



О КРИТЕРИЯХ РАСЧЛЕНЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ НА КОГТАХСКИЙ И КАШПАРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

А. Д. Котельников, Н. А. Макаренко

Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия,

Получены новые данные о магматических образованиях габбро-монцодиоритовой формации восточного склона Кузнецкого Алатау. Установлено, что в ее состав ранее включались две разновозрастные группы пород близкого петрографического облика, аттестованные в литературе в качестве единого когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового интрузивного комплекса. Монцодиориты в петротипическом массиве (согласно авторским уран-свинцовым датировкам) имеют возраст $500,8 \pm 4,6$ млн лет. Иные U-Pb даты установлены для габброидов ($487,4 \pm 3,8$ млн лет) и кварцевых монцодиоритов ($483,1 \pm 4,8$ млн лет) Кашпарского массива, что с учетом изотопного возраста родственных сиенитоидов дает основание выделить новый для региона более молодой ($472-487$ млн лет) позднекембрийско-раннеордовикский кашпарский габбро-диорит-кварц-монцодиорит-сиенитовый интрузивный комплекс, который предшествует становлению тигертышских гранитоидов. Приводятся аргументированные геолого-петрографические, минералогические и петрохимические признаки различия внешне однотипных образований кашпарского и когтахского комплексов. Показано, что по распределению редких элементов породы комплексов проявляют промежуточные характеристики между внутриплитными базальтами типа OIB и окраинно-континентальными типа IAB, но при этом имеют и ряд геохимических отличий.

Ключевые слова: Кузнецкий Алатау, кашпарский и когтахский комплексы, петротипические массивы, признаки отличия комплексов, уран-свинцовое датирование, мультиэлементные спектры, геодинамическая обстановка.

ON CRITERIA FOR DIFFERENTIATION OF THE LOWER-PALEOZOIC GABBRO-MONZODIORITE FORMATION IN THE KOGTAKH AND KASHPAR INTRUSIVE COMPLEXES OF THE KUZNETSK ALATAU

A. D. Kotelnikov, N. A. Makarenko

Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia

New data on magmatic formations of the gabbro-monzodiorite formation of the eastern slope of the Kuznetsk Alatau have been obtained. It is established that two different age groups of rocks of a similar petrographic appearance were previously included. They were certified in the literature as a single Kogtakh gabbro-monzodiorite-syenite intrusive complex, whose monzodiorites in the petrotype massif, according to the author's uranium-lead dating, are 500.8 ± 4.6 million years old. Other U-Pb dates have been established for gabbroids (487.4 ± 3.8 Ma) and quartz monzodiorites (483.1 ± 4.8 Ma) for the Kashpar massif, which, taking into account the isotope age of the related syenitoids, makes it possible to single out a new (for the region) younger ($472-487$ Ma) Late Cambrian – Early Ordovician Kashpar gabbro-diorite-quartzmonzodiorite-syenite intrusion complex preceding the formation of Tigertysh granitoids. Argued geological-petrographic, mineralogical and petrochemical distinctive features of superficially similar formations of the Kashpar and Kogtakh complexes are presented. It is shown that by the distribution of rare elements, the rocks of the complexes show intermediate characteristics between OIB-type intraplate and IAB-type marginal continental basalts, but therewith have a number of geochemical differences.

Keywords: Kuznetsk Alatau, Kashpar and Kogtakh complexes, petrotypical massifs, distinctive features of complexes, uranium-lead dating, multielement spectra, geodynamic environment.

DOI 10.20403/2078-0575-2018-2-49-60

Крупные плутоны восточного склона Кузнецкого Алатау – Улень-Туимский, Тигертышский, Уйбатский, Аскизский и Саксырский, описанные в литературе как батолиты пестрого состава, при детальном изучении оказываются гетерогенными, полихронными и полиформационными образованиями, представленными не только гранитоидами. Они включают последовательный ряд формаций, одной из которых является раннепалеозойская габбро-монцодиоритовая [2, 8]. Она широко распространена на восточном склоне Кузнецкого Алатау, и до последнего времени в ее составе выделялся

лишь один среднекембрийский когтахский интрузивный комплекс [1–3], хотя попытки ее разделения на разные комплексы уже предпринимались [6].

Возраст когтахского комплекса, подтвержденный многочисленными изотопными датировками, в том числе и U-Pb (SHRIMP-II) по петротипу [1, 3], принят как среднекембрийский. Однако нами установлено, что значительная часть лейкогаббро, монцонитов, монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов и сиенитов имеет более молодой позднекембрийско-раннеордовикский возраст, что дает возможность расчленить габбро-монцодиоритовую

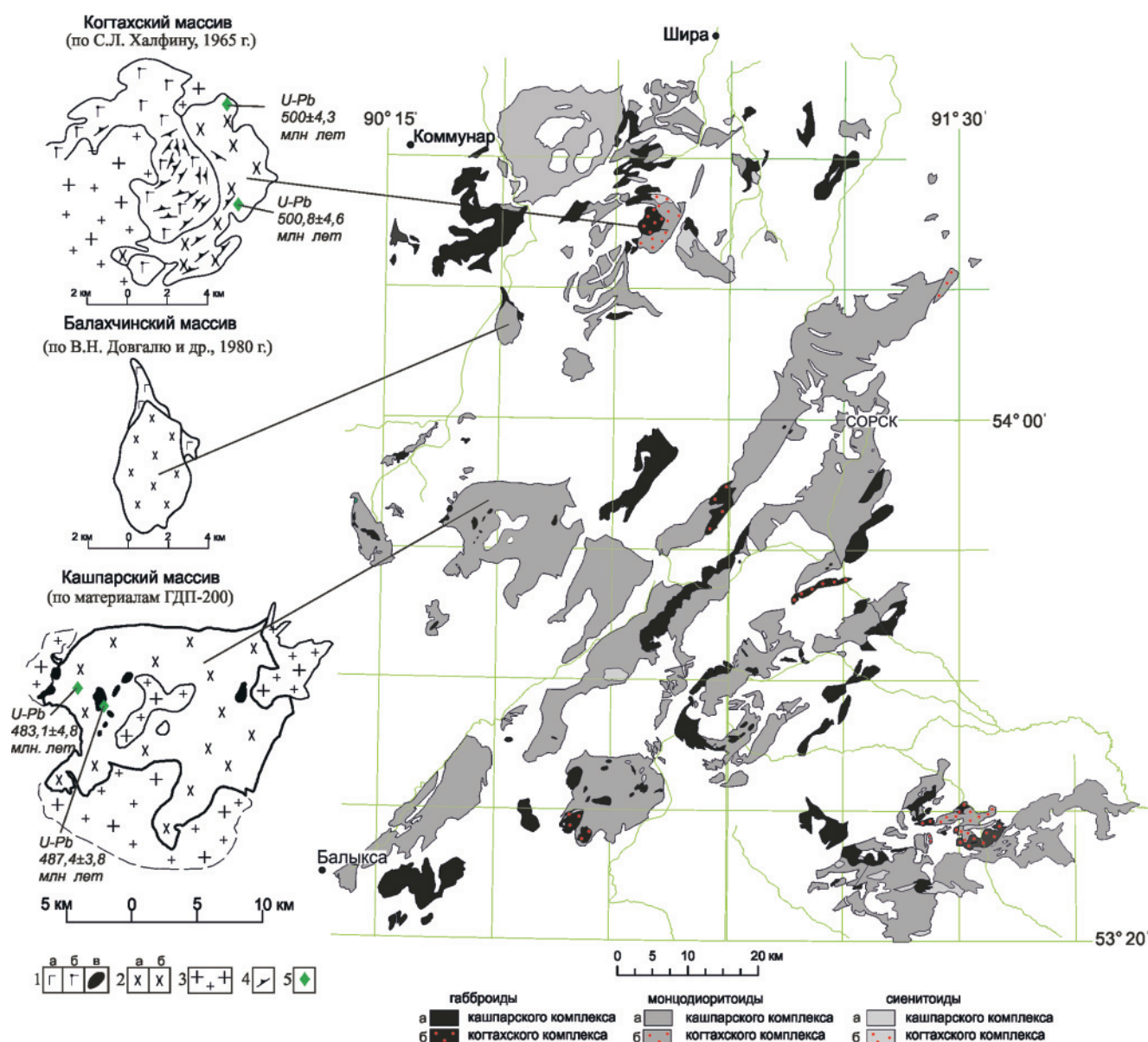


Рис. 1. Схемы геологического строения представительных массивов кашпарского и котгашского комплексов

1 – габброиды первой фазы: а – кашпарские, б – котгашские, в – внемасштабные тела; 2 – магматиты второй фазы: а – кашпарские диоритоиды, б – котгашские лейкобазиты; 3 – гранитоиды тигертышского комплекса разномасштабные и среднезернистые; 4 – трахитоидность в образованиях котгашского массива; 5 – пункты изотопного датирования U-Pb по циркону (SHRIMP II) (ГДП-200, А. Д. Котельников и др.)

формацию на две самостоятельные магматические ассоциации (рис. 1).

К первой ассоциации отнесены мелкие массивы, близкие по строению интрузиву горы Котгаш и представленные среднекембрийским габбро-монцодиорит-сиенитовым котгашским комплексом, который достаточно широко и детально описан в литературе [1–3, 8] и привлекается в настоящей статье в качестве иллюстрации для сравнения.

Вторая ассоциация выделена в габбро-диорит-кварц-монцодиорит-сиенитовый кашпарский комплекс позднекембрийского – раннеордовикского возраста, который изучался нами с 2008 по 2016 гг. при проведении ГДП-200 на площади двух номенклатурных листов (N-45-XXIV и N-46-XIX).

В состав установленного нами нового для региона комплекса следует включить Кашпарский массив и ряд интрузивов, в том числе Балахчинский, Базановский, Гольцовый, Теренсинский, Туралыгский, Инейский, Казаныхский, Казырский, Маганакский, Казырганский, Каролиновский, Усть-Бюровский, Аёшинский, Хызылхаянский, Синявинский, Бордашевский, Базинский, Буланкульский (западный), Сырскую и Сакырскую группы массивов, а также некоторые другие интрузивы, статус которых пока не определен.

Кашпарский массив выбран в качестве петротипического, поскольку по нему есть авторские абсолютные датировки (U-Pb по циркону) главных интрузивных фаз (габброидов и диоритоидов),



а также достаточное количество определений микроэлементного состава горных пород, выполненных методом ICP-MS в Томском государственном университете.

Геология и петрографический состав

Петротипический Кашпарский массив расположен в бассейне одноименной реки – левого притока р. Харатас. Он представляет собой почти изометричное штокообразное тело со сложными, извилистыми контактами общей площадью 200 км² (см. рис. 1) и приурочен к восточной экзоконтактовой зоне центрального блока Тигертышского полиформационного плутона. На севере интрузив прорывает карбонатные отложения биджинской свиты венда. Массив почти полностью состоит из бескварцевых и кварцевых неотчетливо трахитоидных монцодиоритов второй фазы (196 км²), связанных между собой постепенными взаимопереходами, в которые включена цепочка реликтовых тел габброидов первой фазы северо-восточного простирания общей площадью в 4 км².

На западе, юге и частично востоке наблюдается контакт диоритоидов с прорывающими их лейкократовыми гранитами Тигертышского плутона, которые также закартированы в самом центре Кашпарского массива в виде небольшого (15 км²) неправильной формы тела северо-восточного простирания с активными рвущими контактами. Граниты встречаются также в виде маломощных дайковых тел, пронизывающих диоритоиды. На контактах возникают зоны постмагматической амфиболизации (актинолитизации), окварцевания и калишпатизации.

Первая фаза кашпарского комплекса представлена пироксен-роговообманковыми, роговообманковыми и биотит-пироксен-роговообманковыми разновидностями габброидов с постепенными переходами между ними. При этом в Саксырской и Сырской группах массивов, а также в Казырганском интрузиве преобладают мезо- и лейкократовые пироксен-роговообманковые базиты, в Кашпарском массиве широко развиты ксенолиты и останцы биотит-пироксен-роговообманковых габбро, в Маганакском – доминируют роговообманковые разновидности. Общая отличительная черта – безоливиновый характер габброидов. Жильная серия – редкие дайки микрогаббро. В габброидах распространены лабрадор An₅₀ (38–52 %), клинопироксен и роговая обманка при преобладании последнего минерала (35–50 %), биотит (до 5–7 %), акцессорные минералы – магнетит, апатит, титанит (в сумме до 5–6 %).

В отличие от первой фазы кашпарского комплекса **первая фаза когтахского** состоит из резко дифференцированных пироксен-роговообманковых, биотит-пироксеновых оливинсодержащих мезо- и меланократовых (вплоть до габбропериодитов), редко лейкократовых габбро. Жильная серия

(габбропорфириды) слабо проявлена. В некоторых массивах (Кискачинский, Тибекский) габброиды первой фазы доминируют, в других их доля по отношению к лейкобазитам примерно равнозначна. Наиболее распространены пироксен-роговообманковые габбро и монцогаббро (Когтахский, Тибекский, частично Каратагский массивы); биотит-пироксеновые разновидности характерны для Каратагского и Пистагского массивов. Оливинсодержащие габброиды, кроме Когтахского массива, также встречаются в Кискачинском и Каратагском интрузивах. Формы залегания концентрически-зональные (Когтахский, Каратагский массивы), срезанные разломами (Тибекский, Кискачинский массивы). В некоторых массивах отмечаются элементы отчетливой дифференцированности (расслоенности).

Вторая фаза кашпарского комплекса представлена породами среднего состава. Это габбродиориты, диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты и кварцевые монцониты биотит-пироксеновые, двупироксеновые, биотит-роговообманковые, пироксен-роговообманковые, роговообманковые. Для обозначения всей совокупности горных пород второй фазы целесообразно применять групповой термин «диоритоиды» из-за частого присутствия в лейкократовых породах небольших количеств нормативного, а также модалного кварца и гиперстена при полном отсутствии нормативного нефелина. Петрографический облик пород среднего состава на изученной площади пестрый и обусловлен сочетанием диоритоидов без модалного кварца и с ним. Между этими образованиями существуют постепенные взаимопереходы, но все же намечаются определенные закономерности в их пространственной локализации. Так, в Саксырской группе массивов доминируют бескварцевые роговообманковые диориты и габбродиориты, значительно реже встречаются участки с кварцсодержащими монцодиоритами; в петротипическом Кашпарском массиве развиты бескварцевые и кварцевые биотит-пироксеновые, биотит-двупироксеновые, биотит-пироксен-роговообманковые монцодиориты с «пятнами» монцонитов; в Сырской группе массивов много кварцевых роговообманковых и биотит-роговообманковых монцодиоритов и монцонитов, реже встречаются роговообманковые бескварцевые разновидности.

Среди диоритоидов иногда отмечаются образцы с заметной примесью ромбического пироксена (до 5 %). Доминирующим минералом является плагиоклаз An_{28–38} (50–55 %), обнаружены калиево-натриевый полевой шпат (5–20 %), клинопироксен (3–15 %), амфибол (2–10 %), биотит (5–10 %), примесь ромбического пироксена (в среднем 0,5 %), акцессории – магнетит, апатит, титанит (до 5–6 %). Отметим, что количество модалного кварца очень изменчиво: от полного отсутствия и акцессорного содержания (0,1–3 %) до 10 % за счет уменьшения общего количества плагиоклаза, снижения его основности (An_{22–25}) и увеличения доли калишпата.



При этом в локальных зонах появляются участки кварцевых сиенитов.

Вторая фаза когтахского комплекса сложена бескварцевыми монцодиоритами, монцонитами, биотит-пироксеновыми с примесью роговой обманки и оливина, иногда нефелинсодержащими. Жильная серия – дайки микромонцодиоритов. Для обозначения всей совокупности пород среднего состава целесообразно использовать удачный термин «лейкобазиты», предложенный А. П. Кривенко и др. [2], имея в виду что лейкобазиты – это бескварцевые породы среднего состава, содержащие небольшие количества нормативного (редко модалного) нефелина и оливина. Петрографический облик лейкобазитов на изученной площади довольно выдержан. Это биотит-пироксеновые монцониты и монцодиориты, редко диориты с примесью роговой обманки. Для нефелинсодержащих пород Пистагского и Буланкульского массивов петрографический состав такой же, за исключением появления небольших количеств модалного нефелина и оливина.

Третья фаза кашпарского комплекса, представленная сиенитами двуполевошпатовыми и кварцевыми, развита крайне ограниченно и состоит из дайкообразных, редко изометричных сиенитоидных тел, либо размещенных внутри «материнских» интрузивов (Сырская группа массивов, Каролиновский массив), либо выходящих за их пределы, где они прорывают интрузивы более древнего когтахского комплекса (например, Каратагский массив), либо даже в карбонатных отложениях мартюхинской свиты венда. Характерно, что сиенитоиды третьей фазы закартированы главным образом в южной половине изученной территории в контурах Сырской группы массивов и почти не встречены в центральных и северо-западных секторах, где доминируют дайки и штоки граносиенитов юлинского комплекса (χO_{2-3}).

Третья фаза когтахского комплекса, установленная при проведении ГДП-200 [4], утвержденная серийной легендой Госгеолкарты-200 Минусинской серии и отсутствующая в работе А. П. Кривенко и Г. В. Полякова [2], изучена нами в контурах Буланкульского (восточный участок) и Тибекского массивов. Она сложена щелочными и нефелиновыми сиенитами. Нам представляется, что включение в состав комплекса сиенитов и нефелиновых сиенитов вполне логично и хорошо согласуется не только с эмпирически выявленной тенденцией значительного повышения щелочности по мере роста содержаний SiO_2 в дифференциатах массивов, но и с прямыми полевыми наблюдениями, свидетельствующими о тесной пространственной сопряженности сиенитоидов с представителями первых двух фаз.

На Буланкульском массиве породы третьей фазы состоят из роговообманковых, биотит-роговообманковых, пироксен-роговообманковых щелочных и нефелиновых сиенитов с признаками автотетасоматической нефелинизации и калишпатизации.

Нефелинсодержащие породы, также исследованные авторами, встречаются в Тырдановском, Килимпаспахском, Намштакском и Бискалжинском интрузивах.

Если абстрагироваться от деталей, то можно отметить следующие главные геолого-петрографические признаки различия **кашпарского** и **когтахского** комплексов.

Во-первых, они различаются по морфологии массивов. Форма залегания массивов когтахского комплекса концентрически-зональная, изометричная с чашеобразным внутренним строением: в центре – расслоенные (дифференцированные) габбро, на периферии – полукольцо трахитоидных монцодиоритов и монцонитов. Доля габброидов относительно лейкобазитов достигает 1:1. Реже встречаются массивы вытянутой формы.

Для массивов кашпарского комплекса характерна иная морфология, а именно эллипсовидная, вытянутая, с элементами воронкообразного (желобовидного) строения, штокообразная, линейная, дайкообразная, иногда неправильная (вплоть до причудливой) в зонах тесного сопряжения с гранитоидами, без отчетливых признаков магматической дифференциации. Соотношение габброидов и диоритоидов в массивах кашпарского комплекса не превышает 1:10.

Во-вторых, образования двух комплексов заметно различаются и по петрографическим особенностям.

Для пород кашпарского комплекса типично: 1) отсутствие оливина; 2) преобладание роговой обманки над клинопироксеном; 3) присутствие в габброидах плагиоклаза пониженной основности; 4) наличие ромбического пироксена (гиперстена) в отдельных образцах; 5) частое присутствие модалного кварца в породах второй и третьей фаз.

В противоположность этому для пород когтахского комплекса характерно: 1) присутствие оливина во многих породах первой и второй фазы; 2) преобладание клинопироксена над роговой обманкой в породах всех трех фаз; 3) присутствие плагиоклаза повышенной основности в габброидах первой фазы; 4) отсутствие модалного кварца и ортопироксена в породах всех трех фаз; 5) присутствие модалного нефелина в лейкобазитах (эссекситах) и нефелиновых сиенитах.

Аналитические методы

U-Pb-изотопный анализ акцессорного циркона, выделенного для возрастного датирования, выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского (Санкт-Петербург) по стандартной методике [21]. Обработка данных осуществлялась по программе SQUID [16] с нормированием по стандарту TEMORA. Погрешности для изотопных отношений и возрастов оценивались в интервале $\pm 2\sigma$. При построении графиков с конкордией применялась программа ISOPLOT/Ex [15].



Содержания петрогенных (в мас. %) и редких (в г/т) элементов измерены методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) в Аналитическом центре геохимии природных систем Томского государственного университета.

Химический анализ породообразующих минералов выполнен методом рентгеноспектрального микроанализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA Energy (с детектором Si(Li) Standard) и волнодисперсионным спектрометром Oxford INCA Wave 700.

Петрогеохимический состав

Химические составы петрогенных элементов пород кашпарского комплекса (54 пробы) выполнены методом РФА в Аналитическом центре геохимии природных систем ТГУ. На TAS-диаграмме (рис. 2) фигуративные точки образуют три четко оформленных композиционных поля. Габброиды занимают поле I, расположенное в нормально-и умеренно-щелочном секторах диаграммы с компактным распределением точек и с параметрами: по SiO_2 от 47,3 до 51,6 %; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 3,3 до 5,8 %. Это умеренно-глиноземистые ($al' = 1,1$), калиево-натриевые $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,6$, умеренно-калиевые по абсолютному содержанию K_2O (1,3 %) породы. Лишь два анализа содержат ничтожную примесь (0,66 %) нормативного кварца, в остальных анализах нет ни нормативного кварца, ни нормативного нефелина.

Поле II включает аналитические точки пород среднего состава, среди которых выделяются диоритоиды без модального (19 анализов) кварца и с ним (15 анализов). Бескварцевые диоритоиды занимают центральную часть диаграммы в габбродиорит-диорит-монцодиоритовых секторах в интервале SiO_2 от 52 до 59 %, при сумме щелочей 4,6–8,3 %; коэффициент $al' = 1,5$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,3$. В бескварцевых диоритоидах нет модального кварца, но в 50 % анализов появляются незначительные количества (до 5 %) нормативного кварца. Диоритоиды с модальным кварцем занимают монцодиоритовый и монцонитовый умеренно-щелочной сектор диаграммы в диапазоне по SiO_2 от 57,7 до 62,7 %, при сумме щелочей от 5,8 до 8,4 %; коэффициент $al' = 2,2$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,7$. Содержание модального кварца в среднем 8,2 %.

Поле III занято двуполевошпатовыми сиенитами и кварцевыми сиенитами с параметрами по SiO_2 от 60 до 65 %, при сумме щелочей от 8,9 до 10,8 %; коэффициент $al' = 4,4$, что характерно для весьма глиноземистых составов. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,3$, абсолютное содержание K_2O в среднем составляет 4,9 мас. %, что типично для калиево-натриевых серий с высококалиевым уклоном. Среднее содержа-

ние модального кварца для двуполевошпатовых и кварцевых сиенитов оценивается в 6,5 %

Что касается когтахского комплекса (36 анализов), то, как видно из рис. 2, для него также характерно присутствие четко очерченных композиционных полей.

Поле IV расположено в крайнем левом углу диаграммы и включает аналитические точки габброидов с широким разбросом содержаний SiO_2 (38,6–49,0 %) и общей щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 0,9 до 5,2 %). Такие резкие колебания петрохимических характеристик связаны с процессами гравитационной и фракционной дифференциации магматического расплава. Габброиды относятся к умеренно-титанистым (среднее содержание $\text{TiO}_2 = 1,32$ %), к умеренно-глиноземистым ($al' = 0,85$) калиево-натриевым ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,8$) породам с повышенным содержанием P_2O_5 (0,78 %). Для подавляющего большинства базитов характерно присутствие нормативного нефелина (в среднем 3,9 %, метод CIPW).

Поле V сложено бескварцевыми лейкобазитами с параметрами по SiO_2 от 50 до 53,5 %, по сумме щелочей от 6,0 до 8,0 %. Это высокоглиноземистые ($al' = 1,5$), калиево-натриевые ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,8$) породы с повышенным абсолютным содержанием K_2O (2,44 %). Многие анализы (70 %) при пересчете по методу CIPW содержат нормативный нефелин (в среднем 4,4 %).

Поле VI содержит фигуративные точки лейкобазитов с модальным нефелином. Оно расположено на линии раздела умеренно-щелочных (монцониты) и щелочных (фойдовые сиениты) пород и характеризуется следующими параметрами: содержание SiO_2 от 53,4 до 56,1 %, сумма щелочей от 9,3 до 10,2 %. Это высокоглиноземистые ($al' = 2,3$), высококалиевые по абсолютному содержанию $\text{K}_2\text{O} = 4,0$ % породы калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,3$). Количество модального нефелина составляет в среднем 6,0 %.

Поля VII и VIII заняты нефелиновыми и щелочными сиенитами. Содержание SiO_2 в нефелиновых сиенитах колеблется от 54,3 до 57,1 %, сумма щелочей – от 12,6 до 15,7 %, среднее содержание модального нефелина 12,5 %, коэффициент $al' = 4,4$, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,1$. Что касается щелочных сиенитов, то они бескварцевые и содержат SiO_2 от 59,2 до 65,3 % при сумме щелочей от 11,0 до 12,9 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,4$.

Главной особенностью петрохимической эволюции магматических дифференциатов кашпарского комплекса является относительно медленное нарастание содержаний $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (до 11 %) по мере роста кремнекислотности в диапазоне от 47 до 65 % SiO_2 , что контрастирует с резким «взрывным» характером возрастания суммы щелочей (до 16 %) в узком диапазоне кремнекислотности (от 50 до 58 %) в когтахском комплексе при сохранении в сопоставляемых образованиях общего калиево-натриевого типа щелочности с калиевым

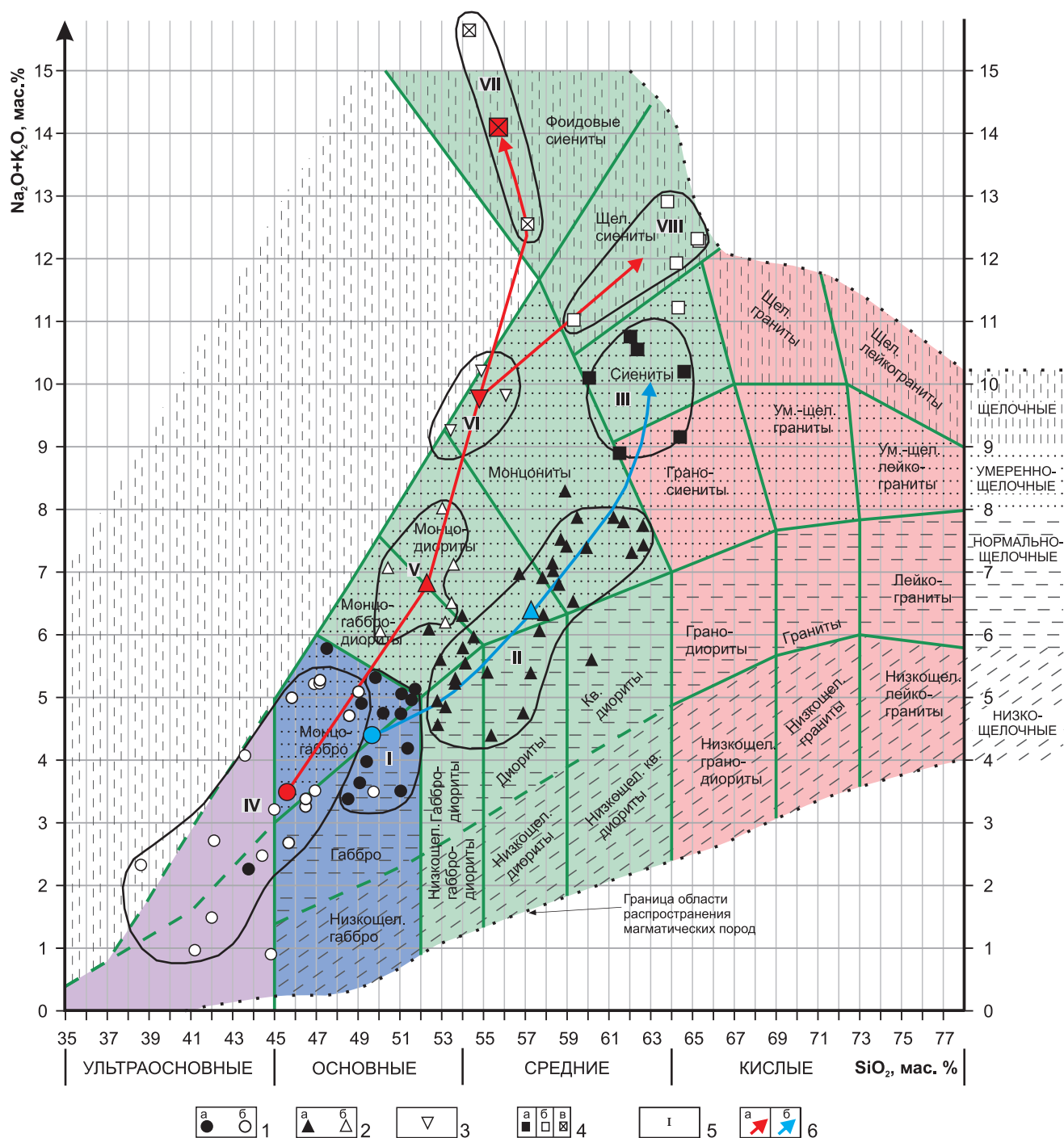


Рис. 2. Распределение аналитических точек составов горных пород кашпарского и когтахского комплексов на TAS-диаграмме (по авторским химическим анализам, 2008–2015 гг.)

1 – габброиды: кашпарского (а), когтахского (б) комплексов; 2 – диоритоиды кашпарского комплекса (а), лейкобазиты (монцодиориты) когтахского комплекса (б); 3 – нефелиносодержащие лейкобазиты когтахского комплекса; 4 – сиенитоиды: двуполовошпатовые кварцсодержащие сиениты кашпарского комплекса (а), щелочные сиениты когтахского комплекса (б), нефелиновые сиениты когтахского комплекса (в); 5 – композиционные поля фигуративных точек горных пород и их номера (I–VIII); 6 – петрохимические тренды: для когтахского (а) и кашпарского (б) комплексов. *Примечание:* крупными красными знаками обозначены средние составы горных пород в контурах выделенных полей

и высококалиевым уклоном химизма. Некоторый «избыток» SiO_2 реализуется в появлении небольших количеств нормативного и модалного кварца в диоритоидах и сиенитоидах кашпарского комплекса при отсутствии даже аксессуарных примесей нормативного нефелина, столь характерного для

не насыщенных SiO_2 представителей когтахского комплекса.

Изучение химических составов амфиболов кашпарского комплекса (22 образца, 54 частных определения) показало, что в габброидах и диоритоидах доминирует магнезиальная роговая

обманка. В первой (габброидной) фазе она присутствует во всех 13 образцах (21 определение), и лишь в одной пробе наряду с магнезиальной роговой обманкой установлен эденит. Во второй диоритоидной фазе она встречается в семи из девяти образцов, и лишь в двух пробах зафиксированы магнезиогастингсит и эденит. В химическом составе магнезиальной роговой обманки содержание Al_2O_3 в среднем 6,2 %, SiO_2 48,9 %, MgO 14,4 %, TiO_2 1,1 %, $FeO_{\text{сум}}$ 13,5 %, содержание суммы щелочей не превышает 2,8 %. Железистость роговых обманок в габброидах и диоритоидах одинакова – от 43 до 66 %, в среднем 52 %.

В химических составах магнезиальной роговой обманки нет нормативных примесей нефелина или кварца, чем они кардинально отличаются от амфиболов когтахского комплекса, в которых всегда содержится ощутимое количество нормативного нефелина. Интересно, что постмагматический актинолит всегда пересыщен SiO_2 и содержит нормативный кварц (до 5–7 %).

При изучении химических составов амфиболов когтахского комплекса (27 образцов, 64 частных определения) установлено, что во всех трех фазах присутствуют амфиболы, относящиеся к паргасит-гастингситовому ряду: гастингсит, магнезиогастингсит, эденит, феррозеденит. Железистость амфиболов колеблется для габброидов от 37 до 72 % (в среднем 54 %), для лейкобазитов – от 44 до 80 % (64 %), для сиенитоидов – от 45 до 88 % (67 %), т. е. намечается рост железистости от первой фазы к третьей. Содержание Al_2O_3 в амфиболах повышено (в среднем 11,4 %), при этом минимальные содержания (6,04–9,41 %) характерны для эденита, максимальные (13,4–14,8 %) – для паргасита, гастингсита и магнезиогастингсита. Также повышены концентрации TiO_2 (2,5 %), $FeO_{\text{сум}}$ (17,3 %), Na_2O (2,4 %), K_2O (1,3 %), а средние содержания SiO_2 (41,2 %) и MgO (10,1 %), наоборот, понижены.

В химических составах амфиболов паргасит-гастингситового ряда всегда присутствует нормативный нефелин (до 10–15 %), что хорошо коррелируется со спецификой химизма критически недосыщенных SiO_2 пород.

Таким образом, состав роговых обманок отражает степень насыщения пород SiO_2 – от критически недосыщенных (когтахский комплекс) до насыщенных (кашпарский комплекс).

Разное содержание суммарного Al, щелочей и Ti в амфиболах двух комплексов позволяет оценить в первом приближении относительную разницу в условиях кристаллизации дифференциатов когтахского и кашпарского комплексов (рис. 3).

В составе амфиболов «закодирована» информация по направленности процессов эволюции материнских расплавов. Так, из анализа диаграмм $Mg/(Mg+Fe^{2+})-Si$ (рис. 4), на которых нанесены фигуративные точки групповых средних составов амфиболов, отчетливо видно, что для амфиболов когтах-

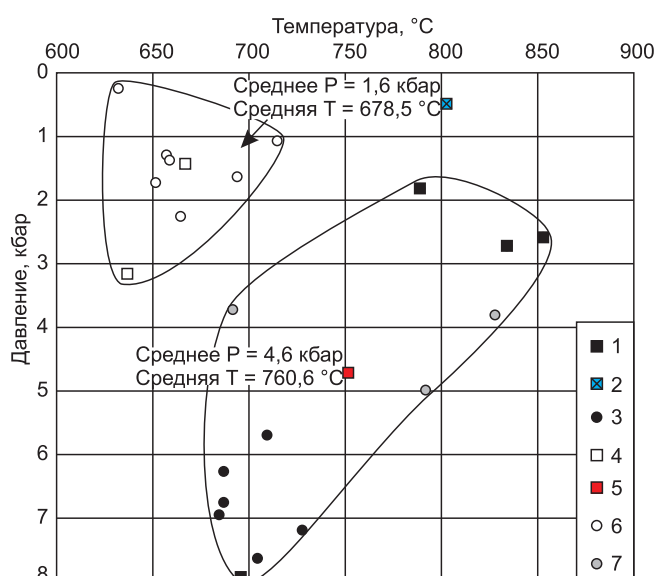


Рис. 3. Диаграмма P-T для амфиболов из магматических пород когтахского и кашпарского комплексов; значение P (кбар) рассчитано по методам [9, 11, 18], T (°C) – по амфибол-плаггиоклазовым геотермометрам [10, 12, 13, 19]

Точками обозначены средние значения, контурами – поля единичных значений: 1–3 – когтахский комплекс: 1 – амфиболы с высоким содержанием алюминия из габброидов, 2 – магнезиальные роговые обманки из габброидов, 3 – амфиболы с высоким содержанием алюминия из лейкобазитов; 4–7 – кашпарский комплекс: 4 – магнезиальные роговые обманки из габброидов, 5 – амфиболы с высоким содержанием алюминия из габброидов, 6 – магнезиальные роговые обманки из диоритоидов, 7 – амфиболы с высоким содержанием алюминия из диоритоидов

ского комплекса тренд эволюции составов от ранних фаз к поздним направлен в сторону увеличения их железистости и в меньшей степени кремнекислотности (см. рис. 4, а). Это свидетельствует о «нормальном» течении процессов кристаллизационной дифференциации. Для амфиболов кашпарского комплекса (см. рис. 4, б) характерна обратная картина: резкий эволюционный рост содержаний Si при минимальных изменениях магнезиальности и железистости, что может быть связано с нарушением «обычного» хода дифференциации какими-то осложняющими факторами.

В распоряжении авторов имеются 52 анализа микроэлементного состава горных пород кашпарского и 31 анализ когтахского комплексов, выполненных методом ICP-MS в аналитическом центре ТГУ. Сопоставление этих данных показывает, что для пород комплексов характерны широкие вариации содержаний ряда микроэлементов, а именно: для кашпарского комплекса Sr (363–2473 г/т), Ba (260–5215 г/т), Rb (13–168 г/т), Zr (12–277 г/т), Nb (1,8–37 г/т) и ΣREE (50–308 г/т); для когтахского комплекса Sr (582–2246 г/т), Ba (109–2899 г/т), Rb (2,6–148,8 г/т), Zr (12,7–625,1 г/т), Nb (0,35–65,2 г/т) и ΣREE (55–329,5 г/т) [5]. Отметим, что в однотипных породах двух комплексов средние суммарные со-

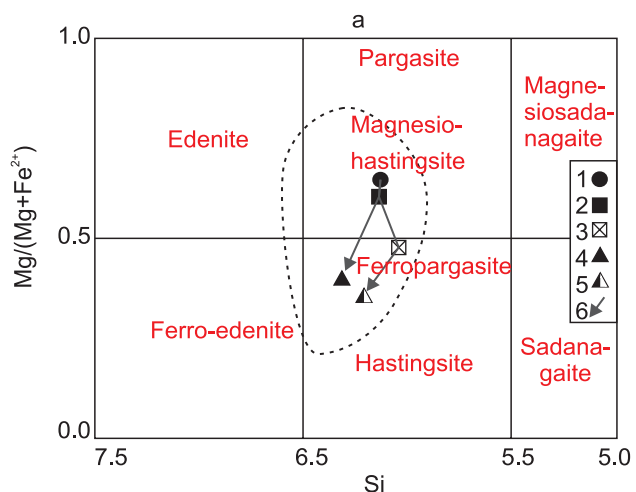


Рис. 4. Диаграммы $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ (значения в формульных единицах) с точками групповых средних составов амфиболов из пород когтахского (а) и кашпарского (б) комплексов по [17]

Параметры диаграммы: $CaB \geq 1,50$; $(Na+K)A \geq 0,50$; $Ti < 0,50$: а – 1 – габброиды, 2 – лейкобазиты, 3 – нефелинсодержащие лейкобазиты (эссекситы), 4 – щелочные сиениты, 5 – нефелиновые сиениты, 6 – тренды эволюции составов минералов; б – 1 – габброиды, 2 – кварцевые диоритоиды, 3 – бескварцевые диоритоиды, 4 – двуполовошпатовые и кварцевые сиениты, 5 – тренды эволюции составов минералов

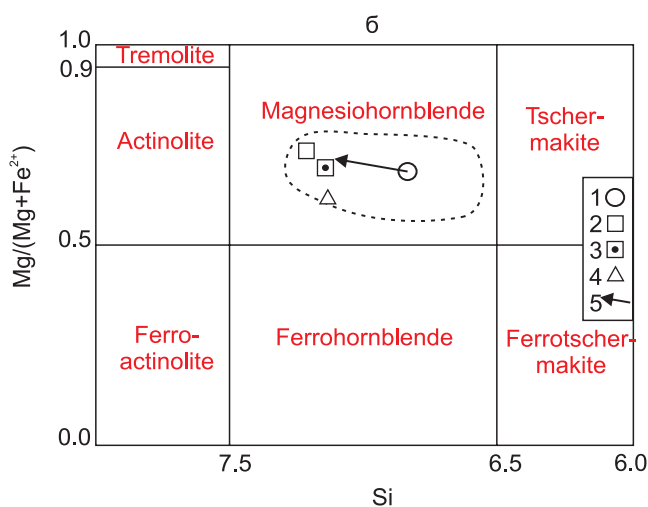
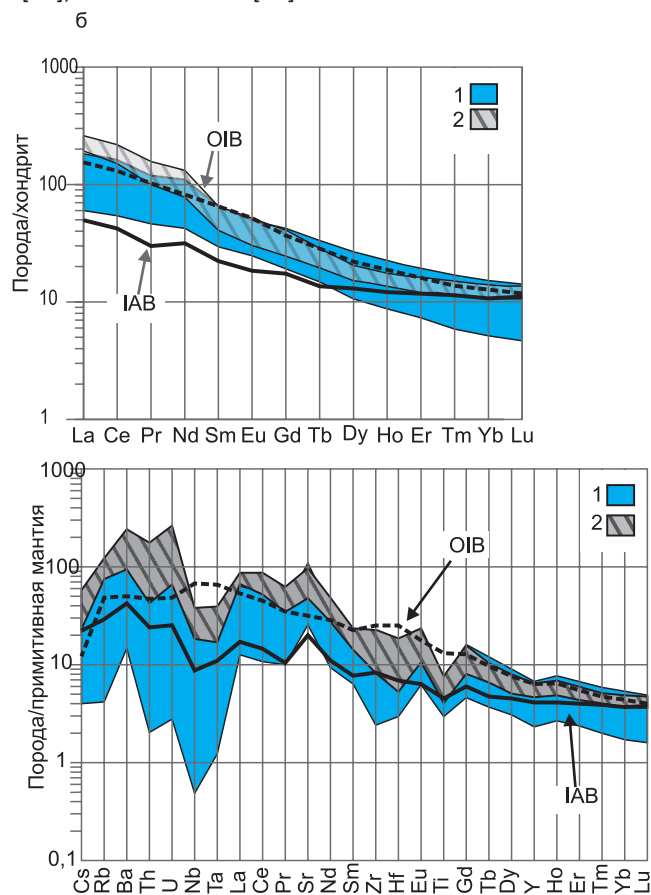
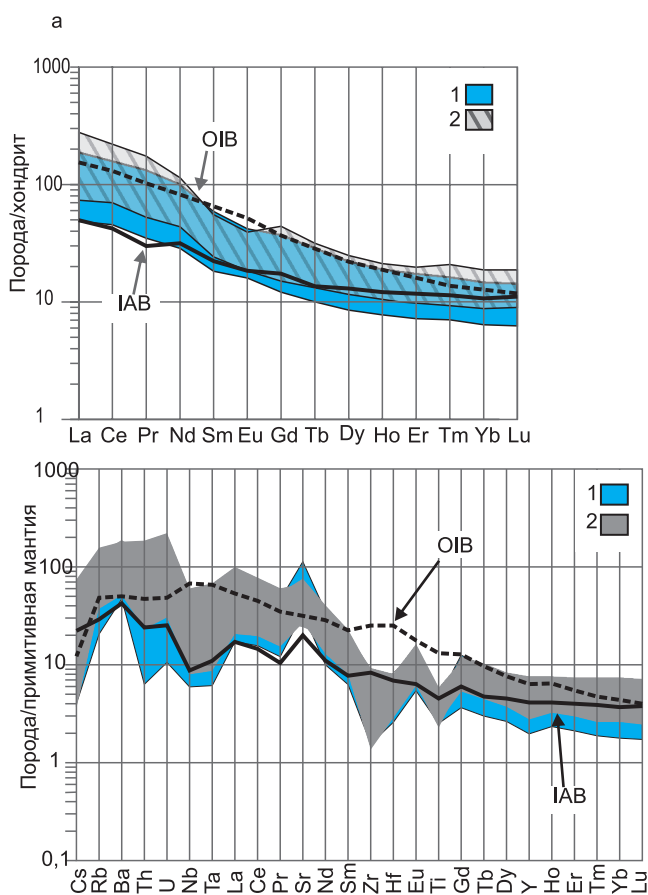


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах: а – кашпарского (1 – габброиды, 2 – диоритоиды), б – когтахского (1 – габброиды, 2 – лейкобазиты) комплексов. Составы примитивной мантии и OIB – по [20]; состав IAB – по [14]



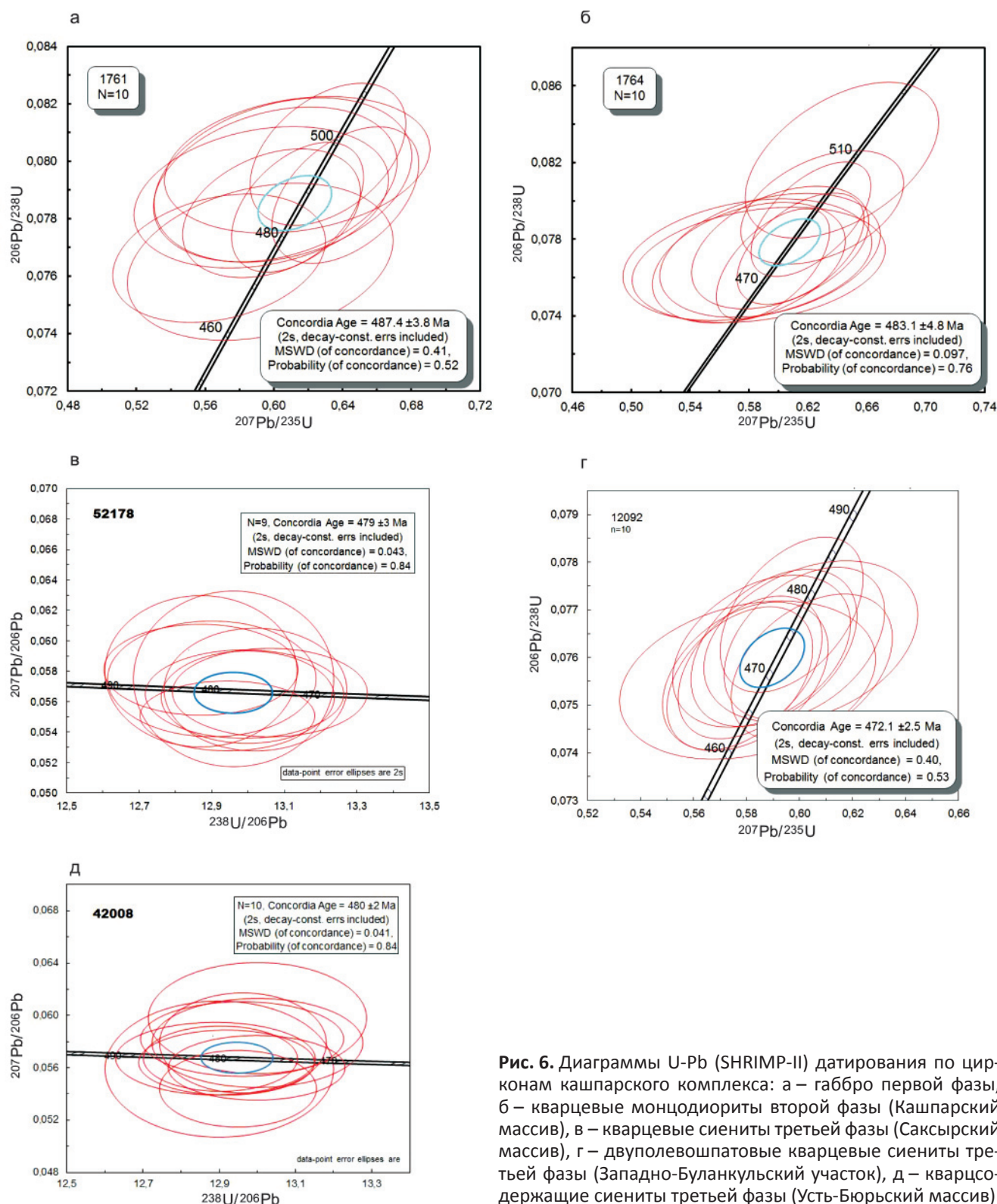


Рис. 6. Диаграммы U-Pb (SHRIMP-II) датирования по цирконам кашпарского комплекса: а – габбро первой фазы, б – кварцевые монцодиориты второй фазы (Кашпарский массив), в – кварцевые сиениты третьей фазы (Саксырский массив), г – двуполевошпатовые кварцевые сиениты третьей фазы (Западно-Буланкульский участок), д – кварцсодержащие сиениты третьей фазы (Усть-Бурьский массив)

держания редких элементов (ΣR и ΣREE) заметно различаются, причем в когтахском комплексе они более высокие, нежели в кашпарском, что может косвенно свидетельствовать в пользу предположения о разных P-T условиях формирования родоначальных магматических расплавов.

Спектры распределения редких элементов на мультиэлементных диаграммах для кашпарского и когтахского комплекса показаны на рис. 5. Для них установлено:

- преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb_N = 6-26$);
- значительное обогащение LILE (Rb, Ba, U), La, что характерно для внутриплитовых базальтов типа OIB;
- резкие максимумы Sr, отчетливые минимумы Nb-Ta, Ti, Th, что типично для окраинно-континентальных базальтов типа IAB;
- глубокая Zr-Hf аномалия, несвойственная эталонным внутриплитовым и островодужным магматическим источникам.

На спектрах распределения REE (см. рис. 5) с ростом кремнекислотности пород происходит обогащение легкими REE по отношению к тяжелым и углубление отрицательных аномалий Eu.

Таким образом, магматические породы как кашпарского (см. рис. 5, а), так и когтахского (см. рис. 5, б) комплексов по распределению редких элементов близки по геохимическим характеристикам к окраинно-континентальным базальтам островных дуг (IAB), однако высокие нормированные концентрации LILE и HFSE типичны для обогащенного мантийного источника внутриплитных базальтов океанических островов (OIB). Вместе с тем между ними имеются и определенные различия. Несмотря на сходную конфигурацию спектров для кашпарского комплекса характерна меньшая выраженность Nb-Ta-минимумов, более явная отрицательная аномалия Zr и Hf, более однородные геохимические характеристики для пород основного и среднего составов.

Следует подчеркнуть, что кашпарский и когтахский комплексы характеризуются разной минерагенической специализацией. В первом случае это выражается в приуроченности к некоторым монцодиоритовым интрузивам золоторудных месторождений и проявлений золото-сульфидно-кварцевого типа (Балахчинский массив), во втором – в присутствии апогаббровых апатитовых рудопроявлений автометасоматического типа (Намштагский массив) и пунктов магнетитовой минерализации.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в габброидах первой фазы внедрения когтахского комплекса (0,70471 в габбро петротипического Когтахского массива), монцодиоритах второй фазы (0,70403 в Когтахском массиве) и гадингситовых сиенитах третьей фазы (0,70387 в Уйбатском плутоне) указывают на отсутствие значимого влияния корового компонента в генезисе магматитов когтахского комплекса. Однако они не исключают полностью и возможность небольшой контаминации коровым веществом.

В массивах кашпарского комплекса изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) достигает значений 0,7052, что свидетельствует об усилении процессов коровой контаминации.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования

Уран-свинцовым датированием (SHRIMP-II) пород петротипического Кашпарского массива авторами получены следующие цифры: для габброидов первой фазы – $487,4 \pm 3,8$ млн лет (рис. 6, а); для кварцевых монцодиоритов второй – $483,1 \pm 4,8$ млн лет (см. рис. 6, б). К этим цифрам близки датировки кварцевых монцонитов Улень-Туимского (486 ± 4 млн лет) и диоритов Саксырского (486 ± 3 млн лет) плутонов [7]. В результате датирования сиенитоидов третьей фазы кашпарского комплекса при проведении ГДП-200 получены три даты:

479 ± 3 млн лет для кварцевых сиенитов Саксырской группы массивов (см. рис. 6, в); $472,1 \pm 2,5$ млн лет для двуполевошпатовых кварцевых сиенитов западного участка Буланкульского массива (см. рис. 6, г) и 480 ± 2 млн лет для кварцосодержащих сиенитов Усть-Бурьского массива (см. рис. 6, д).

Таким образом, изотопные датировки трехфазного кашпарского комплекса (472–487 млн лет) свидетельствуют о его **позднекембрийско-раннеордовикском ($\text{Є}_3\text{--O}_1$)** возрасте. Эти даты заметно отличаются от установленных авторами цифр для монцодиоритов петротипа когтахского комплекса – $500 \pm 4,3$ и $500,8 \pm 4,6$ млн лет (см. рис. 1) [3].

Выводы

Полученные нами в результате геолого-съемочных работ новые материалы по петрографическому, минералогическому и петрогеохимическому составу, а также по изотопному датированию магматических образований восточного склона Кузнецкого Алатау позволяют объединить умеренно-щелочные, умеренно-кремнекислые породы основного и среднего составов Кузнецко-Алатауской СФЗ в самостоятельный **кашпарский габбро-диорит-кварц-монцодиорит-сиенитовый комплекс**, предшествующий становлению тигертышских гранитоидов ($\text{Є}_3\text{--O}_1$), «вычленив» его из состава более древнего и более щелочного **когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового комплекса (Є_2)**, который, согласно нашим данным [3], близок по возрасту мартайгинским гранитоидам (Є_2).

Эти материалы могут оказаться полезными при дальнейшей расшифровке геодинамической позиции и петрологических особенностей гранитоидных и базитовых ассоциаций, сопряженных во времени и в пространстве.

Авторы признательны коллеге Т. В. Козулиной за действенную помощь в проведении минералогических исследований и обобщении полученных результатов.

Работа выполнена в рамках государственных контрактов № 10 от 03.06.2008 г. «ГДП-200 листа N-45-XXIV (Усинская площадь)» и № 16 от 23.03.2012 г. «ГДП-200 листа N-46-XIX (Уйбатская площадь)» с Федеральным агентством по недропользованию «Роснедра» Министерства природных ресурсов РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Врублевский В. В., Котельников А. Д., Изох А. Э. Геодинамические условия и магматические протолиты раннепалеозойской габбро-монцодиорит-монцонитовой ассоциации Кузнецкого Алатау // Геология и минерагения Северной Евразии: матер. совещ., приуроченного к 60-летию ИНГГ СО РАН, 3–5 октября 2017 г., Новосибирск. – Новосибирск, 2017. – С. 53–54.
2. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау / А. П. Кривенко, Г. В. Поляков, В. И. Бог-



нибов, П. А. Балыкин // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. — Новосибирск: Наука, 1979. — С. 5–95.

3. **Геодинамическая** природа и магматические источники Когтахского габбро-монцодиоритового плутона позднего кембрия, Кузнецкий Алатау / В. В. Врублевский, А. Д. Котельников, Н. А. Макаренко и др. // Петрография магматических и метаморфических горных пород: матер. XII Всерос. петрограф. совещ. с участием зарубежных ученых. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. — С. 126–128.

4. **Государственная** геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 (изд. 2-е). Серия Минусинская. Лист N-45-XVIII (Шира): объяснительная записка // сост. М. Н. Секретарев, А. П. Липишанов, В. В. Михайленко и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. — 151 с.

5. **Государственная** геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 (изд. 2-е). Лист N-45-XXIV (Балыкса): объяснительная записка // сост. А. Д. Котельников, С. В. Максиков, А. Г. Дербан. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.

6. **Макаренко Н. А., Парначев В. П.** Типоморфные особенности когтахского комплекса (Кузнецкий Алатау) // Вестн. ТГУ. — 2003. — № 3. — С. 106–108.

7. **Раннепалеозойский** гранитоидный магматизм западной части Алтае-Саянской складчатой области и молибденовое оруденение / Г. А. Бабин, С. П. Шокальский, А. Г. Владимиров и др. // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса: матер. совещ. Вып. 6, т. 1. — Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2018. — С. 27–31.

8. **Халфин С. Л.** Петрология когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса. — Новосибирск: Наука, 1965. — 92 с.

9. **Anderson J. L., Smith D. R.** The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry // Amer. Miner. — 1995. — Vol. 80. — P. 549–559.

10. **Blundy J. D., Holland T. J. B.** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. — 1990. — Vol. 104, no. 2. — P. 208–224.

11. **Hammarstrom J. M., Zen E.-A.** Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Miner. — 1986. — Vol. 71, no. 11/12. — P. 1297–1313.

12. **Holland T., Blundy J.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. and Petrol. — 1994. — Vol. 116. — P. 433–447.

13. **Jaques A. L., Blake D. H., Donchak P. J. T.** Regional metamorphism in the Selwyn Range area, northwest Queensland // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. — 1982. — Vol. 7, no. 3. — P. 181–196.

14. **Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry / Eds. Y. D. Holland and K. K. Turekian. — Elsevier Ltd., 2003. — Vol. 3. — P. 593–659.

15. **Ludwig K. R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. — Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. — Vol. 1. — 46 p.

16. **Ludwig K. R.** SQUID1.00. A User's Manual. — Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000. — No. 2.

17. **Nomenclature** of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names / B. E. Leake, A. R. Woolley, Ch. E. S. Arps et al. // The Can. Miner. — 1997. — Vol. 35. — P. 219–246.

18. **Schmidt M. W.** Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar // Terra abstracts. — 1991. — Vol. 3, no. 1. — P. 30.

19. **Spear F. S.** Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz // Contrib. Mineral. and Petrol. — 1981. — Vol. 77, no. 4. P. 355–364.

20. **Sun S., McDonough W. F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / eds. A. D. Saunders and M. J. Norry. — Geol. Soc. Spec. Publ., 1989.

21. **Williams I. S.** U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks, W. I. Ridley // Rev. Econ. Geol. — 1998. — Vol. 7. — P. 1–35.

REFERENCES

1. Vrublevskiy V.V., Kotelnikov A.D., Izokh A. E. [Geodynamic conditions and magmatic protoliths of the Early Paleozoic gabbro-monzodiorite-monzonite association of the Kuznetsk Alatau]. *Geologiya i mineralogiya Severnoy Evrazii. Mat. soveshchaniya, priurochennogo k 60-letiyu Instituta geologii i geofiziki SO RAN. 3–5 okt. 2017 g. Novosibirsk* [Geology and mineralogy of Northern Eurasia. Mater. Meeting dedicated to the 60th anniversary of the Institute of Geology and Geophysics of the SB RAS. Oct. 3–5, 2017, Novosibirsk, Russia]. Novosibirsk, 2017, pp. 53–54. (In Russ.).

2. Krivenko A.P., Polyakov G. V., Bognibov V. I., Balykin P. A. [Gabbro-monzodiorite formation of the Kuznetsk Alatau]. *Bazitovye i ul'trabazitovye komplekсы Sibiri* [Basitic and ultrabasic complexes of Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., USSR SB AS, 1979, pp. 5–95. (In Russ.).

3. Vrublevskiy V.V., Kotelnikov A.D., Макаренко Н. А., et al. [Geodynamic nature and igneous sources of the Kogtakh gabbro-monzodiorite pluton of Late Cambrian, Kuznetsk Ala Tau]. *Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornyykh porod. Mat. XII Vseros. Petrograficheskogo soveshch. s uchastiem zarubezhnykh uchenykh* [Petrography of igneous and metamorphic rocks. Mater. XII All-Russia. Petrographic Conf. with participation of foreign scientists]. Petro-



zavodsk, Karelian Research Center RAS Publ., 2015, pp. 126–128. (In Russ.).

4. Sekretarev M.N., Lipishanov A.P., Mikhaylenko V.V., et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:200000 (izd. 2-e). List N-45-XVIII (Shira). Ob'yasnitel'naya zapiska*. [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200000 (edition 2nd). Sheet N-45-XVIII (Shira). Explanatory note]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2000. 151 p. (In Russ.).

5. Kotelnikov A.D., et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:200000 (izdanie 2-e). List N-45-XXIV (Balyksa). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200000 (edition 2nd). Sheet N-45-XXIV (Balyksa). Explanatory note]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2013. (In Russ.).

6. Makarenko N.A., Parnachev V.P. [Typomorphic features of the Kogtakh complex (Kuznetsk Alatau)]. *Vestnik Tomskogo gos. un-ta* [Bulletin of Tomsk State University]. Tomsk, 2003, no. 3, pp 106–108. (In Russ.).

7. Babin G.A., Shokalskiy S.P., Vladimirov A.G., et al. [Early Paleozoic granitoid magmatism in the western part of the Altai-Sayan folded region and molybdenum mineralization]. *Geodinamicheskaya evolyutsiya Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa Mat. soveshch.* [Geodynamic evolution of the Central Asian mobile belt. Mater. Meeting]. Irkutsk, 2018, Inst. Earth's Crust SB RAS Publ., vol. 1, issue 6, pp. 27–31. (In Russ.).

8. Khalfin S.L. *Petrologiya kogtakhskogo gabbromontsonit-sienitovogo kompleksa* [Petrology of the Kogtakh gabbro-monzonite-syenite complex]. Novosibirsk, Nauka Publ., USSR SB AS, 1965. 92 p. (In Russ.).

9. Anderson J.L., Smith D.R. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Amer. Miner.*, 1995, vol. 80, pp. 549–559.

10. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1990, vol. 104, no. 2, pp. 208–224.

11. Hammarstrom J.M., Zen E.-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, 1986, vol. 71, no. 11/12, pp. 1297–1313.

12. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1994, vol. 116, pp. 433–447.

13. Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 1982, vol. 7, no. 3, pp. 181–196.

14. Kelemen P.B., Høghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*. Eds. Y. D. Holland and K. K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003, vol. 3, pp. 593–659.

15. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, vol. 1. 46 p.

16. Ludwig K.R. SQUID1.00. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, no. 2.

17. Leake B.E., Woolley A.R., Arps Ch.E.S., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Can. Miner.*, 1997, vol. 35, pp. 219–246.

18. Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*, 1991, vol. 3, no. 1, p. 30.

19. Spear F.S. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1981, vol. 77, no. 4, pp. 355–364.

20. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989.

21. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.*, 1998, vol. 7, pp. 1–35.

© А. Д. Котельников, Н. А. Макаренко, 2018