. лет (Nutman et al., 1992; Котов и др., 1995). В результате этих событий был сформирован Олекмо-Алданский микроконтинент (Котов, 2003), который, начиная с рубежа 2522 ± 2 млн. лет на протяжении около 100 млн. лет, характеризовался проявлением анорогенного магматизма (Котов и др., 2004), в то время как в пределах Шарыжалгайского выступа позднеархейские коллизийные процессы продолжались вплоть до рубежа $2557 \pm 28 - 2532 \pm 12$ млн. лет (Гладкочуб и др., 2005).

Многочисленные геохронологические данные, полученные к настоящему времени для раннепротерозойских коллизионных и постколлизионных гранитоидных комплексов Алданского щита, Джугджуро-Становой складчатой области, Байкальской складчатой области, Присяянского и Ангаро-Канского краевых выступов, свидетельствуют о том, что раннепротерозойская аккреция блоков фундамента Сибирского кратона происходила в направлении с востока на запад (в современных координатах). Так, в пределах восточной части Алданского щита эти процессы продолжались до 1900 млн. лет (Котов, 2003; Котов и др., 2004), тогда как в пределах Ангаро-Канского выступа они завершились лишь к 1840 млн. лет (Ножкин и др., 2003), что дает возможность приблизительно оценить продолжительность закрытия палеопротерозойского океана и “вхождения” Сибирского кратона в состав суперконтинента Колумбия (Rogers, Santosh, 2003).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В совокупности с результатами предшествующих U-Pb геохронологических исследований (Бибикина и др., 1981, 1990; Aftalion et al., 1991) полученные геохронологические данные позволяют наметить следующие возрастные рубежи главных метаморфических событий, проявленных в пределах восточной части Иркутского блока Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы: 1) около 2.8 млрд. лет; 2) $2649 \pm 6 - 2562 \pm 20$ млн. лет; 3) $1870 \pm 4 - 1855 \pm 5$ млн. лет. Структурно-метаморфические преобразования первого из выделенных эпизодов метаморфизма протекали в условиях гранулитовой, второго и третьего – гранулитовой и амфиболитовой фаций.

2. Формирование апокарбонатных метасоматитов восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы произошло в ходе раннепротерозойского метаморфического события, продолжительность которого составляла около 20 млн. лет. При этом метасоматиты I типа имеют более древний возраст по сравнению с метасоматитами II типа, образование которых связано со становлением ультрамагменных пироксеновых сиенитов и граносиенитов. Это подтверждает их отнесение к метасоматитам “мигматитовой стадии”, формирующихся под воздействием флюидов до начала массового выплавления анатектических гранитоидных расплавов и их кристаллизации (Левицкий, Петрова, 1982; Петрова, Левицкий, 1984). В целом первый опыт датирования апокарбонатных метасоматитов U-Pb методом по бадделеиту позволяет рассматривать их как уникальные объекты, геохронологические исследования которых дают возможность не только получить “прямую” информацию о

возрасте метаморфических событий, но и оценить продолжительность их проявления.

3. Результаты выполненных к настоящему времени геохронологических исследований реперных докембрийских коллизионных и постколлизионных гранитоидных комплексов фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления показывают, что раннепротерозойская аккреция блоков фундамента Сибирского кратона происходила в направлении с востока на запад (в современных координатах) в возрастном интервале 1900–1840 млн. лет, что в первом приближении определяет продолжительность закрытия палеопротерозойского океана и время “вхождения” этого кратона в состав суперконтинента Колумбия.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 04-05-64320, 05-05-65347), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Изотопная геология: геохронология, источники вещества”, “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Иркутской области / Ред. Гриценко А.В. Иркутск: ГУГиК Министерства геологии и охраны недр СССР, 1962. 182 с.
- Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. Sm-Nd и K/Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Бибикина Е.В., Сумин Л.В., Кирилова Т.И., Грачева Т.В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока (U-Pb метод датирования) // Геохимия. 1981. № 11. С. 1652–1663.
- Брандт С.Б., Грудинин М.И., Ленин В.С. Рубидий-стронциевая изохрона для ультрабазитов из шарыжалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1985. № 11. С. 104–107.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробьев И.В. Изотопно-стронциевая геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 14–30.
- Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии межд. симп. “Геохимия архея” и “Металлогения докембрия” (МПК). Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1981. 98 с.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. № 11. С. 1137–1148.
- Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Наука, 1980. 90 с.
- Донская Т.В., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. № 10. С. 1006–1016.

- Кирнозова Т.И., Бибилова Е.В., Козаков И.К. и др. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 193–195.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- Котов А.Б., Саморукова Л.М. Эволюция гранитообразования в тектоно-метаморфических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л.: Наука, 1990. 159 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. и др. О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 209–212.
- Крылов И.Н., Горохов И.М., Кутявин Э.П. и др. Rb-Sr датирование полиметаморфических образований шарыжалгайской серии (Юго-Западное Прибайкалье) // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1980. С. 80–94.
- Крылов И.Н., Шафеев А.А. Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в Юго-Западном Прибайкалье // Геология Прибайкалья. Путеводитель геол. экскурсий XII сессии АЗОПРО. Иркутск: Ин-т Земной коры СО СССР. 1969. С. 30–41.
- Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
- Левцкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы (новые изотопно-геохронологические и петролого-геохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы науч. совещ. по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2003. С. 147–150.
- Левцкий В.И., Петрова З.И. О последовательности формирования высокотемпературных аподолмитовых метасоматитов при ультраметаморфизме древних глубокометаморфизованных комплексах // Геохимия. 1982. № 3. С. 364–368.
- Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ag-Ag, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов тараковского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2003. № 9. С. 881–891.
- Петрова З.И., Левцкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Розен О.М., Козлов Н.Е., Ярошук Н.А. и др. Гранулитовые комплексы нижней коры континентов (региональные очерки). М.: ГИН АН СССР, 1991. 92 с.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левцкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 453–455.
- Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Петрова З.И. и др. Rb-Sr возраст пород шарыжалгайской серии // Изотопная геохронология докембрия. Уфа: ИГН, 1979. С. 160–161.
- Шабьнин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
- Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская складчатая область). Новосибирск: Наука, 1988. 160 с.
- Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. Timing of early proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geology. 1991. V. 99. P. 851–861.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E. Vapour transfer for the dissolution of zircons in a multi-sample capsule at high pressure // U.S. Geol. Surv. Open File Report. 1978. 78–701. P. 233–234.
- Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open File Report. 88–542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
- Parrish R.R. An improved microcapsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section). 1987. V. 66. P. 99–102.
- Poller U., Liebetrau V., Todt W. U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 287–297.
- Rogers J.J.W., Santosh M. Supercontinents in Earth History // Gondwana Research. 2003. V. 6. № 3. P. 357–368.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Wendt I.J., Todt W. A vapour digestion method for dating single zircons by direct measurements of U and Pb without chemical separation // Terra Abstracts. 1991. № 3. P. 507–508.

Рецензент Ю.Д. Пушкарев