

УДК 522.3:551.76

ХАЛДЗАН-БУРЕГТЕЙСКИЙ МАССИВ ЩЕЛОЧНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД: СТРОЕНИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ В КАЛЕДОНИДАХ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

© 2004 г. В. И. Коваленко*, В. В. Ярмолюк*, Е. Б. Сальникова**, П. М. Каргашов*, В. П. Ковач**, И. К. Козаков**, А. М. Козловский*, А. Б. Котов**, В. А. Пономарчук***, Е. Н. Листратова*, С. З. Яковлева**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия; e-mail: vik@igem.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

***Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН
630090 Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия

Поступила в редакцию 30.10.2003 г.

Изучены состав, возраст и геологическое положение Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных редкометальных гранитоидов. Они расположены в зоне регионального разлома, разделяющего каледонские структуры Монгольского Алтая и раннекаледонские структуры Озерной зоны. Вмещающими для этих массивов являются породы офиолитовых комплексов и разнообразные по составу и возрасту гранитоиды. В результате геохронологических (U-Pb и Ar-Ar) исследований установлена многоэтапная магматическая история региона. Формирование офиолитового основания каледонид происходило в интервале 570–520 млн. лет, а в непосредственной близости от щелочных гранитов островодужные комплексы возникли 546 млн. лет назад (Ar-Ar метод). Коллизионный этап развития региона завершился образованием тоналитов и гранодиоритов (495 млн. лет, U-Pb метод). На более поздних стадиях развития нормальные граниты проявились на рубежах 465 ± 11 , 441 ± 2 и 355.4 ± 1.4 млн. лет (U-Pb метод). Массивы щелочных гранитоидов имеют многофазное строение и, в частности, включают редкометальные руды. Формирование собственно Халдзан-Бурегтейского массива происходило в следующей последовательности: (1) нордмаркиты и синхронные с ними долериты; (2) щелочные граниты и синхронные с ними долериты; (3) экериты, мелкозернистые щелочные граниты и пегматиты; (4) пантеллериты; (5) редкометальные щелочные граниты; (6) дайковые калиевые щелочные базиты и, условно, лейкократовые сиениты; (7) миароловые редкометальные щелочные граниты. Среди минералов рудоносных пород наибольший практический интерес представляют минералы ниобия, циркония, РЗЭ и особенно иттрия, урана, тория и бериллия. U-Pb возраст установлен для следующих пород массива: щелочных гранитов 2-ой фазы – 392.2 ± 2.3 млн. лет, сиенитов 6-ой фазы – 390.8 ± 1.2 млн. лет и для кварц-циркон-ортит-эпидотовой руды – 395.0 ± 1.3 млн. лет. Аргон-аргоновые датировки или не противоречат этим данным, или дают несколько завышенные значения возраста. Все это позволило определить возраст образования массива в интервале 391–395 млн. лет. Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород геодинамически принадлежит к раннесреднепалеозойской Алтае-Саянской внутриплитной области каледонид Центральной Азии и контролируется совместно с расположенным здесь мощным дайковым поясом зоной растяжения, входящей в южную ветвь тройного сочленения рассматриваемой области.

Халдзан-Бурегтейский массив щелочных гранитоидов в Западной Монголии расположен в Озерной зоне, в 45 км к северо-востоку от областного центра г. Кобдо (рис. 1). Массив имеет принципиальное значение для понимания петрологии щелочно-гранитоидного магматизма в связи с уникальной длительностью его эволюции (в нем установлено не менее 7 последовательных интрузивных фаз), широкими вариациями составов его пород (от нордмаркитов и сиенитов до щелочных

гранитов, экеритов, пантеллеритов, долеритов, щелочных калиевых базитов), а также наличием в его пределах крупного и богатого редкометального месторождения, открытого нами в 1983 году, представленного редкометальными щелочными гранитоидами (Коваленко и др., 1985; Коваленко и др., 1989; Kovalenko et al., 1995). Собственно редкометальные щелочные гранитоиды Халдзан-Бурегтейского месторождения охарактеризованы в упомянутых выше публикациях.

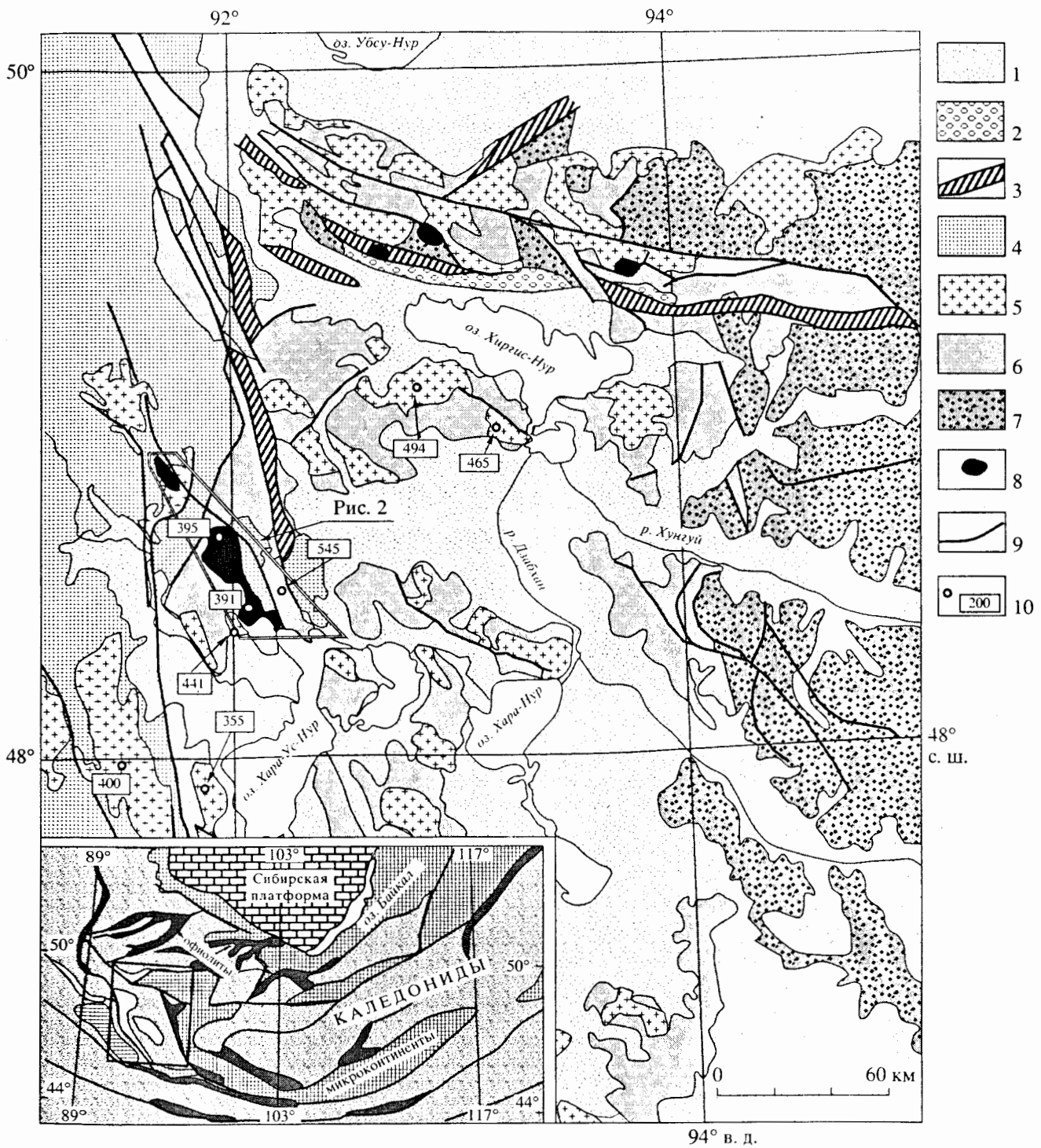


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Озерной зоны Западной Монголии.

На врезке показано место рассматриваемой территории (выделено прямоугольником) в системе каледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – позднемезозойские и кайнозойские отложения, 2 – юрские конгломераты, 3 – девонские вулканические грабены, 4 – ранне- и среднепалеозойские образования (нерасчлененные), 5 – гранитоиды раннего и среднего палеозоя, 6 – офиолитовые и островодужные комплексы, 7 – докембрийские микроконтиненты, 8 – массивы щелочных гранитоидов, 9 – разломы, 10 – участки опорных исследований и возраст изученных пород в млн. лет.

Предлагаемая статья нацелена на решение наиболее актуальных и мало изученных задач. В-первых, в ней на основе геологических и геохронологических данных определена возрастная позиция щелочных гранитов. Во-вторых, оценены возраст и геологические соотношения между разнообразными магматическими комплексами, широко распространенными в обрамлении Халдзан-Бурегтейского массива, и на этой основе определено положение щелочно-гранитоидного магматизма в общей последовательности магматических событий, проявившихся на континентальной стадии развития региона. В целом, в статье представлены принципиально новые данные по минералогии, геохронологические материалы (Ar-Ag датировки по щелочным амфиболам, U-Pb датировки по цирконам, рубидий-стронциевые датировки по породам и минералам), а также охарактеризовано геодинамическое положение массивов и связь их с развитием каледонид и проявлениями мантийных плюмов. Тем самым на примере Халдзан-Бурегтейской группы массивов мы подходим к решению проблемы вариаций источников и составов магм континентальных ассоциаций щелочных гранитоидов в связи с их геодинамическим положением.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА

Халдзан-Бурегтейский многофазный массив щелочных гранитоидов расположен в хребте Монгольский Алтай, на восточном берегу р. Кобдо, в 40 км к северо-западу от ее устья и, как уже упоминалось, в 45 км к северо-востоку от аймачного центра Кобдо (рис. 1, 2). Гипсометрически наиболее высокой частью массива является гора того же названия с отметкой 2088 м. Массив входит в группу других массивов щелочных гранитоидов (рис. 2): Цохни-Ула, Цзогту-Ула, Гурван-Унет и Улан-Унет, в целом ориентированных в северо-западном (алтайском) направлении. В этом же направлении вытянут и сам Халдзан-Бурегтейский массив. Он имеет форму овала с размерами 30 км в длину и до 8 км в ширину. Вся эта цепочка массивов контролируется Алтан-Хухейским региональным разломом, разделяющим ранне- и позднекаледонские структурные зоны Западной Монголии. В дальнейшем всю эту группу массивов щелочных пород мы будем называть Халдзан-Бурегтейской группой или одноименным комплексом. Отдельные массивы этой группы разделены перемычками вмещающих пород шириной 1–8 км.

Среди вмещающих пород массива имеются офиолитовые комплексы, датированные при геолого-съёмочных работах поздним вендом–ранним кембрием (ичетуинская свита), а также многочисленные массивы гранитоидов и других, бо-

лее редких плутонических пород. Офиолитовые комплексы детально описаны в работе (Dergunov et al., 2001), в разделе, характеризующем Озерную зону (хребет Сэр-Нуру), а магматизм этих офиолитов – в статьях авторов (Коваленко и др., 1996а, 1996б; Ярмолук и др., 2002). Здесь только отметим, что преобладающими магматическими породами раннекаледонских офиолитов, вмещающих Халдзан-Бурегтейский массив, являются шаровые лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов и их туфы, частично спилитизированные и слабо метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации и переслаивающиеся с известняками. Среди наиболее распространенных шаровых лав иногда отмечаются дайки долеритов и небольшие плутоны расслоенных базитов. К северо-западу от массива встречаются блоки глубоко метаморфизованных (амфиболитовая фация) осадочно-вулканогенных толщ с дайками базитов. По нашей классификации офиолитов Озерной зоны (Коваленко и др., 1996а) вмещающие массив офиолиты относятся к островодужной ассоциации, самарий-неодимовый изохронный возраст которой соответствует 522–527 млн. лет.

Как уже говорилось, офиолитовые толщи, вмещающие Халдзан-Бурегтейский массив, прорваны многочисленными массивами гранитоидов, отнесенных к разным фазам кобдинского комплекса. Крупный массив таких амфибол-биотитовых гранитоидов расположен к северу от Халдзан-Бурегтейского массива и прорывается в районе горы Улан-Хурен апофизой нордмаркитов (рис. 2). Амфибол-биотитовые гранитоиды этого массива рассечены многочисленными в основном субпараллельными дайками базитового, андезитового и дацит-риолитового состава, образующими субмеридиональный (простираение 380–350° на севере и 300° в районе горы Гурван-Унет) дайковый комплекс. Ближе к контакту со щелочными гранитами Халдзан-Бурегтейского массива в полосе около 1 км шириной появляются рои даек (простираение ~320°) щелочно-базитового, пантеллеритового и щелочно-гранитного состава, которые, как и упомянутая выше апофиза нордмаркитов, прорывают не только амфибол-биотитовые граниты, но и дайки базальт-андезит-дацитового состава.

В районе Халдзан-Бурегтейского массива известен еще целый ряд разнообразных по составу гранитоидов. Так, крупные выходы гранодиоритов также отмечены среди офиолитовых толщ в западном обрамлении Халдзан-Бурегтейского массива. На левом берегу р. Кобдо расположен массив двуслюдяных лейкогранитов, а на правом берегу ряд массивов красных биотитовых гранитов. В районе редкометального проявления Цахирин (рис. 2, II) закартирован небольшой выход габброидов, которые отнесены к раннепалеозойскому таннуольскому комплексу и пересекаются

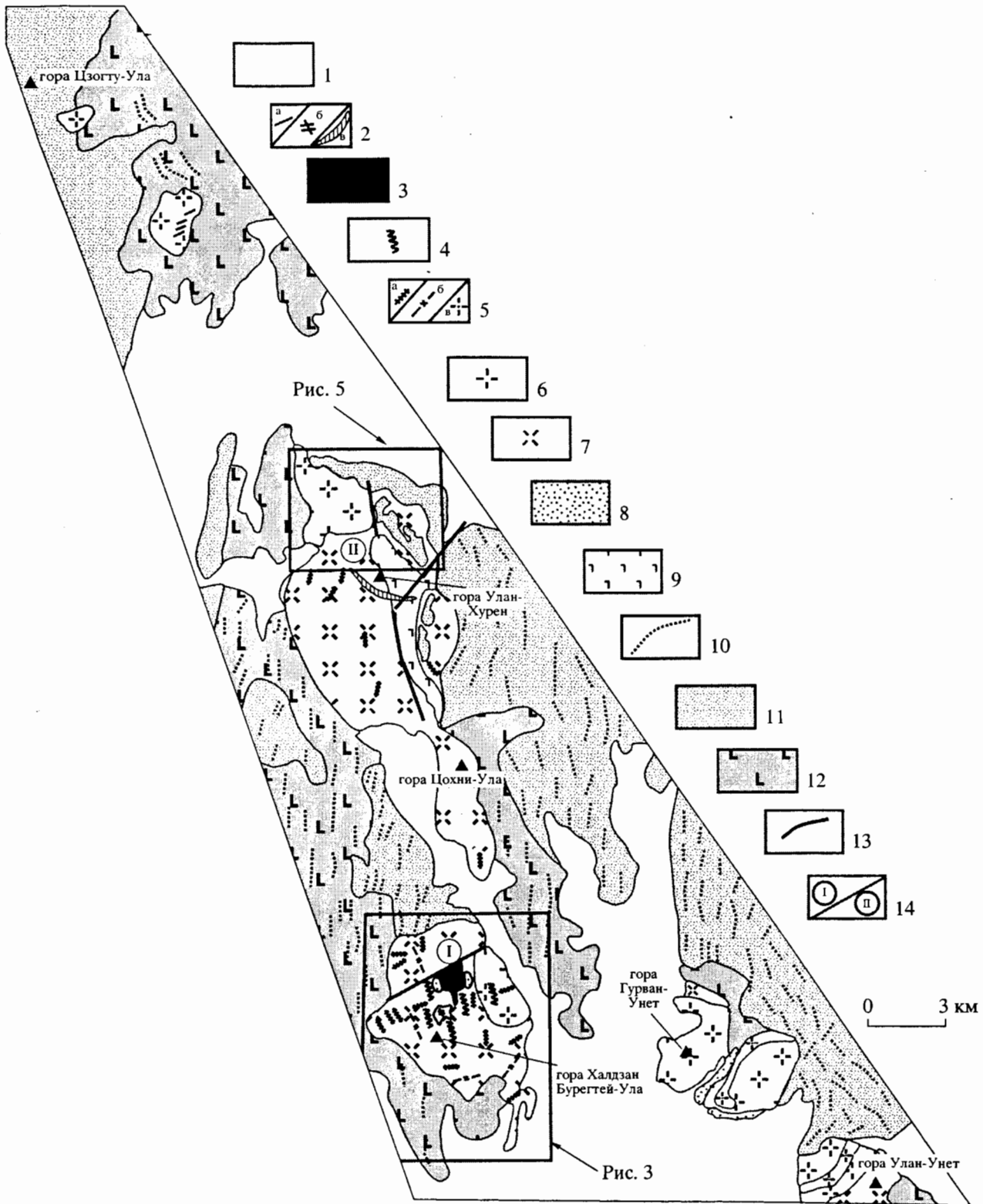


Рис. 2. Геологическая карта Халдзан-Буретгейской группы массивов щелочных пород и их обрамления.

1 – рыхлые отложения; 2 – щелочные базальты (а), сиениты (условно) 6-ой фазы (б) и дайка щелочных сиенитов условно 6-ой фазы (в); 3 – редкометалльные щелочные граниты 5-ой и 7-ой фаз; 4 – пантеллериты 4-ой фазы; 5 – породы 3-ей фазы: экериты (а), пегматиты щелочных гранитов (б) и щелочные граниты (в); 6 – щелочные граниты 2-ой фазы; 7 – нордмаркиты 1-ой фазы; 8 – щелочные трахидациты, пантеллериты, комендиты, щелочные гранит-порфиры провесов кровли (вулканических жерловин); 9 – долериты и габбро; 10 – дайки базальтов, диоритов, монзонитов и гранитов; 11 – нормальные биотит-амфиболовые граниты; 12 – раннепалеозойские офиолиты; 13 – разломы; 14 – редкометалльное месторождение Халдзан-Буретгей (I), редкометалльное проявление Цахирина (II).

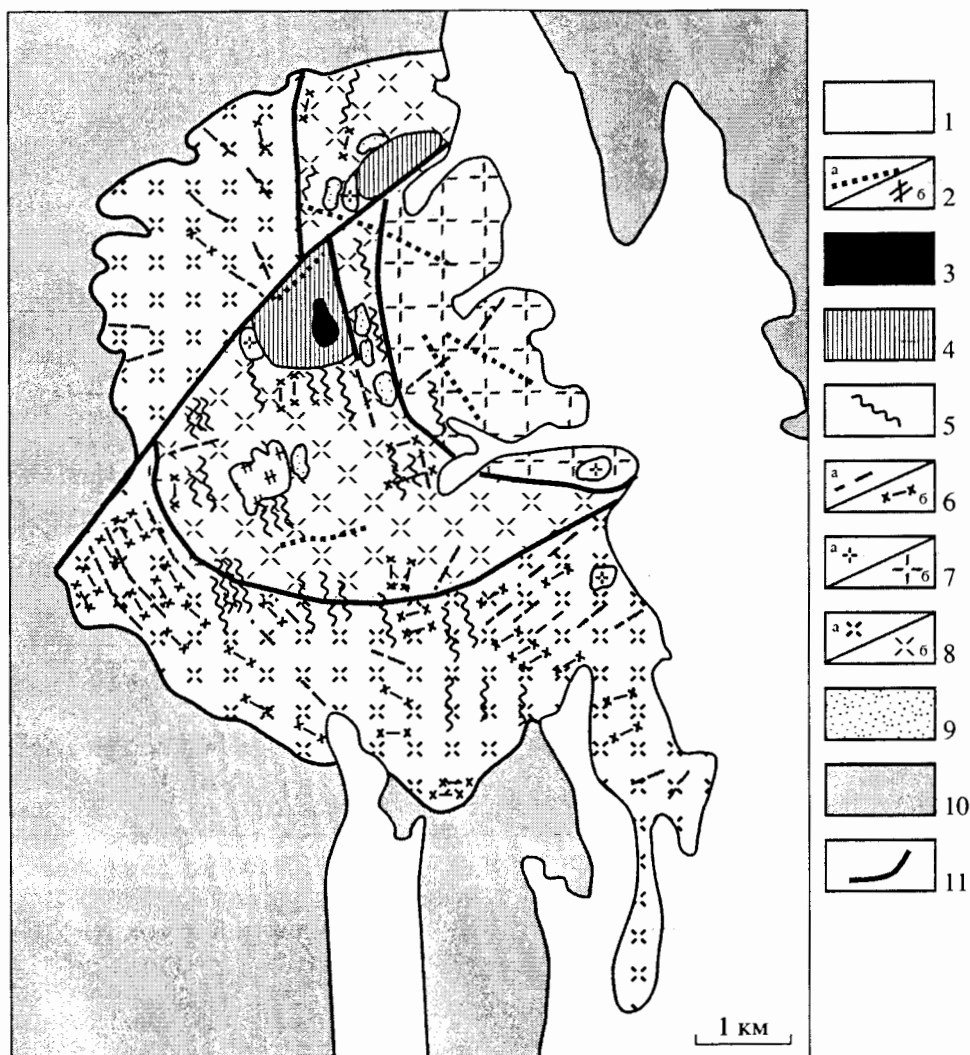


Рис. 3. Схема геологического строения собственно Халдзан-Бурегтейского массива.

1 – рыхлые отложения; 2 – щелочные базальты (а) и сиениты (условно) 6-ой фазы (б); 3 – редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы; 4 – редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы; 5 – пантеллериты 4-ой фазы; 6 – породы 3-ей фазы: экериты (а) и пегматиты щелочных гранитов (б); 7 – щелочные граниты 2-ой фазы: мелкозернистые (а) и среднезернистые (б); 8 – нордмаркиты 1-ой фазы: апикальной зоны (а) и главной фации (б); 9 – щелочные трахидациты, пантеллериты, комендиты, щелочные гранит-порфиры провесов кровли (вулканических жерловин); 10 – вмещающие граниты и породы офиолитового комплекса; 11 – разломы.

щелочными гранитами Халдзан-Бурегтейского массива. Все упомянутые вмещающие гранитоиды не датированы и при геологической съемке отнесены, как уже говорилось, к разным фазам раннепалеозойского кобдинского комплекса.

Собственно Халдзан-Бурегтейский массив имеет многофазное строение (рис. 3). Последовательность внедрения фаз, установленная при детальном геологическом картировании массива, следующая (от ранних к поздним): (1) нордмаркиты и сингенетичные с ними долериты, (2) щелочные граниты и синхронные с ними долериты, (3) дайки щелочно-гранитных пегматитов в нордмаркитах и щелочных гранитах, экеритов и мелкозернистых щелочных гранитов, (4) субмериди-

ональные дайки пантеллеритов, (5) редкометалльные щелочные гранитоиды, (6) дайки щелочных базитов и тонкозернистых габброидов с условно отнесенными к этой фазе сиенитами, (7) мелкозернистые миароловые редкометалльные щелочные граниты. Внедрение базитовой магмы происходило неоднократно в процессе образования массива. Мы наблюдали дайкообразные сегрегации округлых каплевидных базитовых (долеритовых) образований с зонами эндоконтактовой закалки в нордмаркитах первой фазы (в 4 км к северо-западу от горы Цохни-Улан) и в щелочных гранитах второй фазы (район редкометалльного проявления Цахирин и восточный эндоконтакт массива Гурван-Унет) и интерпретируем их как

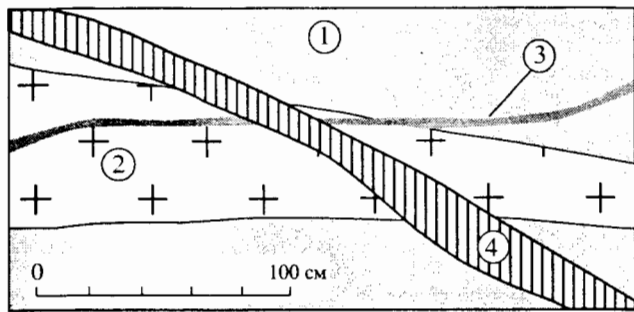


Рис. 4. Соотношения между щелочными гранитами (1), пегматитами (2), экеритами (3) и пантеллеритами (4).

результат внедрения горячей базальтовой магмы в относительно холодную нордмаркитовую или щелочно-гранитную магму (с закалкой базитовых капель). С одной стороны, такие “капли” базитовой (долеритовой) магмы закаливались при внедрении в фельзитовые магмы массива и рассекались щелочными фельзитовыми расплавами, а с другой – образуют протяженные линейные дайкообразные тела, свидетельствующие о внедрении базитовых магм в пластичные нордмаркитовые и щелочно-гранитные массы, которые окончательно затвердели явно позже базитовых капель. Обычно такие соотношения интерпретируются как внедрение высокотемпературных магм в более низкотемпературные расплавы. Заметим также, что внедрение наиболее поздних даек калиевых (лейцитовых) базитов в редкометальные щелочные граниты 5-ой фазы сопровождаются, видимо, анатектическим плавлением последних. По крайней мере, вдоль контактов этих даек отмечены маломощные прожилки редкометальных гранитов, которые секут не только граниты 5-ой фазы, но и сами дайки базитов и по внешнему облику весьма похожи на редкометальные гранитоиды 7-ой фазы.

Детальное геологическое картирование собственно Халдзан-Бурегтейского тела показывает преобладание в нем субмеридиональных и концентрических кольцевых структур (рис. 3, Kovalenko et al., 1995). Главная часть тела сложена розовато-серыми порфиридовыми тонко- (для апикальной части тела) и среднезернистыми (главная фация) нордмаркитами первой фазы. В зоне непосредственного контакта с вмещающими породами эти породы представлены мелкозернистыми закаленными разностями. Нордмаркиты главной фации образуют кольцевое обрамление овальной центральной части, представленной нордмаркитами апикальной фации и породами более поздних фаз внедрения. Слабая эродированность апикальных нордмаркитов доказывается наличием в них многочисленных реликтов ороговикованных пород кровли,

представленных пантеллеритовыми лавами и лавобрекчиями, характерными для вулканических жерловин и образующими прерывистый полуовал, вытянутый к северо-западу. Нордмаркиты главной фации отличаются пологой отдельностью, а апикальной фации – крутой отдельностью. Восточная часть тела представлена щелочными гранитами 2-ой фазы, секущими нордмаркиты и имеющими субгоризонтальную трахитоидность. Дайки экеритов и щелочно-гранитных пегматоидов 3-ей фазы внедрения подчеркивают кольцевую структуру Халдзан-Бурегтейского тела. Часто дайки экеритов секут тела щелочно-гранитоидных и нордмаркитовых пегматоидов, в связи с чем последние, скорее всего, являются остаточными образованиями при кристаллизации нордмаркитов. В центральной апикальной части массива дайки имеют простирание 350° , $50-80^\circ$, падение в южных румбах, мощность 0.1–2 м, а в южной части массива простирание дугообразное от северо-восточного до северо-западного. Субмеридиональные дайки пантеллеритов 4-ой фазы внедрения пересекают все перечисленные выше породы (рис. 4), имеют мощность 1–4 м и характеризуются четкими зонами эндоконтактной закалки. Редкометальные щелочные гранитоиды 5-ой фазы внедрения слагают штокообразное тело площадью 0.85 км^2 , представляющее собственно редкометальное месторождение и секущее апикальные нордмаркиты. Контакты штока, резкие и крутые, направлены от его центра, но выносятся к центру, фиксируя форму крутого купола. Эндоконтактные части этого купола редкометальных щелочных гранитоидов прослежены почти непрерывно. Они имеют ширину в среднем около 5.5 м и представлены крайне неоднородными по составу и строению породами, содержащими многочисленные тела шлировых редкометальных щелочно-гранитных пегматоидов. Однако неоднородные породы эндоконтакта структурно ведут себя как единое целое, прорывая вмещающие нордмаркиты и иногда ксенолиты пантеллеритов кровли с резкими контактами, практически не воздействуя на них в вещественном отношении или же “пегматитизируя” вмещающие гранитоиды в зоне экзоконтакта шириной 1–2 м. Непосредственный эндоконтакт редкометальных гранитоидов с нордмаркитами представлен мелкозернистыми закаленными полосчатыми редкометальными щелочными гранитами, переходящими в среднезернистые разности, которые перемежаются с вытянутыми вдоль контакта шлировыми пегматоидами с гигантскими (до 1 м в длину) кристаллами щелочного амфибола и калиевого полевого шпата и сами представлены чередованием лейко- и меланократовых разностей. В породах эндоконтакта находится много в разной степени повернутых ксенолитов почти неизменных нордмаркитов и пантеллеритов, свидетельствующих об

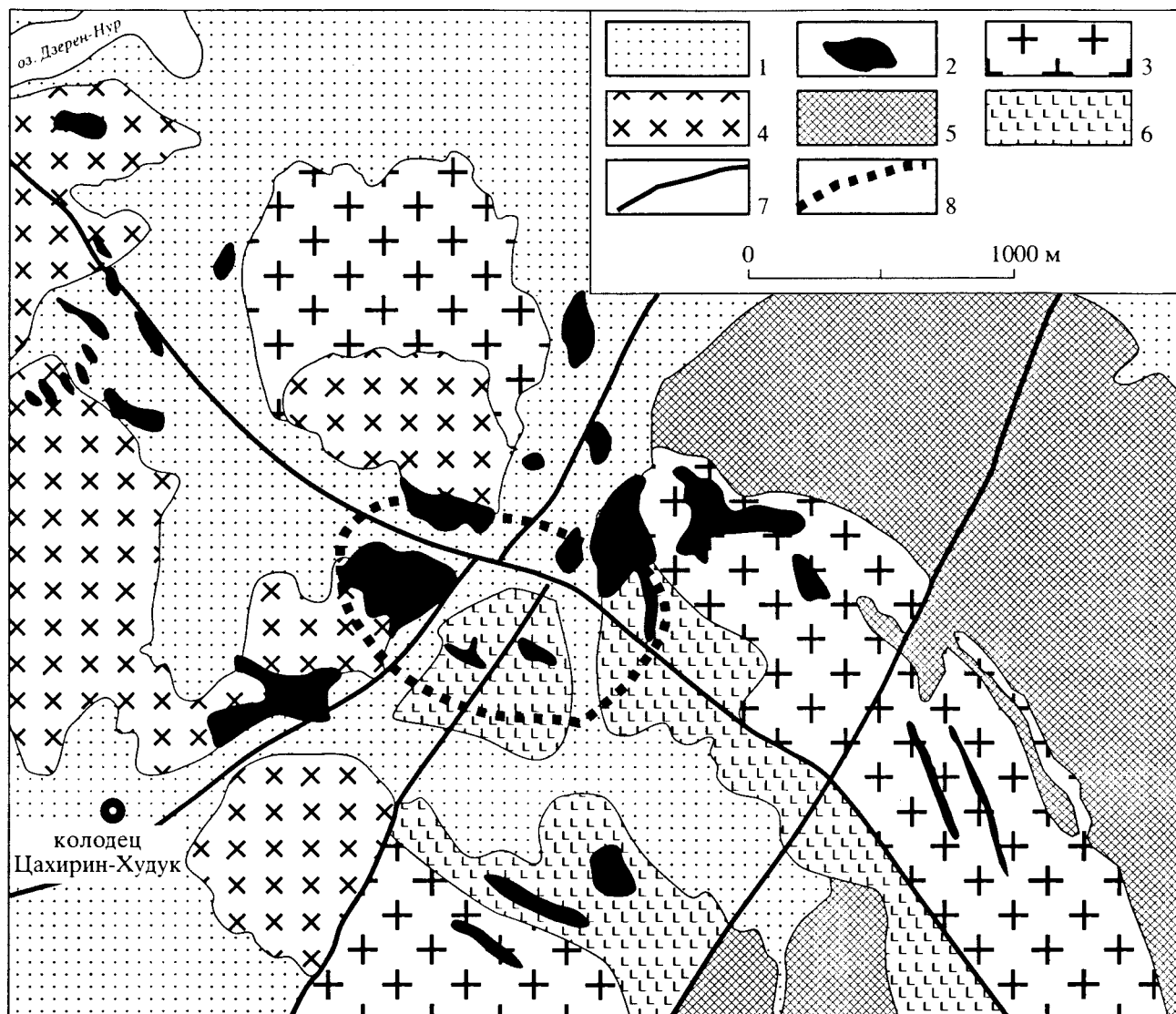


Рис. 5. Схема геологического строения участка редкометального проявления Цахирин.
 1 – рыхлые отложения; 2–4 – щелочные породы: 2 – щелочно-гранитные и нордмаркитовые пегматиты; 3 – щелочные граниты 2-ой фазы; 4 – нордмаркиты 1-ой фазы; 5 – вмещающие амфибол-биотитовые граниты; 6 – габбро и основные вулканы офиолитов (ичетуинская свита); 7 – разломы; 8 – поле развития концентрированной редкометальной минерализации в пегматитах и кварц-циркон-ортит-эпидотовых метасоматитах.

интрузивной форме внедрения магмы редкометальных щелочных гранитоидов, а не о процессах послемагматического метасоматического (апогранитного) их происхождения. Восточный и северо-западный контакты этого тела с нордмаркитами тектонические. Вдоль северо-западного разлома небольшая часть купола редкометальных щелочных гранитоидов 5-ой фазы смещена к северо-востоку от главной его части. Вдоль разломов гранитоиды становятся красными окисленными, с щелочными темноцветными минералами, замещенными гематитом. При этом содержания в них полезных редких элементов почти не изменяются.

К 6-ой фазе внедрения условно отнесены тело сиенитов, секущее нордмаркиты и дайки пантеллеритов 4-ой фазы, а также дайки калиевых щелочных базитов, секущие и, видимо, подплавляющие вмещающие редкометальные щелочные гранитоиды 5-ой фазы. К сожалению, контакты сиенитов с редкометальными гранитами не обнаружены. Дайка аналогичных сиенитов, прорывающая нордмаркиты, жильные экериты и пантеллериты, отмечена в районе горы Улан-Хурен (рис. 2).

Редкометальные миароловые щелочные граниты 7-ой фазы внедрения образуют куполообразное тело (названо "Игла") с крутыми контак-

Таблица 1. Минералы, установленные в породах массива Халдзан-Бурегтей

№ п/п	Класс/минерал	Формула	Участок	Породы интрузивных фаз				Пегма-титы	Метасо-титы
				I	II	V	VII		
Самородные									
1	медь	Cu	Ц, X*			+			+
2	золото	Au	Ц						+
3	олово	Sn	X*			+			
4	цинк	Zn	X*			+			
5	мышьяк	As	X*					+	
6	сера	S	X*					+	
Сульфиды									
7	пирит	FeS ₂	Ц						+
8	пирротин	FeS	Ц						+
9	халькопирит	CuFeS ₂	Ц, X						+
10	теннантит	Cu ₁₀ Zn ₂ As ₄ S ₁₃	Ц					+	+
11	галенит	PbS	Ц, X					+	+
12	сфалерит	ZnS	X*					+	
13	молибденит	MoS ₂	Ц, X*			+			+
Арсениды									
14	лёллингит	FeAs ₂	X			+	+		
15	арсенопирит	FeAsS	Ц						+
Фториды									
16	флюорит	CaF ₂	Ц, X	+	+	+	+	+	+
Окиды									
17	кварц	SiO ₂	Ц, X	+	+	+	+	+	+
18	гематит	Fe ₂ O ₃	Ц, X	+		+	+	+	
19	рутил	TiO ₂	Ц, X			+	+	+	
20	анатаз	TiO ₂	Ц			+			+
21	церанит-(Ce)	CeO ₂	X*			+			
22	магнетит	FeFe ₂ O ₄	Ц, X			+			+
23	ильменит	FeTiO ₃	Ц, X	+		+		+	+
24	ферроармолколит	FeTi ₂ O ₅	X*						+
25	ильменорутит	FeNbTi ₂ O ₈	X			+		+	
26	сенаит-[Zn]	Pb[Zn ₂ (Ti,Fe) ₁₈ O ₃₈	X*			+	+		
27	ландаунт-FeZn	NaFeZn ₂ (Ti,Fe) ₁₈ O ₃₈	X*				+		
28	романит-FeZn	[ZnFeZn ₂ (Ti,Fe) ₁₈ O ₃₈	X*			+			
29	фергусонит-(Y)	(Y,Nd)NbO ₄	Ц*					+	+
30	бета-фергусонит-(Y)	YNbO ₄	Ц*					+	
31	браннерит	UTi ₂ O ₆	Ц*						+
32	эшинит-(Ce)	CeNbTiO ₆	X*			+			
33	эшинит-(Y)	YNbTiO ₆	X*			+			
34	ферсмит	CaNb ₂ O ₆	Ц*					+	+
35	ферроколумбит	FeNb ₂ O ₆	Ц, X*					+	+
36	пирохлор	NaCaNb ₂ O ₆ F	X			+			
37	фторнатропирохлор	(Na,Ca) ₂ Nb ₂ O ₆ F	X*				+	+	
38	цероипирохлор-(Ce)	(Ca,Ce) _{2-x} Nb ₂ (O,OH) ₇	X*			+	+	+	
39	иттропирохлор-(Y)	(Ca,Y) _{2-x} Nb ₂ (O,OH) ₇	X*			+			
40	плюмбопирохлор	Pb _{2-x} Nb ₂ (O,OH) ₇	X*				+	+	
41	стронциопирохлор	(Ca,Sr) _{2-x} Nb ₂ (O,OH) ₇	X*					+	
42	уранпирохлор	(Ca,U,Ce) _{2-x} Nb ₂ (O,OH) ₇	Ц*					+	

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Класс/минерал	Формула	Участок	Породы интрузивных фаз				Пегматиты	Метасоматиты
				I	II	V	VII		
Карбонаты									
43	кальцит	Ca[CO ₃]	Ц, X					+	+
44	брейнерит	(Mg,Fe)[CO ₃]	Ц						+
45	церуссит	Pb[CO ₃]	X*					+	
46	малахит	Cu ₂ [CO ₃](OH) ₂	Ц						+
47	бастнезит-(Ce)	Ce[CO ₃]F	X			+	+	+	
48	синхизит-(Ce)	CaCe[CO ₃] ₂ F	X			+	+		
49	иттросинхизит-(Y)	CaY[CO ₃] ₂ F	X*			+			+
50	гидроксилсинхизит-(Ce)	CaCe[CO ₃] ₂ (OH)	Ц*						+
51	стронциопаризит-(Ce)	SrCe ₂ [CO ₃] ₃ F ₂	X*						+
Сульфаты									
52	барит	Ba[SO ₄]	Ц, X*			+		+	+
53	англезит	Pb[SO ₄]	X*					+	
Фосфаты									
54	фторапатит	Ca ₅ [PO ₄] ₃ F	Ц, X						
55	гидроксилапатит	Ca ₅ [PO ₄] ₃ (OH)	Ц*						+
56	монацит-(Ce)	Ce[PO ₄]	Ц, X*			+	+	+	
57	ксенотим-(Y)	Y[PO ₄]	Ц, X*					+	
Арсенаты									
58	черновит-(Y)	Y[AsO ₄]	X*					+	
59	агардит-(Y)	YCu ₆ [AsO ₄] ₃ (OH) ₆ · 3H ₂ O	X*					+	
60	корнваллит	Cu ₅ [AsO ₄] ₂ (OH) ₄ · H ₂ O	X*					+	
61	карминит	PbFe ₂ [AsO ₄] ₂ (OH) ₂	X			+	+		
СИЛИКАТЫ									
Островные									
62	фаялит	Fe ₂ [SiO ₄]	Ц*					+	
63	циркон	Zr[SiO ₄]	Ц, X	+	+	+	+	+	+
64	торит	Th[SiO ₄]	Ц, X*					+	+
65	виллемит	Zn ₂ [SiO ₄]	X					+	
66	титанит	CaTi[SiO ₄]O	Ц, X	+			+	+	+
67	гиттинсит	CaZr[Si ₂ O ₇]	X			+	+	+	
68	кальциокатаплеит	CaZr[Si ₃ O ₉] · 2H ₂ O	X*				+		
69	бацирит	BaZr[Si ₃ O ₉]	X*					+	
70	эпидот	Ca ₂ FeAl ₂ [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH)	Ц					+	+
71	алланит-(Ce)	CaCeFeAl ₂ [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH)	Ц					+	+
72	алланит-(Nd)	CaNdFeAl ₂ [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH)	Ц*					+	
73	ферриалланит-(Ce)	CaCeFe ² Fe ³ Al[SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH)	Ц*					+	+
74	цахиринит-(Ce)	CaCeFe ² Fe ³ [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH)	Ц*					+	
75	чевкинит-(Ce)	Ce ₄ Fe ₂ Ti ₃ [Si ₂ O ₇] ₂ O ₈	Ц*					+	+
76	церит-(Ce)	Ce ₉ (Al,Fe)[SiO ₄] ₆ [SiO ₃ OH](OH) ₃	Ц*						+
77	тернебомит-(Ce)	Ce ₂ Al[SiO ₄] ₂ (OH)	Ц					+	
78	бритолит-(Ce)	Ca ₂ Ce ₃ [SiO ₄] ₃ (OH,F)	X						+
79	гадолинит-(Y)	Y ₂ FeBe ₂ [SiO ₄] ₂ O ₂	Ц*					+	

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Класс/минерал	Формула	Участок	Породы интрузивных фаз				Пегматиты	Метасоматиты
				I	II	V	VII		
80	кальциногадолинит-(Y)	$\text{CaYFeBe}_2[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2$	Ц*					+	
81	хинганит-(Y)	$\text{Y}_2[\text{Be}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_2]$	Ц*					+	+
82	хинганит-(Ce)	$\text{Ce}_2[\text{Be}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_2]$	Ц*					+	+
83	хинганит-(Nd)	$\text{Nd}_2[\text{Be}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_2]$	Ц*					+	+
84	ильваит	$\text{CaFe}_2\text{Fe}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O},\text{OH})$	Ц*					+	
85	кайнозит-(Y)	$\text{Ca}_2\text{Y}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}][\text{CO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ц*					+	
86	геренит-(Y)	$\text{Na}_2\text{Y}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	X*			+			
87	эвдиалит		Ц					+	
Цепочечные									
88	эгирин	$\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ц, X		+	+	+	+	+
89	геденберgit	$\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ц					+	
90	диопсид	$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ц						+
91	энигматит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Ti}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\text{O}_2$	Ц, X	+				+	
92	бавенит	$\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$	Ц*					+	
93	миларит	$\text{KCa}_2\text{AlBe}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Ц					+	
Ленточные									
94	арфведсонит	$\text{Na}_3\text{Fe}_4^2\text{Fe}^3[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ц, X	+	+	+	+	+	
95	рибекит	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^2\text{Fe}^3[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ц*					+	
96	катафорит	$\text{Na}_2\text{CaFe}_4^2\text{Fe}^3[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	Ц, X	+				+	
97	керсутит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{O},\text{OH})_2$	X			+			
98	актинолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ц*						+
99	эльпидит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	X			+	+	+	
100	Са-эльпидит	$\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	X					+	
101	нарсарсукит	$\text{Na}_4\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O},\text{OH})_2$	X*				+	+	
Листовые									
102	полюлитнионит	$\text{KLi}_2\text{Al}[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{F},\text{OH})_2$	X			+	+	+	+
103	биотит	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_2$	Ц, X						
104	серицит	$\text{KAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_2$	Ц						+
105	нонтрэнит	$\text{Na}_x\text{Fe}_2[(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	X*			+			
106	клинохлор	$(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$	Ц						+
107	стильпноделан	$\text{K}(\text{Fe},\text{Mg})_8(\text{Si},\text{Al})_{12}(\text{O},\text{OH})_{27} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ц*					+	+
Каркасные									
108	ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ц, X	+	+	+	+	+	
109	микроклин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ц, X	+	+	+	+	+	+
110	альбит	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ц, X		+	+	+	+	+
111	скаполит	$(\text{Ca},\text{Na})_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}][\text{CO}_3]$	Ц						+
112	гентгельвин	$\text{Zn}_4[\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{S}]$	Ц, X*				+	+	
113	пренит	$\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Ц*						

Примечание. Ц – минерал встречается в районе участка Цахирин; X – минерал встречается в пределах собственно массива Халдзан-Бургей; * – минерал, впервые отмеченный П.М. Карташовым.

тами в сторону вмещающих пород, площадью 0.05 км², секущие редкометалльные щелочные

гранитоиды 5-ой фазы. Иногда эти граниты формируют дайки мощностью $n \times 10$ см и протяжен-

ностью $n \times 10$ м. Контакты гранитов резкие с апофизами. В гранитах этой фазы отмечены многочисленные миароловые пегматоиды размерами до нескольких см.

Другие массивы Халдзан-Бурегтейской группы более простые по своему строению. Массивы Цохни-Улан и Улан-Хурен сложены в основном нордмаркитами, иногда с дайками калиевых базитов и лейкосиенитов. В северной части массива Улан-Хурен отмечено также тело мелкозернистых щелочных гранитов 2-ой фазы с дайкообразными телами каплевидных долеритов. К этому участку массива приурочено редкометальное проявление Цахирин (рис. 5). Участок редкометальной минерализации Цахирин, выявленный геолого-съемочными работами группы Д. Минина (Зарубежгеология), которые были поставлены по нашей рекомендации, расположен на севере массива Цохни-Улан (рис. 2). Схема его геологического строения показана на рис. 5. Участок располагается в зоне контакта нордмаркитов 1-ой фазы и щелочных гранитов 2-ой фазы, захватывая вмещающие для этих пород габброиды и основные вулканы раннепалеозойской ичетуинской свиты. На участке Цахирин и вблизи него отмечаются скопления линейных тел щелочно-гранитных и нордмаркитовых пегматитов, несущих разнообразную редкометальную минерализацию. Концентрированная редкометальная минерализация здесь сосредоточена также в телах, видимо, метасоматических грубозернистых кварцевых пород, развитых, скорее всего, по щелочно-гранитным пегматитам (или представляющих собой кварцевые ядра таких пегматитов). Здесь, в отличие от описанного выше месторождения, щелочные граниты 2-ой фазы подвергнуты постмагматическим метасоматическим изменениям, выраженным в альбитизации, окварцевании и эпидотизации. Пегматоиды, как уже говорилось, видимо, превращены в кварцевые породы, обогащенные редкометальными минералами. Рудные тела достигают нескольких сотен метров в длину и имеют мощность несколько метров. Характерно, что альбитизация, окварцевание и эпидотизация безрудных щелочных гранитов 2-ой фазы здесь не сопровождается редкометальным оруденением.

Массив Гурван-Унет размером 5×3.5 км сложен в основном щелочными гранитами 2-ой фазы внедрения с редкими секущими телами экеритов и провесами кровли вулканических пантеллеритов, а также с каплевидными дайкообразными телами долеритов. Нордмаркиты 1-ой фазы развиты слабо, образуя дугообразное обособление в северо-западной окраине массива и крупные (до 50 м в поперечнике) ксенолиты в гранитах 2-ой фазы. Вулканические жерловые пантеллериты и комендиты в провесах кровли местами игнимбритоподобные с фьяммевидной текстурой и вихревой и восстающей флюидальностью, часто брек-

чиевидные. В северной части массива к западу и юго-западу прослежено полукольцевое тело среднезернистых экеритов (мелкозернистых трахитоидных щелочных гранитов) протяженностью около 4 км и шириной 0.1–0.3 км. В основном оно приурочено к границе щелочных гранитов 2-ой фазы и пантеллеритовых жерловин и рассекает те и другие. Массив Улан-Унет представлен нордмаркитами 1-ой фазы и щелочными гранитами 2-ой фазы. Безымянный массив щелочных гранитов 2-ой фазы, расположенный на севере площади (рис. 2), содержит дайки лейцитовых базитов, а также дайку базитов с мегакристами амфибола, биотита, апатита и санидина размерами до несколько сантиметров.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

В петрографическом отношении породы массива составляют единый ряд щелочных гранитоидных пород с последовательным изменением их минерального состава и структур. Нордмаркиты 1-ой фазы состоят из калий-натриевого пертитового полевого шпата (70–74%), в том числе его крупных (до 5–10 мм) вкрапленников, кварца (16–19%), арфведсонита (2–9%), эгирин-авгита (1–2%), энигматита (1–2%) и акцессорных минералов.

В щелочных гранитах 2-ой фазы увеличивается количество кварца (28–32%) за счет уменьшения количества щелочного полевого шпата (ЩПШ) (63–67%), исчезает энигматит, сохраняется арфведсонит (4–7%), появляется эгирин, а акцессорные минералы представлены преимущественно флюоритом, цирконом, сфеном и другими рудными минералами. Структура породы становится более равномернозернистой, хотя вкрапленники ЩПШ и кварца встречаются.

Жильные щелочно-гранитные пегматиты 3-ей фазы отличаются крупнозернистой структурой и обогащены кварцем (35–53%) и темноцветными минералами: эгирином (5–12%) и эгиринизированным арфведсонитом (17–27%). Нередки структуры “снежного кома” в кварце и ЩПШ. Акцессорные минералы – редкоземельные карбонаты и флюорит.

Экериты этой же фазы представлены мелкозернистыми микроклин-альбитовыми лейкогранитами и на 80–90% сложены порфиоровыми выделениями кварца и микроклин-пертита и тонкозернистой основной массой кварц-эгирин-арфведсонит-микроклин-альбитового состава.

Жильные пантеллериты состоят из вкрапленников зонального ЩПШ и футлярообразных кристаллов арфведсонита (в центре них отмечены флюорит, циркон, редкоземельные карбонаты), составляющих от 2–5% в зонах закалки и до 20% в центре даек. Основная масса тонкозернистая, состоит из микролитов ЩПШ, редкого эгирина,

арфведсонита, интерстиционного кварца и упомянутых выше акцессорных минералов.

Редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы содержат в среднем 36% ЩПШ, 26,5% кварца, 0,5% арфведсонита, 9% эгирина, до 25% разнообразных редкометалльных минералов и флюорита. Редкометалльная минерализация будет охарактеризована ниже (табл. 1). Как и в других породах, здесь есть крупные вкрапленники зонального ЩПШ и кварца, более мелкие вкрапленники арфведсонита, эгирина, эльпидита и псевдоморфоз по эльпидиту, а также интерстиционный агрегат альбита, кварца, флюорита, полилитонона, циркона, пироклора и других минералов. Лейсты альбита и зерна флюорита также образуют структуры снежного кома в ЩПШ, кварце, эльпидите.

Как уже отмечалось, к шестой фазе отнесены дайки щелочных базитов и, условно, крупная дайка сиенитов. Щелочные базальты этой фазы представлены афировыми и порфирированными породами. В порфирированных разновидностях содержатся мегакристы санидина или эпилейцита (в эпилейцитовых базальтах), амфибола (керсутита), биотита, иногда апатита и ильменита. В них иногда отмечаются миндалины, выполненные флюоритом. Основная масса как в порфирированных, так и в афировых породах состоит из микролитов трахитоидно упорядоченного полевого шпата, слюды, амфибола и зерен рудных минералов. Сиениты характеризуются варьирующей степенью раскристаллизации от среднезернистой до крупнозернистой и пегматоидной. Они состоят из К-На пертитового полевого шпата (50%), эгирина, биотита, щелочного амфибола, альбита (менее 5%), кварца (менее 5%), а также включают редкие зерна флюорита.

Редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы по минеральному составу похожи на граниты 5-ой фазы, но отличаются от последних более тонкозернистой структурой и наличием пегматоидных миарол. Последние состоят из тех же минералов, что и основная ткань породы, но только более крупных размеров.

Изучением минералогии пород массива специально занимался П. Карташов. Им диагностировано более ста двадцати минеральных видов (табл. 1): самородные элементы, сульфиды, арсениды, фториды, оксиды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, арсенаты и разнообразные силикаты. Подавляющее их количество сосредоточено в телах богатых редкими элементами щелочно-гранитных пегматитов, в редкометалльных щелочных гранитах основного участка месторождения и в кварц-циркон-эпидот-ортитовых метасоматитах участка Цахирин. В нордмаркитах 1-ой фазы и в щелочных гранитах 2-ой фазы, кроме породообразующих и отмеченных выше щелочного полевого шпата, кварца, щелочных пироксенов и

амфиболов, энigmatита (в нордмаркитах), встречаются флюорит, магнетит, циркон, титанит. В редкометалльных щелочных гранитах 5-ой фазы выявлено 27 минеральных видов, в редкометалльных гранитах 7-ой фазы – 26 минеральных видов (табл. 1). Но наибольшее количество минеральных видов (63) обнаружено П. Карташовым в редкометалльных щелочных пегматитах, включая и пегматиты редкометалльных гранитов, широко развитых в эндоконтакте тела редкометалльных гранитов 5-ой фазы. В кварцевых метасоматитах участка Цахирин обнаружено 42 минеральных вида (табл. 1).

Щелочные темноцветные минералы в массиве представлены амфиболами, пироксеном и энigmatитом. Амфиболы – в основном арфведсониты с переменным количеством кальция, реже рибекит, пироксен – эгирин, энigmatит, близок к классическому составу.

Наибольший практический интерес на месторождении представляют минералы циркония, ниобия, редкоземельных элементов, урана, тория, лития, в меньшей степени бериллия. Минералы циркония представлены разнообразными цирконосиликатами и цирконом, развитым чаще всего в псевдоморфозах по цирконосиликатам. Среди цирконосиликатов выявлены гиттинсит (вторая находка в мире, состав см. в Kovalenko et al., 1995), кальциокатаплеит, бацитрит, эльпидит, кальциевый эльпидит, эвдиалит. Среди минералов ниобия обнаружены фергусонит, эшинит, ферсмит, ферроколумбит, но главными являются разнообразные по составу пироклоры (табл. 1 и см. Kovalenko et al., 1995), среди минералов редкоземельных элементов и иттрия, кроме упомянутых минералов ниобия, – фторкарбонаты бастнезит, синхизит (цериевый и иттриевый), стронциопаризит, монацит, ксенотим, арсенаты иттрия, бритолит, гадолинит, хинганит и более редкие минералы (табл. 1). Литиевый минерал – полилитонон, урановые – браннерит, пироклор, ториевый – торит, бериллиевые минералы – упоминавшиеся гадолинит, хингаит, а также бавенит и миларит. Отметим также, что здесь выявлены не часто встречающиеся минералы цинка: вилемит, гентгельвин, сенаит, ландауит, романит.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Геохронологические исследования цирконов проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН), Санкт-Петербург. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов гранитоидов Озерной зоны

№ п/п	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержания, мкг/г		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb			Rho	Возраст, млн. лет			
			Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Тоналит ХР-1/10													
1	>150	3.13	4.68	56.8	1836	0.05699 ± 12	0.1141 ± 1	0.6270 ± 18	0.0798 ± 1	0.67	494.9 ± 0.9	494.3 ± 1.4	491.1 ± 4.6
2	-100 + 80	4.67	4.92	59.1	1519	0.05720 ± 6	0.1181 ± 1	0.6287 ± 11	0.0797 ± 1	0.77	494.4 ± 0.6	495.3 ± 0.8	499.3 ± 2.4
Гранит ХР-1/12													
3	-85 + 60	1.47	28.3	377	544	0.05616 ± 4	0.1761 ± 1	0.4955 ± 7	0.0640 ± 1	0.87	399.9 ± 0.5	408.7 ± 0.6	458.5 ± 1.5
4	>100 А 60%	0.32	35.1	439	592	0.05625 ± 9	0.1875 ± 1	0.5325 ± 11	0.0687 ± 1	0.64	428.0 ± 0.6	433.5 ± 0.7	462.3 ± 3.4
5	-85 + 60 А 40%	0.39	32.5	411	1257	0.05627 ± 5	0.1877 ± 1	0.5528 ± 9	0.0712 ± 1	0.83	443.6 ± 0.5	446.8 ± 0.9	463.1 ± 1.9
Гранодиорит ХБУ-5003													
6	-100 + 60	0.71	38.1	500	1093	0.05573 ± 4	0.1785 ± 1	0.5259 ± 8	0.0684 ± 1	0.86	426.7 ± 0.5	429.1 ± 0.6	441.8 ± 1.7
7	>100	1.28	21.5	268	753	0.05570 ± 4	0.1664 ± 1	0.5442 ± 8	0.0709 ± 1	0.87	441.4 ± 0.5	441.2 ± 0.6	440.2 ± 1.6
8	>100	0.87	18.6	242	1371	0.05575 ± 5	0.1670 ± 1	0.5438 ± 9	0.0707 ± 1	0.78	440.6 ± 0.5	440.9 ± 0.7	442.5 ± 2.2
Щелочной гранит ХБУ-4327													
9	-220 + 150	1.20	117.9	1419	4709	0.05455 ± 22	0.5108 ± 1	0.4591 ± 6	0.0610 ± 1	0.95	391.9 ± 0.5	393.6 ± 0.5	393.9 ± 0.9
10	<150	0.37	76.0	869	2176	0.05452 ± 4	0.5118 ± 1	0.4792 ± 7	0.0637 ± 1	0.87	398.3 ± 0.5	397.5 ± 0.6	392.7 ± 1.6
11	-220 + 150	1.38	80.8	946	6169	0.05449 ± 2	0.5183 ± 1	0.4703 ± 6	0.0626 ± 1	0.95	391.4 ± 0.5	391.4 ± 0.5	391.4 ± 0.9
Снигит ХБУ-4340													
12	-150 + 100	0.80	73.2	484	1626	0.05469 ± 4	1.8845 ± 1	0.4435 ± 7	0.0588 ± 1	0.86	368.4 ± 0.5	372.8 ± 0.6	399.7 ± 1.8
13	>150 А 40%	0.75	66.1	426	1716	0.05447 ± 4	1.7939 ± 1	0.4680 ± 7	0.0623 ± 1	0.88	389.7 ± 0.5	389.8 ± 0.5	390.5 ± 1.6
14	>150 А 40%	0.87	97.2	689	1272	0.05446 ± 3	1.4988 ± 1	0.4709 ± 6	0.0627 ± 1	0.92	392.0 ± 0.5	391.8 ± 0.6	390.2 ± 1.2
Кварц-эпидиот-оргит-цирконовая порода ХБУ-6													
15	>100 А 20%	1.67	76.4	815	11650	0.05464 ± 2	0.6551 ± 1	0.4775 ± 7	0.0634 ± 1	0.97	396.1 ± 0.5	396.3 ± 0.5	397.6 ± 0.8
16	>100 А 30%	0.63	97.1	1052	7462	0.05464 ± 2	0.6414 ± 1	0.4739 ± 6	0.0629 ± 1	0.94	393.3 ± 0.5	393.9 ± 0.5	397.3 ± 1.0
Гранит ХБУ-5803													
17	-85 + 60	0.84	40.0	721	591	0.05375 ± 4	0.1721 ± 1	0.3539 ± 5	0.0478 ± 1	0.84	300.7 ± 0.4	307.7 ± 0.5	360.4 ± 1.8
18	>100	1.58	33.9	622	817	0.05382 ± 4	0.1691 ± 1	0.3583 ± 5	0.0483 ± 1	0.85	304.0 ± 0.4	310.9 ± 0.5	363.6 ± 1.7
19	>100 НРФ	0.91	19.5	316	2097	0.05348 ± 13	0.1848 ± 1	0.4186 ± 12	0.0568 ± 1	0.54	355.9 ± 0.4	355.0 ± 1.0	349.3 ± 5.5

Примечание. ^a – измеренные изотопные отношения; А 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; НРФ – остаток циркона после кислотной обработки. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

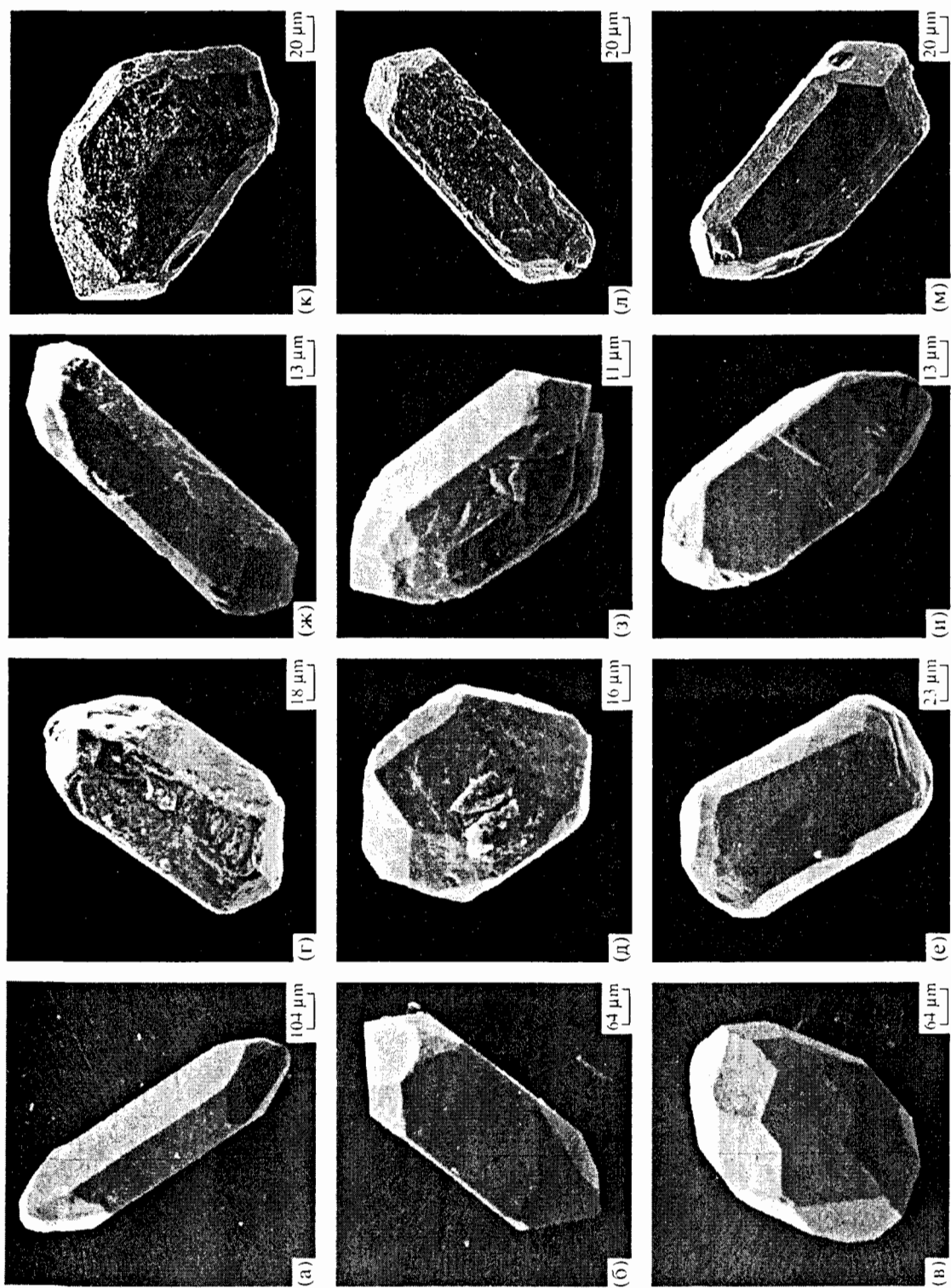


Рис. 6. Микрофотографии цирконов, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 (ускоряющее напряжение 20 кV).
 (а)-(в) – тоналит ХР-1/10; (г)-(е) – гранит ХР-1/12; (ж)-(и) – гранодиорит ХБУ-5003; (к)-(м) – гранит ХБУ-5803.

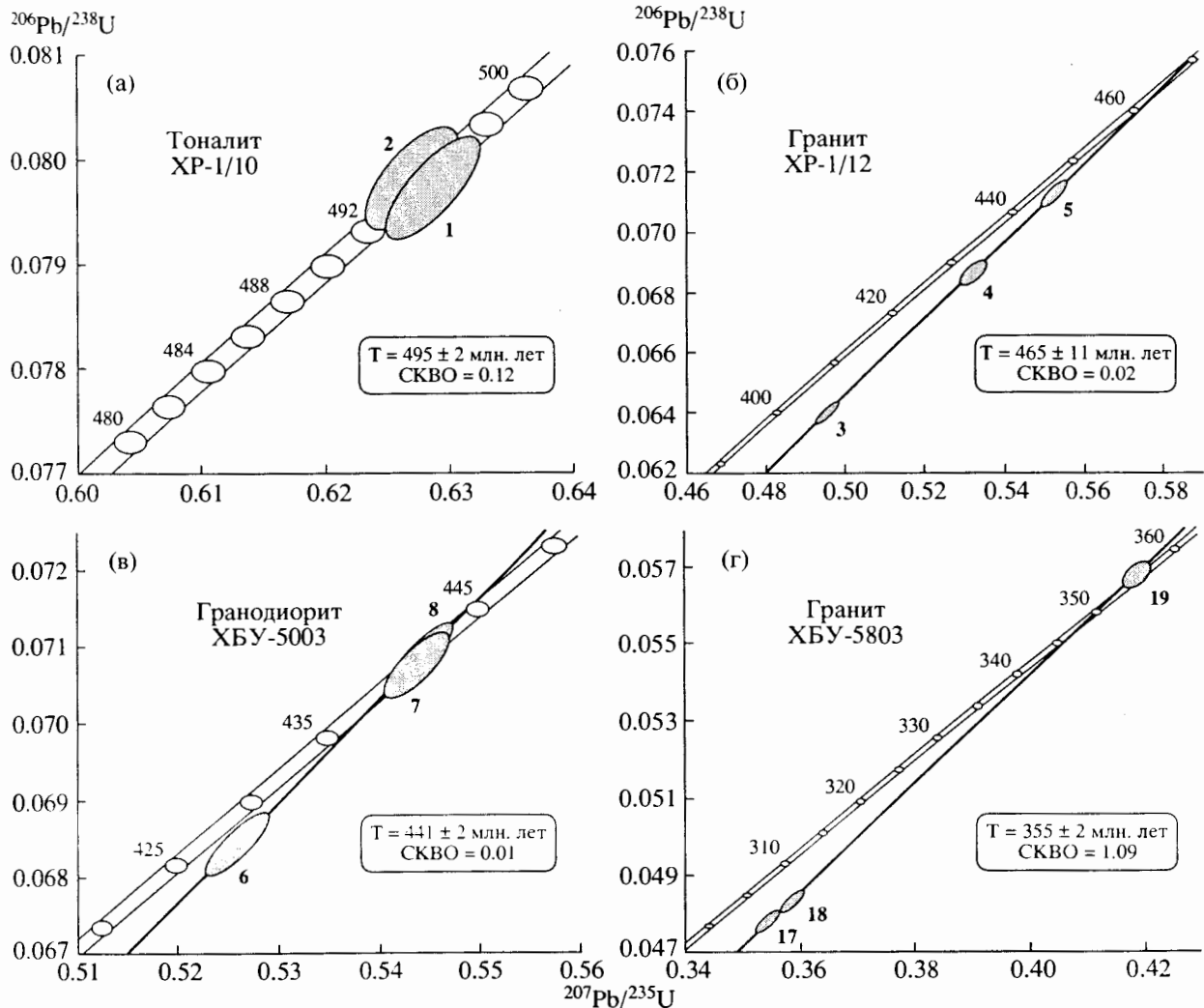


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов вмещающих пород. (а) – тоналита ХР-1/10, (б) – гранита ХР-1/12, (в) – гранодиорита ХБУ-5003, (г) – красного гранита правобережья р. Кобдо ХБУ-5803 (места отбора проб см. на рис. 1).

Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1982). Процедура предварительной кислотной обработки ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220°C (Mattinson, 1994). Обработка экспериментальных данных проводилась по программе Pb-DAT (Ludwig, 1991). Расчет линий регрессии и конкордантных возрастов выполнен в программе ISOPLOT/Ex. Version 2.06 (Ludwig, 1999) с учетом погрешностей (Ludwig, 2000) общепринятых значений 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.

Кроме того, мы датировали амфиболы и биотит из щелочных и некоторых других пород Халдзан-Бурегтейского массива Ar-Ar методом.

Подготовка проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -анализа проводилась по стандартной методике (Пономарчук и др., 1998). Облучение проводилось в кадмированном канале ядерного реактора Томского Политехнического университета. Исследования изотопного состава аргона выполнены в лаборатории геохронологических исследований ОИГГМ СО РАН (Новосибирск). Вертикальный размер линии (или контура) индивидуальных ступеней на возрастных диаграммах соответствует погрешностям. Значения последних для датировок и первичных изотопных составов ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)₀ представлены на уровне 2σ. Для расчета использовались константы распада: $\lambda_{e,z} = 0.581 \times 10^{-10}$ лет⁻¹ и $\lambda_{\beta^-} = 4.962 \times 10^{-10}$ лет⁻¹.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Как уже отмечалось, главной задачей настоящего исследования стало геохронологическое

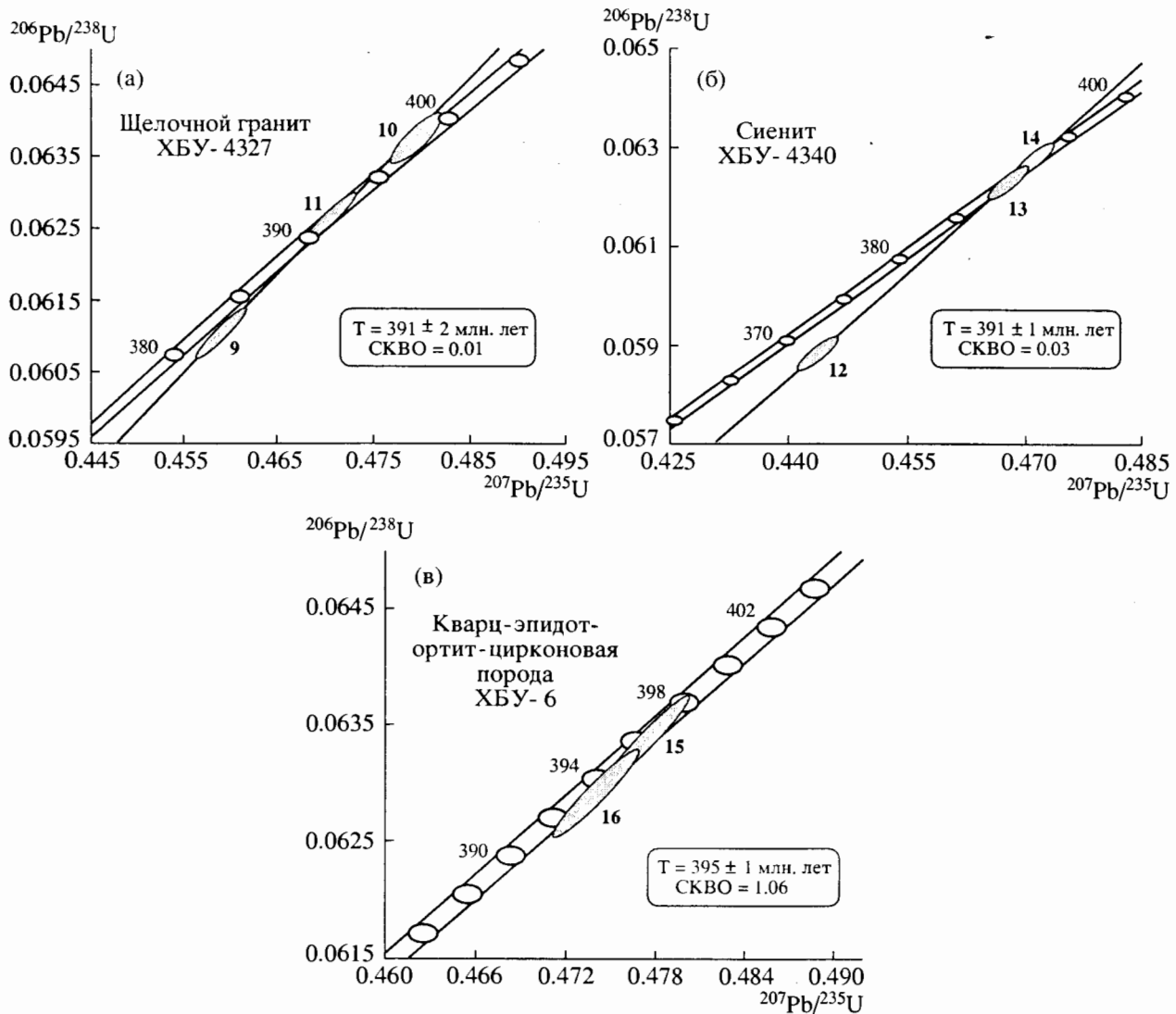


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для циркона щелочного гранита 2-ой фазы ХБУ-4327 (а), сиенита 6-ой (?) фазы ХБУ-4340 (б), кварц-эпидот-ортит-цирконовой руды ХБУ-6 участка Цахирин (в).

изучение не только щелочных гранитов Халдзан-Бурегтейского массива, но и развитых в его обрамлении разных по составу гранитоидов, а также вмещающих щелочные граниты пород офиолитового комплекса. Изотопные U-Pb данные по цирконам приведены в табл. 2 и на рис. 6–8, а изотопные Ag-Ag данные на рис. 9–12. Уран-свинцовые датировки по цирконам получены в основном по разнообразным гранитоидам, включая Халдзан-Бурегтейский массив и вмещающие его гранитоиды кобдинского комплекса разного состава. Среди последних изучены тоналиты субширотного массива на юго-западном побережье оз. Хиргис-Нур и расположенные непосредственно к востоку от него двуполовошпатовые биотитовые граниты, а также гранодиориты массива, находящегося к западу от Халдзан-Бурегтейского массива, и граниты Кобдинского массива непосредственно

в черте города Кобдо. Среди гранитоидов собственно Халдзан-Бурегтейского тела по цирконам датированы щелочные граниты 2-ой фазы внедрения, сиениты 6-ой фазы и руды Цахиринского редкометального проявления.

В пробе *тоналитов* ХР-1/10 (у юго-западного края оз. Хиргис-Нур) преобладают прозрачные идиоморфные кристаллы циркона призматического и короткопризматического габитуса светлорозового цвета, зональные, содержащие небольшое количество включений. Ограничение представлено простыми формами: призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211}. Размер кристаллов изменяется от 60 до 700 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.4–2.5$ (рис. 6). По своим морфологическим особенностям цирконы из тоналита ХР-1/10 могут рассматриваться как магматические.

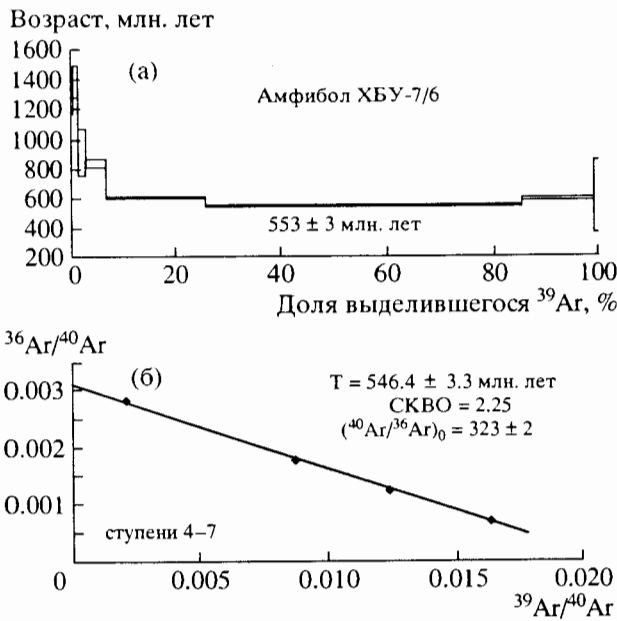


Рис. 9. Аргон-аргоновый возрастной спектр (а) и изохрона (б) амфиболов из андезитов базальт-андезит-дацитовой толщи вмещающих каледонских офиолитов (см. рис. 1).

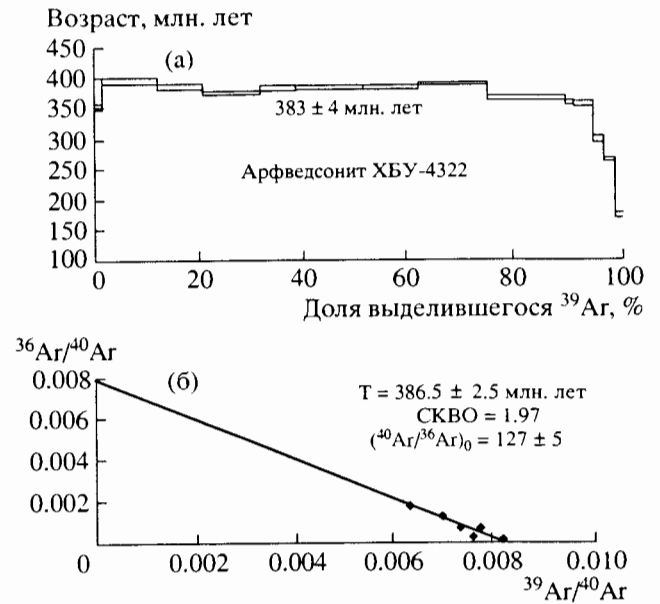


Рис. 10. Аргон-аргоновый возрастной спектр (а) и изохрона (б) арфведсонита из щелочного гранита 2-ой фазы ХБУ-4322.

Для U-Pb изотопного анализа были отобраны две навески наиболее чистых кристаллов циркона из размерных фракций $-100 + 80$ и >150 мкм (табл. 2, №№ 1, 2). Точки изотопного состава исследованного циркона располагаются на конкордии, а его возраст составляет 495 ± 2 млн. лет и 494 ± 2 млн. лет соответственно. Значение возраста, рассчитанное для двух точек, соответствует 494.8 ± 1.5 млн. лет (СКВО = 0.12, вероятность = 0.73) (рис. 7а). Учитывая магматический генезис цирконов, полученную оценку 495 ± 2 млн. лет можно рассматривать в качестве возраста кристаллизации тоналитов.

Акцессорный циркон в пробе гранитов ХР-1/12 (массив у устья р. Кобдо) представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтого и рыжеватого цвета призматического и короткопризматического облика, имеющими цирконовый габитус (рис. 6). Кристаллы огранены призмой {100}, {110} и дипирамидой {101}, {211}. Поверхности граней частично корродированы. Для внутреннего строения прозрачных зерен циркона характерно присутствие магматической зональности, оптически наиболее отчетливо проявленной в крайних частях. Единичные кристаллы содержат тонкие оболочки с пониженным двупреломлением. Для циркона характерно присутствие значительного количества газово-жидких и твердых минеральных включений. Размер зерен варьирует от 30 до 400 мкм, $K_{удл} = 1.5-2.5$.

Изотопные исследования были выполнены для трех навесок наиболее прозрачных кристаллов циркона из размерных фракций >100 и $-85 + 60$ мкм, причем циркон из двух навесок (табл. 2, №№ 4, 5) был подвергнут предварительной аэробразивной обработке, в ходе которой было удалено 60 и 40% вещества соответственно. Дискордия, построенная для трех точек (рис. 7б), имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 465.3 ± 11.0 млн. лет, и нижнее — 47 ± 80 млн. лет, СКВО = 0.02. Учитывая магматический генезис циркона, можно полагать, что возраст 465 ± 11 млн. лет отражает время кристаллизации гранитов ХР-1/12.

В пробе гранодиорита ХБУ-5003 (массив к западу от горы Халдзан-Бурегтей-Ула) преобладают прозрачные и полупрозрачные идиоморфные и субидиоморфные зерна цирконов рыжеватого цвета, призматической и короткопризматической формы, цирконового габитуса, ограненные призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {201} (рис. 6). В центре некоторых зерен наблюдается подобие усвоенных ядер с диффузными очертаниями, к которым приурочено скопление пылевидных включений. Головки пирамид кристаллов тонкозональные, в центральных частях зональность проявлена неравномерно. Двупреломление кристаллов высокое. 20% зерен представлены полупрозрачными, мутными, зональными кристаллами с корродированными поверхностями граней, с примазками и включениями

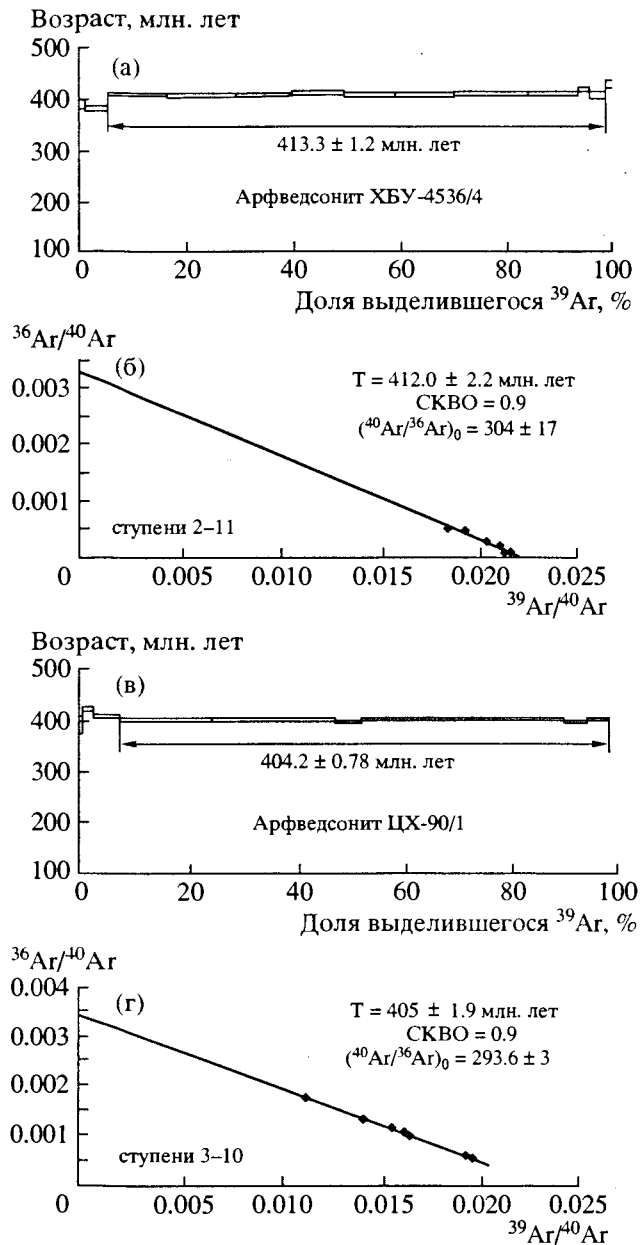


Рис. 11. Аргон-аргоновый возрастной спектр и изохрона арфведсонита из редкометалльного щелочного пегматита (ХБУ-4536/4) в эндоконтакте редкометалльного гранита 5-ой фазы (а, б) и из редкометалльного пегматита (ЦХ-90/1) участка Цахирина (в, г).

железистых минералов. Размер зерен варьирует от 40 до 300 мкм, $K_{удл} = 1.5-2.5$.

Для изотопных исследований из размерных фракций $-100 + 60$ и >100 мкм отбирались наиболее чистые, прозрачные зерна без включений. Точки составов циркона из фракции >100 мкм (табл. 2, №№ 7, 8) располагаются на конкордии, а их возраст составляет 441.0 ± 1.4 млн. лет (СКВО = 0.01, вероятность = 0.99) (рис. 7в). Циркон более мелкой фракции ($-100 + 60$ мкм, № 6 в

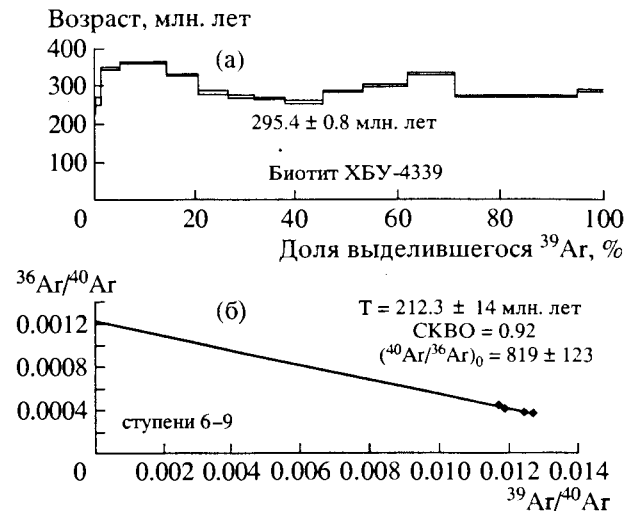


Рис. 12. Аргон-аргоновый возрастной спектр (а) и изохрона (б) биотита вмещающего амфибол-биотитового гранита ХБУ-4339 (см. рис. 1).

табл. 2) характеризуется незначительной дискордантностью U-Pb отношений, а его возраст совпадает с возрастом конкордантного циркона, рассчитанным по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - 441.8 \pm 1.7$ млн. лет. Дискордия, построенная для трех исследованных точек, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 441.1 ± 5.9 млн. лет, нижнее пересечение отвечает -25 ± 250 млн. лет, СКВО = 0.23. Морфологические характеристики циркона из пробы ХБУ-5003 указывают на его магматическую природу, следовательно, есть все основания принимать значение возраста 441 ± 2 млн. лет, полученное для конкордантного циркона, в качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации гранодиоритов ХБУ-5003.

Для пород собственно Халдзан-Бурегтейского тела датированы следующие породы: щелочные граниты 2-ой фазы, сиениты 6-ой фазы и богатые руды редкометалльного проявления Цахирина.

Циркон, выделенный из щелочного гранита ХБУ-4327, представлен прозрачными, полупрозрачными, иногда метамиктизированными обломками зерен (>100 мкм) без кристаллографических форм, светло-розового, иногда темно-красного цвета, обусловленного присутствием гидроокислов железа. Для изотопных исследований из размерных фракций $-220 + 150$ мкм и <150 мкм были отобраны три навески наиболее прозрачных однородных незональных обломков кристаллов светло-розового цвета с фрагментами граней цирконового габитуса, имеющих нормальное двупреломление. Циркон одной навески фракции $-220 + 150$ мкм (табл. 2, № 9) характеризуется незначительной дискордантностью (степень дискордантности составляет 0.5%). Изотопный ана-

лиз еще одной навески цирконов из этой размерной фракции (табл. 2, №11) позволил получить конкордантное значение возраста, равное 391.4 ± 1.7 млн. лет (СКВО = 0.01, вероятность = 0.99). Циркон из фракции <150 мкм (табл. 2, № 10) характеризуется слабой обратной дискордантностью (1.4%). Дискордия, построенная для всех точек, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 392.2 ± 4.5 млн. лет, и нижнее – 60 ± 160 млн. лет (СКВО = 0.52) (рис. 8а). В качестве оценки возраста кристаллизации щелочных гранитов 2-ой фазы (проба ХБУ-4327) можно принять полученное конкордантное значение возраста циркона 391 ± 2 млн. лет.

Циркон, выделенный из пробы *сиенита 6-ой фазы ХБУ-4340*, представляет собой прозрачные и замутненные бесформенные фрагменты кристаллов светло-розового и рыжеватого цвета, размер которых варьирует от 30 до 400 мкм. Для прозрачных фрагментов, отобранных для изотопных исследований из фракций –150 + 100 и >150 мкм, характерно высокое двупреломление и зональное строение. Как видно из табл. 2 и рис. 8б, циркон из фракции –150 + 100 мкм (№ 12) является незначительно дискордантным, а его возраст, рассчитанный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 399.7 ± 1.8 млн. лет. Точки изотопного состава циркона из фракции >150 мкм (№№ 13, 14), подвергнутого аэробразивной обработке, располагаются на конкордии (рис. 8б). Конкордантное значение возраста, рассчитанное для этих двух точек, составляет 390.8 ± 1.2 млн. лет (СКВО = 0.03, вероятность = 0.86). Дискордия, рассчитанная для всех исследованных навесок цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 390.6 ± 3.9 млн. лет (нижнее пересечение – 179 ± 130 млн. лет, СКВО = 0.04) и совпадающее в пределах погрешности с возрастом конкордантного циркона. Таким образом, полученные данные позволяют предполагать, что становление сиенитов происходило 391 ± 1 млн. лет назад синхронно с кристаллизацией щелочных гранитов.

Из *кварц-эпидот-ортит-цирконовой руды ХБУ-6* выделены бесформенные прозрачные обломки циркона светло-розового цвета, характеризующиеся высоким двупреломлением и отсутствием зональности. Размер обломков изменяется от 30 до 500 мкм. Для изотопных исследований наиболее прозрачные фрагменты циркона были отобраны из двух навесок фракции >100 мкм (табл. 2, №№ 15, 16) и подвергнуты аэробразивной обработке, в ходе которой было удалено 20% и 30% вещества соответственно. Исследованный циркон характеризуется конкордантными U-Pb отношениями (рис. 8в), а его возраст составляет 395.0 ± 1.3 млн. лет (СКВО = 1.06, вероятность = 0.30).

Аксессуарный циркон в пробе *гранита 5803* (массив, расположенный на окраине города Кобдо) представлен прозрачными и полупрозрачными субидиоморфными и идиоморфными кристаллами короткопризматического облика (рис. 6), желтого цвета, цирконового габитуса. Ограничение представлено простыми формами {100}, {110}, {111}, {112}. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие прозрачных магматических ядер овальной формы с нормальным двупреломлением, с частично растворенными поверхностями и большим количеством минеральных включений, а также оболочек, как правило имеющих зональное строение и характеризующихся пониженным двупреломлением. Мощность оболочек в отдельных зернах достигает 30% от их объема. Кроме того, в пробе присутствуют мутные непрозрачные зерна с трещиноватой внутренней частью и зонами метамиктизации, развивающимися по трещинам. Единичные кристаллы, напротив, характеризуются однородным строением, нормальным двупреломлением и фрагментами тонкой зональности, содержат газоподобные, жидкие и твердые минеральные включения. Размер зерен циркона в пробе варьирует от 30 до 300 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.5-2.5$.

Первоначально для U-Pb исследований были отобраны две навески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона из фракций –85 + 60 и >100 мкм (табл. 2, №№ 17 и 18), которые оказались значительно дискордантными (рис. 7г). Для уменьшения степени дискордантности была проведена кислотная обработка циркона из фракции >100 мкм (табл. 2, № 19). Точка изотопного состава остатка после кислотной обработки располагается на конкордии, и возраст этого циркона составляет 355.4 ± 1.4 млн. лет (СКВО = 1.09, вероятность = 0.30). Дискордия, рассчитанная для трех проанализированных точек состава циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 351 ± 8.8 млн. лет (нижнее пересечение – 80 ± 77 млн. лет, СКВО = 0.83), который совпадает в пределах погрешности с конкордантным значением. В качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации гранитов 5803 нами принят конкордантный возраст циркона 355 ± 2 млн. лет.

Ag-Ag возраста определены для амфиболов островодужных андезитов, непосредственно вмещающих Халдзан-Бурегтейский массив, для щелочных гранитоидов второй фазы, эндоконтактовых шлировых пегматоидов редкометалльных щелочных гранитов 5-ой фазы и редкометалльных щелочно-гранитных пегматоидов участка Цахирин. Кроме того, проведены оценки возраста щелочных гранитоидов массива Rb-Sr изохронным методом.

Аргон-аргоновая датировка амфибола из андезитов островодужной офиолитовой толщи, расположенной к северо-востоку от месторождения Халдзан-Бурегтей (рис. 1), представлена на рис. 9. По плато (рис. 9а) возраст кристаллизации амфибола составляет 553 ± 3 млн. лет, а по изохроне (рис. 9б), полученной по 4–7 ступеням (от 6.6 до 99.3% кумулятивного ^{39}Ar), – 546.4 ± 3.3 млн. лет. Спектр кажущихся возрастов амфибола из рассматриваемых андезитов имеет хотя и слабо выраженную, но “седлообразную” форму, которая обычно является признаком присутствия избыточного аргона. Для выявления доли избыточного аргона, приводящего обычно к завышению возраста, используем изохронный метод (рис. 9б), а также температурные диаграммы Са/К, Си/К. Относительно однородное распределение этих отношений и возрастных ступеней в диапазоне от 10 до 98% выделенного ^{39}Ar указывает на слабую проявленность в данном амфиболе наложенных процессов. Отсюда время образования амфибола не превышает изохронную величину возраста (рис. 9б).

На рис. 10 показан спектр аргон-аргоновых возрастов для амфибола щелочных гранитов 2-ой фазы внедрения (проба ХБУ-4322). Возраст кристаллизации амфибола по плато (рис. 10а) составляет 383 ± 4 млн. лет, а по изохроне (рис. 10б) – 386.5 ± 2.5 млн. лет.

На рис. 11, характеризующем возраст кристаллизации щелочных амфиболов из пегматоидного

шлира эндоконтактового щелочного редкометалльного гранита 5-ой фазы Халдзан-Бурегтейского месторождения (проба ХБУ-4536/4, рис. 11а, 11б) и из редкометалльного щелочно-гранитного пегматоида участка Цахирин (проба ЦХ-90/1, рис. 11в, 11г), датировки составляют 413.3 ± 1.2 млн. лет по плато и 412.0 ± 2.2 млн. лет по изохроне для пробы ХБУ-4536/4 и 404.2 ± 0.78 млн. лет по плато и 405 ± 2 млн. лет по изохроне для пробы ЦХ-90/1. Эти цифры несколько древнее, чем датировки по цирконам.

Массив амфибол-биотитовых гранитов (проба ХБУ-4339), вмещающий с востока массивы щелочных гранитоидов и включающий упомянутый выше дайковый комплекс, имеет сложный и практически не интерпретируемый с геологической точки зрения спектр кажущихся аргон-аргоновых возрастов по биотиту (рис. 12). Обычно такие спектры интерпретируют либо как многокомпонентное смешение, либо как присутствие в биотите значительного количества избыточного аргона в двух различных структурных позициях. Мы только можем отметить в этом биотите минимальный и максимальный кажущиеся возрасты: соответственно 212 и 295 млн. лет.

Были выполнены оценки возраста щелочных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского массива рубидий-стронциевым методом. Сразу же отметим, что единой изохроны с требуемым значением СКВО для всех пород массива нет. С учетом почти всех полученных нами изотопных данных

Таблица 3. Данные Rb-Sr изотопных исследований пород и минералов массива Халдзан-Бурегтей

Номер образца	Порода (минерал)	Фаза становления массива	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{392}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$
ХБУ-4541/3	долерит	1	5.55	627.8	0.026	0.70301	2	0.70286	0.70287
ХБУ-4296	щелочной гранит	2	160	5.17	94.15	1.22418	25	0.69864	0.72821
ХБУ-4296	флюорит	2	0.78	780	0.00287	0.70466	18	0.70464	0.70464
ХБУ-4327	щелочной гранит	2	36.33	86.47	6.9096	0.74075	13	0.70218	0.70435
ХБУ-4328	апатит	3	1.78	386.5	0.0133	0.70444	11	0.70437	0.70437
ХБУ-4646/8	экерит	3	139.05	10.091	39.869	0.91499	8	0.69244	0.70497
ХБУ-4648/3	экерит	3	146.57	4.436	95.604	1.21978	12	0.68613	0.71615
ХБУ-4331	пантеллерит	4	138.67	56.95	7.0455	0.74080	6	0.70147	0.70369
ХБУ-4534/3	пантеллерит	4	161.58	9.637	48.513	0.96199	12	0.69119	0.70643
ХБУ-4629/2	пантеллерит	4	295.82	254.6	3.3614	0.71966	8	0.70090	0.70195
ХБУ-4630/1	редкометалльный гранит	5	322.9	69.83	13.463	0.77205	1	0.69690	0.70113
ХБУ-4340	сиенит	6	27.73	107.68	11.296	0.76225	13	0.69920	0.70274
ХБУ-4535/2	редкометалльный гранит	7	596.2	1549	1.1136	0.71077	6	0.70455	0.70490
ХБУ-4535/3	редкометалльный гранит	7	608	467	3.767	0.72003	15	0.69901	0.70019
ХБУ-4535/4	флюорит	7	1.26	8650	0.00042	0.70433	7	0.70433	0.70433
ХБУ-4630/9	редкометалльный гранит	7	610.4	73.32	24.086	0.83226	6	0.69781	0.70538
ХБУ-4766/7	редкометалльный гранит	7	434	127	9.922	0.75847	14	0.70309	0.70621

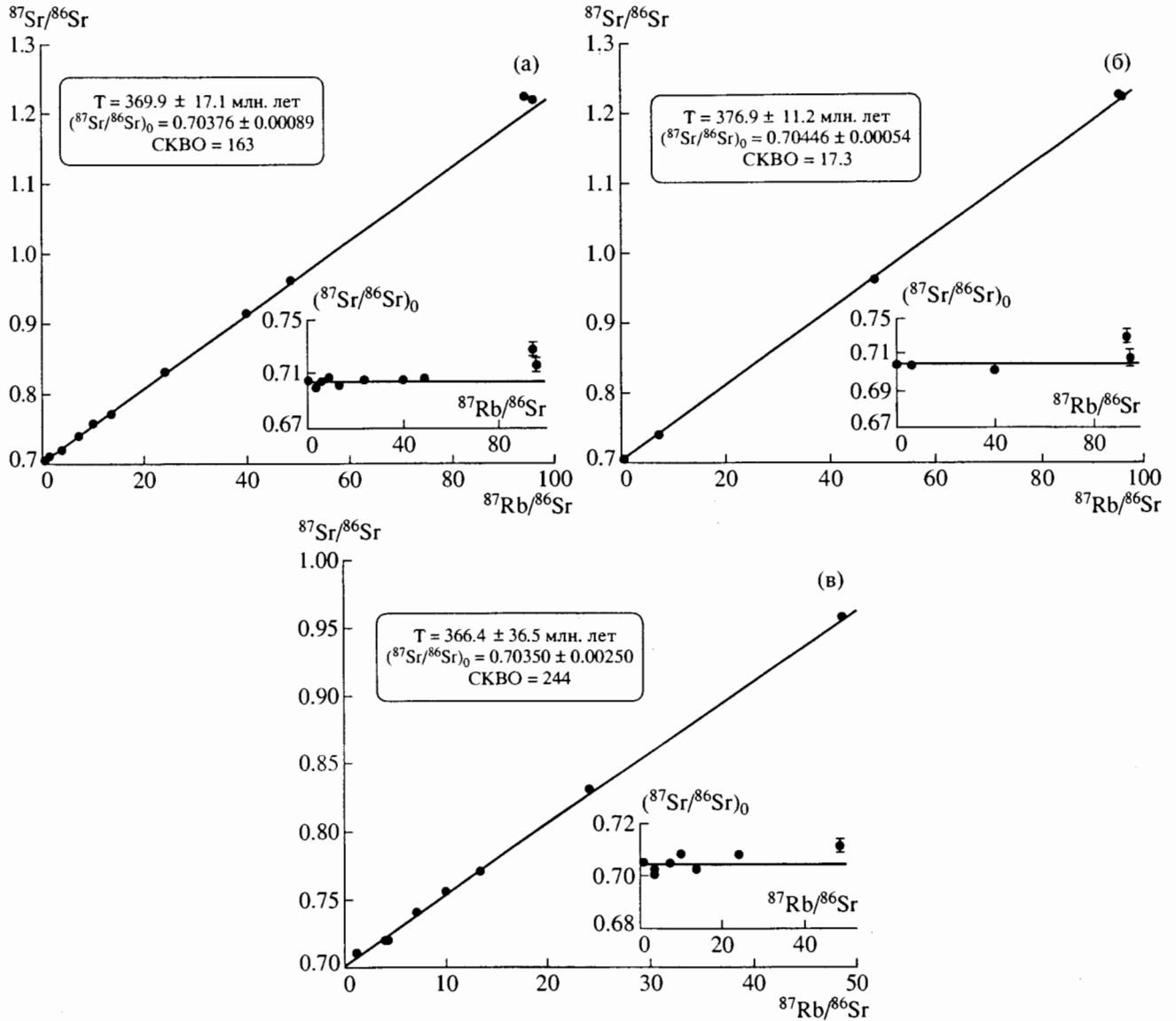


Рис. 13. Рубидий-стронциевые эрохроны для щелочных гранитоидов Халдзан-Бурегтейской группы массивов. (а) – для всех пород, (б) – для пород 2-ой и 3-ей фаз, (в) – для пород 4-ой – 7-ой фаз.

(табл. 3) линия корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ характеризуется наклоном, соответствующим возрасту 369.9 ± 17.1 млн. лет, и первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, равным 0.70376 ± 0.00089 при СКВО = 163. Конечно, эта линия не изохрона, а эрохрона (рис. 13а). Эрохронами являются также линии корреляции упомянутых выше изотопных параметров отдельно для пород второй и третьей фаз внедрения (щелочные граниты, пегматоиды и экериты) на рис. 13б и пород четвертой, пятой и седьмой фаз (пантеллериты, редкометалльные граниты, сиениты) на рис. 13в. Кажущиеся возрасты пород этих двух групп отвечают 376.9 ± 11.2 и 366.4 ± 36.5 млн. лет соответственно. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ равны 0.70446 ± 0.00054 и 0.70350 ± 0.00250 при СКВО 17.3 и 244.

Все это свидетельствует о том, что породы массива изотопно (по стронцию) негомогенны, что может быть обусловлено как изотопной неоднородностью источника их магм, так и наложенными процессами, нарушающими изотопные равновесия.

Мы попытались несколько детализировать эти данные, используя минеральные и комбинированные изохроны для отдельных типов пород при некоторых разумных допущениях. Для щелочных гранитов второй фазы (проба ХБУ-4296) с высоким отношением рубидия к стронцию, равным 94 (табл. 3), мы проанализировали также акцессорный флюорит, безрубидиевый минерал, обогащенный стронцием. По этим двум точкам получен возраст 385 ± 4 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 =$

$= 0.704644 \pm 0.000069$. Отметим, что близкий возраст был установлен по полилитуону из гранитов 5-ой фазы, характеризующемуся крайне высоким рубидий-стронциевым отношением. Предполагая интервал первичных изотопных отношений стронция равным 0.703–0.730, модельный Sr-изотопный возраст полилитуонита оценивается в 386 млн. лет. Для пород и флюорита редкометальных щелочных гранитоидов 7-ой фазы (табл. 3) оценка возраста составила $373 \pm \pm 25$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70454 \pm 0.00087$, СКВО = 15. И хотя это тоже эрохрона, но параметры ее уже значительно лучше, что свидетельствует о более гомогенном изотопном составе источника для этих гранитов.

Мы обратили также внимание на то, что минералы-концентраторы стронция (флюорит из гранитов 2-ой и 7-ой фаз, апатит из экеритов 3-ей фазы) имеют практически идентичные величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, в очень узком интервале между 0.70466 ± 0.00018 и 0.70433 ± 0.00007 . Если эти значения отвечают первичным отношениям изотопов стронция, то, принимая их постоянными, можно оценить возрасты конкретных образцов для гранитов соответствующих фаз. Тогда для образцов гранитов 2-ой фазы возрасты варьируют в интервале 366–388 млн. лет (4 пробы), для экеритов 3-ей фазы – в интервале 303–385 млн. лет, для гранитов 7-ой фазы – в интервале 293–406 млн. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

В данной статье нами представлено значительное количество датировок щелочных гранитоидов рассматриваемого массива и вмещающих его пород, полученных различными (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar) методами по разным минералам и породам. Уран-свинцовый метод использован только для цирконов, рубидий-стронциевый метод – для валовых пород и минералов (флюорит, апатит и полилитуонит), аргон-аргоновый метод – для амфиболов и биотита. Если учесть нашу более раннюю публикацию (Коваленко и др., 1989), мы имеем также калий-аргоновые датировки щелочных амфиболов и слюд из пород данного массива.

Обычно предпочтение отдают уран-свинцовому датированию по цирконам, поскольку, с одной стороны, эта изотопная система наиболее устойчива к разнообразным вторичным изменениям пород, а с другой – температура закрытия этой системы в цирконе наиболее высокая из всех перечисленных выше изотопных систем ($\sim 900^\circ\text{C}$) (Mezger et al., 1993). Рубидий-стронциевая система по валовым пробам считается более предпочтительной по сравнению с той же системой в минералах в том случае, если валовые пробы являются достаточно крупнообъемными для снижения эффекта диффузии рубидия и стронция в породах, который может привести к нарушению изотопно-

го равновесия в локальных участках массива (Горохов, 1985). Температура закрытия изотопной системы в биотите составляет $470\text{--}600^\circ\text{C}$ (Jenkin et al., 1995), а в мусковите $550 \pm 50^\circ\text{C}$. Можно предполагать, что температура закрытия рубидий-стронциевой системы для полилитуонита составляет примерно такую же величину, как и для мусковита. К сожалению, нам не известны температуры закрытия данной изотопной системы для флюорита. Наиболее низкие температуры закрытия устанавливаются для калий-аргоновой системы (для слюд – около 350°C , для амфиболов – $500\text{--}700^\circ\text{C}$ (Фор, 1989)).

Наиболее ранний возраст для магматических пород данного региона получен нами по амфиболу из андезитов, вмещающих массив с востока. Учитывая небольшую примесь, как уже говорилось, в этом образце избыточного аргона (рис. 9), а также высокую температуру закрытия аргон-аргоновой системы в амфиболе, наиболее близким к возрасту кристаллизации минерала является его изохронный возраст, равный 546 ± 3 млн. лет. Эти андезиты относятся к офиолитовым и островодужным ассоциациям Озерной зоны Монголии, которые были датированы ранее U-Pb методом по циркону (Козаков и др., 2002) и самарий-неодимовым изохронным методом (Коваленко и др., 1996а). Полученная новая аргон-аргоновая датировка несколько меньше, чем возраст офиолитового комплекса хр. Дариби (569 млн. лет, юг Озерной зоны по (Козаков и др., 2002)), но попадает в интервал самарий-неодимовых возрастов для пород спилит-диабазовой толщи хр. Сэриин-Нуру (527 ± 43 млн. лет, центральная часть Озерной зоны). Она также близка, хотя и несколько древнее, к самарий-неодимовой датировке для аналогичной по составу островодужной толщи хр. Гэриин-Нуру (522 ± 13 млн. лет), расположенной севернее от изученного района. Имеющихся данных пока недостаточно для уверенного вывода о различии в возрасте островодужных толщ района массива Халдзан-Бурегтей и хр. Гэриин-Нуру.

Из вмещающих Халдзан-Бурегтейский массив гранитоидных массивов наиболее древними являются тоналиты из массива, расположенного (рис. 1) на юго-западном побережье оз. Хиргис-Нур (495 ± 2 млн. лет). Эта датировка получена уран-свинцовым методом по циркону, надежна и, по-видимому, не нуждается в особых комментариях. Тоналиты секут спилит-диабазовую толщу офиолитов Озерной зоны. Полученный для них возраст близок к самарий-неодимовому изохронному возрасту глубоко метаморфизованной (амфиболитовая фация) толщи левобережья р. Кобдо – 487 ± 6 млн. лет (Коваленко и др., 1996а). Другие вмещающие гранитоидные массивы могут быть тоналитов: так, уран-свинцовые датировки по цирконам дают оценки возраста нормальных гра-

нитов и гранодиоритов 465 ± 11 и 441 ± 2 млн. лет (рис. 7). Эти гранитоиды прорывают островодужную толщу обрамления Халдзан-Бурегтейского массива.

Более сложная ситуация с интерпретацией аргон-аргоновой датировки для биотита амфибол-биотитовых гранитов, примыкающих к массиву щелочных гранитоидов с востока и пробитых дайковым поясом. Эти граниты и большинство даек прорываются щелочными гранитоидами. Однако в спектре кажущихся возрастов биотита из амфибол-биотитовых гранитов нет ни одной датировки более ранней, чем возраст секущих их щелочных гранитоидов (рис. 12). Общий валовый аргон-аргоновый возраст биотита (скорее всего, близкий к обычному калий-аргоновому возрасту) составляет всего 295.4 ± 0.8 млн. лет. Можно предположить, что избыточный аргон, который здесь фиксируется по седлообразной форме спектра (рис. 12), образовался на месте за счет преобразования собственно биотита и перераспределения имевшегося в нем радиогенного аргона. Время преобразования биотита, проявленного, в первую очередь, в его хлоритизации, возможно, близко к изохронной датировке 212 ± 14 млн. лет. Даже максимальный кажущийся аргон-аргоновый возраст биотита из амфибол-биотитовых гранитов около 360 млн. лет (рис. 12) существенно ниже возраста пересекающих их щелочных гранитоидов. Пока мы можем фиксировать только сложный, практически не интерпретируемый характер спектра кажущихся аргон-аргоновых возрастов этого биотита, который, с одной стороны, подвергся омоложению, а с другой стороны, имеет избыточный аргон.

Для собственно щелочных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского массива имеется максимальное количество датировок разными методами. Наиболее надежными являются датировки уран-свинцовым методом по цирконам. Из щелочных гранитов 2-ой фазы внедрения датировка циркона составляет 391 ± 2 млн. лет (рис. 8а), из сиенитов 6-ой фазы – 391 ± 1 млн. лет (рис. 8б), а из кварц-эпидот-ортит-цирконовой руды проявления Цахирин – 395 ± 1 млн. лет (рис. 8в). Похоже, что все гранитоиды массива, включая сиениты, которые прорывают даже пантеллеритовые дайки, имеют близкий уран-свинцовый цирконовый возраст, составляющий 390–392 млн. лет. Возможно, несколько более древними, судя по цирконовой датировке руд участка Цахирин, являются породы и руды этого участка.

Оценки возраста щелочных пород массива, полученные рубидий-стронциевым методом, оказываются в целом несколько более низкими по сравнению с уран-свинцовыми цирконовыми датировками и также варьируют в широких рамках. Общая эрохрона всех рубидий-стронциевых изо-

топных данных для пород массива, как уже говорилось, дает оценку возраста в 369.9 ± 17.1 млн. лет при очень высоком СКВО (рис. 13а). Изохрона по двум точкам для щелочных гранитов 2-ой фазы и флюорита дает возраст 385 ± 4 млн. лет. Интервал возрастов для всех проб гранитов этой фазы при постоянном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, измеренном во флюорите (табл. 3), составляет 366–388 млн. лет. Аналогичный интервал возрастов при постоянном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (апатит, табл. 3) для экеритов 3-ей фазы составляет 303–379 млн. лет. Эрохрона для флюорита и пород 7-ой фазы составляет 373 ± 25 млн. лет при вариациях возрастов, рассчитанных на $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ флюорита этой фазы, 293–406 млн. лет. Рубидий-стронциевый возраст полилитиионита из редкометальных щелочных гранитов 5-ой фазы составляет 386 млн. лет. Эти более низкие оценки возраста по сравнению с цирконовыми датировками могут быть связаны с упомянутой более низкой температурой закрытия рубидий-стронциевой системы, и тогда эта разница возрастов характеризует различие во времени температуры закрытия уран-свинцовой системы в цирконах и рубидий-стронциевой системы в породах. Поэтому можно было бы считать, что снижение температуры при остывании массива до температуры закрытия изотопной системы в полилитиионите (~385 млн. лет) произошло примерно за 4–6 млн. лет.

Не исключена и вторая причина, объясняющая не только несколько более низкие рубидий-стронциевые возрасты по сравнению с уран-свинцовыми по цирконам, но и значительные вариации рубидий-стронциевых возрастов. Выше мы отмечали признаки подплавления редкометальных щелочных гранитов 5-ой фазы под воздействием даек щелочных калиевых базитов. Если это явление имело существенное значение для массива, то можно предполагать и заметное перераспределение рубидия и стронция в породах при их дополнительном нагреве и тем более при плавлении. Тогда имеющиеся признаки занижения рубидий-стронциевых возрастов в редкометальных гранитах, а также их значительные вариации могут объясняться такими наложенными процессами.

Аргон-аргоновые датировки щелочных гранитоидов по амфиболам дают интервал возрастов от 383 ± 4 млн. лет для щелочных гранитов 2-ой фазы до 412–413 млн. лет для эндоконтактовых фаций редкометальных щелочных гранитов 5-ой фазы (рис. 10, 11). Эти данные хорошо согласуются с оценками аргон-аргонового возраста как по плато, так и по изохронам. Датировка пород 2-ой фазы вполне согласуется с цирконовым и рубидий-стронциевым возрастом с учетом более низкой температуры закрытия этой системы. Датировки редкометальных пегматоидов из щелочных гранитов 5-ой фазы и из вмещающих пород участка Цахирин (рис. 11) заметно древнее имею-

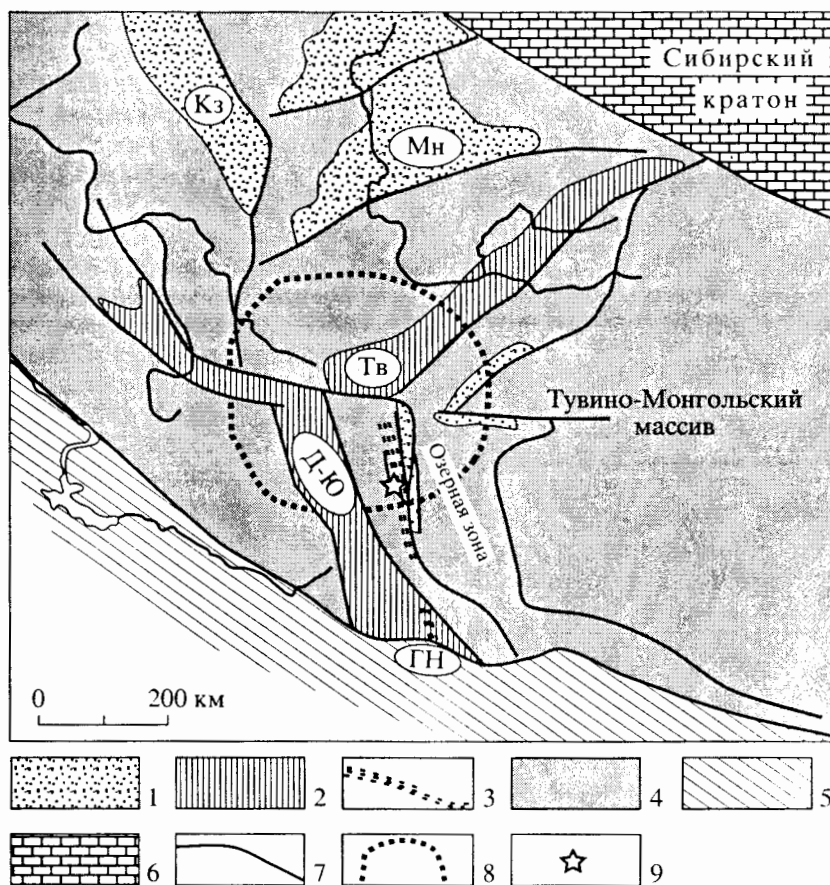


Рис. 14. Положение Халдзан-Буретгейской группы массивов щелочных пород в структуре Алтае-Саянской внутриплитной области ранних каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – вулканические грабены, 2 – авлакогены, 3 – дайковые пояса, 4 – каледониды, 5 – герциниды, 6 – платформа, 7 – разломы, 8 – область тройного сочленения рифтов, 9 – Халдзан-Буретгейская группа массивов.

Грабены и прогибы: Кз – Кузнецкий, Мн – Минусинские, Тв – Тувинский, Д-Ю – Дельно-Юстыдский; ГН – Гашуннурский дайковый пояс.

щихся цирконовых датировок. Несмотря на отсутствие признаков избыточного аргона в спектре рассматриваемых амфиболов, объяснения причин этого расхождения мы пока не имеем. Здесь только можно напомнить пример аргон-аргоновой датировки, которая превышает возраст Земли при идеальном плато (Фор, 1989).

Все рассмотренные выше вариации полученных разными методами возрастов различных магматических пород с точки зрения геологической интерпретации достаточно близки. Можно говорить о весьма хорошей сходимости этих датировок, особенно уран-свинцовых цирконовых, валовых рубидий-стронциевых и амфиболовых аргон-аргоновых возрастов для нормальных и щелочных гранитоидов. Большие вариации возрастов и большее расхождение отмечено для редкометальных гранитоидов, и этот факт требует дальнейшего исследования. Для биотита вмещающих амфибол-биотитовых гранитов аргон-аргоновая датировка оказалась неудачной. Таким образом,

можно отметить не только надежность цирконовых возрастов, что практически общепринято, но и хорошие перспективы аргон-аргоновой геохронологии по амфиболом.

В каких же геодинамических условиях образовались датированные нами магматические породы?

Вмещающие офиолитовые толщи для массива образовались в островодужных условиях, и новая датировка их, как уже говорилось выше, не противоречит имеющимся геохронологическим данным. Судя по всему, островная дуга (или дуги), ответственная за образование дифференцированной базальт-андезит-дацитовый толщи, развивалась в Озерной зоне ранних каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса в интервале времени 520–550 млн. лет назад. Коллизия островных дуг и микроконтинентов раннекаледонской Озерной зоны, судя по самарий-неодимовому возрасту метаморфизма амфиболитовой фации в этой зоне и возрасту цирконов тоналитов (проба

ХР-1/10, табл. 2, рис. 7а), произошла около 490 млн. лет назад (Ярмолук и др., 2003). Более молодые гранитоиды (рис. 7б, 7в) являются уже постколлизийными и тектонически связаны либо с развитием расположенных к югу герцинских структур, либо с внутримитными процессами. Не исключено, что самые молодые граниты, расположенные в районе города Кобдо (355 млн. лет, рис. 7г), фиксируют коллизийные процессы в соседней с каледонидами Южно-Монгольской зоне герцинид.

Интервал времени между 440 и 392 млн. лет отвечает возникновению андезит-дацит-риолитового дайкового пояса в зоне Алтан-Хухейского глубинного разлома и характеризовался условиями очевидного растяжения вдоль этого разлома, разделяющего расположенные с востока ранние каледониды и с запада поздние каледониды. В конце этой эпохи в Озерной зоне, и в частности вдоль ее границы с поздними каледонидами, стали формироваться многочисленные девонские грабены, в выполнении которых принимали активное участие разнообразные щелочные и субщелочные магматические породы (Ярмолук, Воронцов, 1993). Примерно 392 млн. лет назад в связи с девонским рифтогенезом был сформирован собственно щелочной Халдзан-Бурегтейский массив, имеющий типичную трещинную форму и контролируемый упомянутым выше глубинным разломом. Очевидно, что условия растяжения продолжались и после образования основной части щелочных пород массива, поскольку дайки щелочных базитов продолжали внедряться теперь уже в сами породы массива. Для пород массива характерна также бимодальность состава, когда чередовалось внедрение кислых и основных пород: нордмаркиты и субщелочные габбро (долериты), щелочные граниты и субщелочные габбро (долериты), редкометалльные щелочные граниты и щелочные базиты. Бимодальность типична для вулканических разрезов рифтогенных магматических ассоциаций и редка для их плутонических аналогов, но в данном случае она проявлена.

Как уже говорилось, Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород и одноименное редкометальное месторождение расположены в пределах раннесреднепалеозойской Алтае-Саянской внутримитной магматической области (Ярмолук и др., 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003). Эта область (рис. 14) охватывает территории Минусинских котловин, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 900 × 700 км и давно известна как регион, в котором широко распространены многочисленные массивы щелочных пород, а также впадины и грабены, выполненные вулканическими щелочными и субщелочными породами, и связанное с щелочными породами редкометальное оруждение (Луцицкий, 1966; Ярмолук и др., 2000;

Коваленко и др., 2002). Возраст формирования области традиционно считался ранне-среднедевонским. Геохронологические и изотопные исследования, выполненные в последнее десятилетие (включая и представленные в этой статье), показали, что внутримитная магматическая активность в пределах этой области началась значительно раньше, примерно с рубежа 500 млн. лет, и без заметных возрастных перерывов продолжалась до позднего девона (Крук и др., 2002; Рублев и др., 1994; Костицын и др., 1998; Kogarko et al., 1995; Коваленко и др., 1999). Пик внутримитной активности области пришелся на ранний девон, когда по всей ее площади возникли многочисленные впадины и грабены (например, Минусинские, Тувинский, Кузнецкий и Делюно-Юстыдский прогибы и др.) и произошли массовые излияния преимущественно базальтов, трахибазальтов и тефритов, а также фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов (Ярмолук и др., 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003).

Среди этих прогибов особо отметим два наиболее крупных – Делюно-Юстыдский (в пределах которого расположены и рассмотренные нами массивы щелочных пород) и Тувинский. Их развитие началось с излияний преимущественно основных лав и формирования продольных дайковых поясов, но с конца раннего девона протекало в режиме терригенного осадконакопления. Делюно-Юстыдский прогиб прослеживается вдоль структур Монгольского Алтая в северо-западном направлении на 600 км, при ширине до 40 км и выполнен черносланцевыми толщами мощностью до 6 км (Дергунов, 1989). Тувинский прогиб ориентирован в северо-восточном направлении, имеет протяженность более 500 км и также вскоре после своего заложения развивался как авлакоген. Эти прогибы сочленяются под углом около 100°, что позволяет предполагать в целом, что формирование Алтае-Саянской области по крайней мере в девоне было связано с образованием тройной системы грабенов. Третья ветвь этой системы предположительно открывалась на запад – северо-запад (в современных координатах) в сторону палеоокеана (рис. 14). Большинство других грабенов имеют ориентировку, согласную с той или иной ветвью тройного сочленения. В частности, восточное обрамление Делюно-Юстыдского прогиба трассируется цепочкой небольших вулканических грабенов и дайковыми поясами, ориентированными согласно с простиранием прогиба (Ярмолук, Коваленко, 1991; Ярмолук, Воронцов, 1993). Один из таких дайковых поясов (вдоль Алтан-Хухейского глубинного разлома) контролирует позицию массивов Халдзан-Бурегтейской группы (рис. 1). Этот пояс, как уже отмечалось, образован разновозрастными генерациями даек. Заведомо более древними, чем щелочные граниты, являются дайки диабазов, диоритовых порфи-

ритов и монцонитов, которые прослеживаются вдоль границы с Озерной зоной. Особенно многочисленны они в массивах гранитов кобдинского комплекса, где местами на их долю приходится до 20% общего объема пород. Наличие этих даек свидетельствует о том, что процессы рифтогенеза в зоне Делюно-Юстыдского прогиба и его ближайшего обрамления протекали и на более ранних стадиях формирования Алтае-Саянской области. Образование Халдзан-Бурегтейской группы щелочных массивов и сопровождавших их дайковых роев в интервале 400–390 млн. лет происходило синхронно с заложением Делюно-Юстыдского прогиба и излияниями в его пределах основных лав “порфиритовой” формации (Dergunov et al., 2001).

Еще одно проявление рифтогенеза фиксируется поясом базитовых даек гашунурского комплекса, возраст которых установлен в южной части прогиба в интервале 380–370 млн. лет (Козаков, 1986). Такое стадийное проявление рифтогенеза в Делюно-Юстыдском секторе магматической области без трансформации прогиба в крупный транслитосферный раскол, по-видимому, определялось спецификой геологического положения области, возникшей и развивавшейся в обстановке активной континентальной окраины (Dergunov et al., 2001; Ярмолук и др., 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003). В этих условиях режимы растяжения, связанные с подлитосферным диапиризмом, и режимы сжатия, вызванные взаимодействием континентальной и океанической литосферных плит, по-видимому, чередовались в зависимости от преобладания тех или иных усилий и тем самым противодействовали один другому. В этом отношении показателен южный край палеоконтинента, в пределах которого вышеупомянутые дайки гашунурского комплекса возникли между двумя проявлениями метаморфизма: высокоградийентным (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) с возрастом 385 ± 5 млн. лет и низкоградийентным (дистен-силлиманитовая фациальная серия) с возрастом 365 ± 5 млн. лет (Козаков, 1986). В более отдаленных от границы с океаном участках палеоконтинента индикаторами активизации субдукционных условий, по-видимому, можно считать разновозрастные граниты нормального ряда щелочности, которые в пределах Монгольского Алтая и Озерной зоны имеют возраст 494, 465, 440, 365, 355 млн. лет (см. выше и наши неопубликованные U-Pb данные по цирконам). Режимы растяжения, как уже отмечалось, фиксируются дайковыми поясами и проявлениями щелочных пород.

Подобная сложная геотектоническая обстановка формирования Алтае-Саянской области была вызвана общей геодинамикой развития каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Образование складчатой области произошло

на рубеже 500 млн. лет в результате аккреции литосферных комплексов Палеоазиатского океана (островных дуг, задуговых бассейнов и террейнов докембрийской коры), вызванной их столкновением с системой океанических островов, контролируемых мантийными плюмами (Коваленко и др., 2003; Ярмолук и др., 2003; Ярмолук, Коваленко, 2003). В ходе аккреции новообразованный супертеррейн, представляющий каледониды Центральной Азии, перекрыл своим активным краем одну из горячих точек мантии, которая и определила развитие Алтае-Саянской области. Учитывая, что внутриплитная активность в ее пределах практически не затухала в интервале 500–360 млн. лет, можно полагать, что все это время область располагалась над мантийным плюмом. По-видимому, перемещения литосферы относительно центра плюма в это время происходили с относительно небольшой скоростью (<0.5 см/год). Поэтому суммарная амплитуда перемещений не могла превысить 700 км, и, следовательно, все вероятные изменения относительной позиции мантийного плюма и континентальной литосферы не выходили за границы магматической области. Действительно, ее размеры в эпоху максимальной активности в раннем девоне составляли не менее 900 км в поперечнике. В эту эпоху возникли тройная система рифтов и сопровождавшие ее многочисленные грабены, а также произошла вспышка магматической активности, охватившая самые отдаленные участки магматической области. Одним из результатов этой активности стало образование щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов и одноименного крупного редкометального месторождения.

ВЫВОДЫ

1. Выявлено многофазное строение Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород в Западной Монголии, среди которых открыто и изучено новое крупное редкометальное месторождение. Формирование массивов произошло в следующей последовательности: (1) нордмаркиты и синхронные с ними долериты; (2) щелочные граниты и синхронные с ними долериты; (3) эке-риты, мелкозернистые щелочные граниты и пегматиты; (4) пантеллериты; (5) редкометальные щелочные граниты; (6) дайковые калиевые щелочные базиты и, условно, лейкократовые сиениты; (7) миароловые редкометальные щелочные граниты.

2. Среди минералов редкометального месторождения наибольший практический интерес представляют минералы ниобия, циркония, РЗЭ и особенно иттрия, урана, тория и бериллия (табл. 1). Среди них выявлено более 60 минеральных видов. Месторождение включает главный участок

(собственно редкометальные граниты 5-ой и 7-ой фаз) и участок Цахирин с кварц-циркон-ортит-эпидотовыми рудами.

3. Определены радиометрические (уран-свинцовые по цирконам, аргон-аргоновые по амфиболам, рубидий-стронциевые по породам и минералам) возрасты магматических пород: (1) вмещающие породы – офиолиты – 546 ± 3 млн. лет (аргон-аргоновый метод по амфиболу), нормальные гранитоиды – 495 ± 2 , 465 ± 11 , 441 ± 2 млн. лет (уран-свинцовый метод по цирконам), (2) щелочные породы Халдзан-Бурегтейской группы (уран-свинцовый метод по цирконам): щелочные граниты 2-ой фазы – 391 ± 2 млн. лет, сиениты 6-ой фазы – 391 ± 1 млн. лет, кварц-эпидот-ортит-цирконовая руда – 395 ± 1 млн. лет. Аргон-аргоновые датировки или не противоречат этим данным, или дают несколько завышенные значения возраста по сравнению с цирконовыми датировками для редкометальных пегматоидов. Значения рубидий-стронциевого возраста в той или иной степени омоложены.

4. Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород геодинамически принадлежит к раннесреднепалеозойской Алтае-Саянской внутриплитной области каледонид Центральной Азии и контролируется совместно с расположенным здесь мощным дайковым поясом зоной растяжения, входящей в южную ветвь тройного сочленения рассматриваемой области.

Статья подготовлена при поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-72011, 02-05-64191, 02-05-64196, 02-05-65093, 02-05-64208, 02-05-39019), проекта "Ведущие научные школы" НШ-1145.2003.5, программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №№ 3, 5, 7, 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 152 с.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
- Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М. Халдзан-Бурегтейский массив – новое проявление редкометальных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 954–959.
- Коваленко В.И., Царева Г.М., Горегляд А.В. и др. Геология и петрография щелочных редкометальных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского массива (Монгольский Алтай) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С. 25–35.
- Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996а. Т. 4. № 2. С. 3–10.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996б. Т. 4. № 5. С. 453–495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227–253.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): изотопные и геологические данные // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1280–1293.
- Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
- Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. "Девонотипный" магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Томск: Государственный университет, 2002. С. 189–193.
- Лучицкий И.В. Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики / Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 263–281.
- Пonomарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. Девонский магматизм Агульского прогиба // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 42–48.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника. 1993. № 4. С. 76–86.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia. London, New York: Routledge, 2001. 288 p.
- Jenkin G.R.T., Rogers G., Fallick A.E. et al. Rb-Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks: a model effect and test for different diffusion models // Chem. Geol. 1995. V. 122. P. 227–240.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatite of the World. Part 2. Former USSR. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Magras. 1995. 226 p.
- Kovalenko V.I., Tsaryeva G.M., Goreglyad A.V. et al. The peralkaline granite-related Haldzan-Buregtey rare metal (Zr, Nb, REE) deposit, western Mongolia // Econ. Geol. 1995. V. 90. P. 530–547.
- 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. 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. Survey Open-File Rept. 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.
- Ludwig K.R. Decay constant errors in U-Pb Concordia-intercept ages // Chem. Geol. 2000. V. 166. P. 315–318.
- Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
- 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.