

ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОГТАХСКОГО ГАББРО-МОНЦОНИТОВОГО КОМПЛЕКСА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В.В. Врублевский¹, А.Д. Котельников¹, А.Э. Изох^{2,1,3}

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приведены новые данные по U-Pb датированию цирконов, геохимии редких элементов и изотопному (Nd, Sr, O) составу пород когтахского габбро-монзонитового комплекса восточного склона Кузнецкого Алатау. Установленный возраст циркона в породах главных интрузивных фаз 500—480 млн лет принимается за время формирования комплекса в позднем кембрии—раннем ордовике, что соответствует аккреционно-коллизийному этапу развития ЦАСП. По особенностям распределения и соотношениям LILE и HFSE в породах предполагается, что внедрение интрузий происходило в обстановке взаимодействия мантийного плюма PREMA+EM/OIB и надсубдукционной литосферной мантии IAB. В связи с процессами мантийно-корового взаимодействия источник магм имел гетерогенный изотопный состав неодима ($\epsilon_{Nd}(T) \sim 3.5\text{—}5.4$). Эффекты смешения разнородного материала мантии и континентальной коры проявляются в виде повышения значений ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \sim 0.7039\text{—}0.7052$, $\epsilon_{Sr}(T) \sim 0\text{—}19$, $\delta^{18}\text{O} \sim 6.5\text{—}8.8\text{‰}$, SMOW). Соотношение P3Э в наименее дифференцированных габброидах свидетельствует о разной глубине вероятных магматических очагов и образовании первичного ($(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{PM}} > 1.8$) мафитового расплава в условиях меняющейся степени плавления модельного гранатового перидотита.

Субцелочной магматизм, геохимия, геохронология, геодинамическая обстановка, мантийный плюм, коровая контаминация, гранатовый перидотит, магма-, петрогенезис, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

THE AGE AND PETROLOGIC AND GEOCHEMICAL CONDITIONS OF FORMATION OF THE KOGTAKH GABBRO-MONZONITE COMPLEX IN THE KUZNETSK ALATAU

V.V. Vrublevskii, A.D. Kotel'nikov, and A.E. Izokh

We present new data on the U-Pb age of zircons, geochemistry of trace elements, and isotope (Nd, Sr, O) composition of rocks of the Kogtakh gabbro-monzonite complex on the eastern slope of the Kuznetsk Alatau Ridge. The established age of zircon in the rocks of the main intrusive phases (500–480 Ma) is taken as the time of formation of the Kogtakh complex in the Late Cambrian–Early Ordovician, during the accretion–collision stage of evolution of the Central Asian Orogenic Belt. The distribution and ratios of LILE and HFSE in the rocks suggest that the intrusions proceeded under interaction of the PREMA + EM/OIB mantle plume and the suprasubductional lithospheric IAB mantle. The mantle–crust interaction led to the heterogeneous isotopic composition of neodymium in the magma source ($\epsilon_{Nd}(T) \sim 3.5\text{—}5.4$). The mixing of different mantle and continental–crust materials resulted in an increase in isotope parameters: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \sim 0.7039\text{—}0.7052$, $\epsilon_{Sr}(T) \sim 0\text{—}19$, and $\delta^{18}\text{O} \sim 6.5\text{—}8.8\text{‰}$ (SMOW). The REE ratio in the least differentiated gabbroids indicates different depths of probable magma chambers and the formation of their primary ($(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{PM}} > 1.8$) mafic melts at different degrees of melting of the model garnet peridotite.

Subalkalic magmatism, geochemistry, geochronology, geodynamic setting, mantle plume, crustal contamination, garnet peridotite, magma genesis, petrogenesis, Kuznetsk Alatau, Central Asian Orogenic Belt

ВВЕДЕНИЕ

Раннепалеозойский интрузивный магматизм в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) проявлен в виде разноформационных ультрамафит-мафитовых, гранитоидных, щелочно-мафитовых комплексов Алтае-Саянской области и сопредельных регионов Монголии [Кузнецов и др., 1971; Гончаренко, 1989; Владимиров и др., 1999а, 2001, 2013; Шокальский и др., 2000; Изох и др., 2005; Поляков и др., 2006; Izokh et al., 2008; Врублевский и др., 2012, 2014а; Руднев, 2013; Врублевский, 2015]. Считается, что их формирование было вызвано последовательной сменой геодинамических режимов с островодужного в венде—раннем кембрии на аккреционно-коллизийный с участием глубинного мантийного плюма, который определял масштабы аккреционно-коллизийных процессов, рифто-

генеза и масштабного плюм-литосферного взаимодействия [Izokh et al., 2008; Руднев и др., 2008; Владимиров и др., 2013]. На этом этапе помимо низкотитанистых, низкощелочных ультрамафит-мафитовых интрузивов (перидотит-троктолит-габбровых и перидотит-пироксенит-габбровых) широко распространены субщелочные габбро-монцодиоритовые (монцонитовые) plutonic ассоциации, которые по своим минералого-петрографическим и геохимическим особенностям сопоставимы с базитовыми ассоциациями окраинно-континентального типа. Крупные интрузии этого формационного типа (до 60—200 км²) известны в Кузнецком Алатау, Туве, Восточном Саяне, Западной Монголии, Приольхонье и Западном Забайкалье [Кривенко и др., 1979; Довгаль, Широких, 1980; Федоровский и др., 2010; Шелепаев и др., 2011, 2013, 2018; Цыганков и др., 2016; Лавренчук и др., 2017]. По геологическим и изотопно-геохронологическим данным, их формирование происходило с участием глубинных промежуточных камер в кембро-ордовике в интервале 515—460 млн лет в аккреционно-коллизивной геодинамической обстановке [Egorova et al., 2004]. Современные петрогенетические модели подобных породных комплексов предусматривают выплавление субщелочной пикробазальтоидной или базальтовой магмы из надсубдукционной метасоматизированной мантии и ее дифференциацию в промежуточных очагах с дальнейшим внедрением расплавов в гомодромной последовательности [Шелепаев и др., 2013; Wang et al., 2014].

В Кузнецком Алатау интрузивы габбро-монцодиорит-монцонитовой формации расположены на восточном склоне и объединяются в когтахский комплекс. Петрогенетические массивы (Когтахский, Кашпарский, Частайгинский, Балахчинский, Каратагский, Кискачинский, Пистагский, Саксырский) обычно характеризуются двухфазным строением, но могут быть сложены только габброидами или только монцодиоритами (монцонитами) [Халфин, 1965; Кривенко и др., 1979; Довгаль, Широких, 1980]. В общей схеме развития регионального магматизма условно принимается среднекембрийский возраст когтахского комплекса [Шокальский и др., 2000], но, как показали наши геохронологические исследования, диапазон датировок охватывает средний кембрий и ордовик, как и в других районах ЦАСП (Западный Сангилен и Приольхонье). К наиболее поздним производным этой ассоциации следует относить сиениты и щелочные сиениты, которые иногда образуют небольшие секущие тела. Ввиду отсутствия однозначных геологических данных, подтверждающих это, нами предлагается пока сохранить объем комплекса в составе габбро-монцодиорит-монцонитовой ассоциации.

В данной статье рассмотрены новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные по ключевым массивам когтахского комплекса, что позволяет ограничить его возрастной диапазон поздним кембрием—началом ордовика (500—480 млн лет) и показать, что их формирование происходило за счет плавления метасоматизированной надсубдукционной литосферной мантии с участием плюмового компонента в аккреционно-коллизивной геодинамической обстановке.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

U-Pb изотопный анализ циркона выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998]. КатодOLUMИнесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с детектором CL—излучения CLI/QUA2 в обычном рабочем режиме. Обработка данных осуществлялась по программе SQUID [Ludwig, 2000] 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 [Ludwig, 1999].

Химический состав породообразующих минералов определен на электронном микроскопе Tescan Vega II LMU с системой микроанализа Oxford INCA Energy 350 в Аналитическом центре «Геохимия природных систем» Томского государственного университета (ТГУ, Томск). Содержания петрогенных и редких элементов в породах измерены методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000, спектрометр ARL-9900 XL) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) в Аналитических центрах ТГУ (Томск), ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и MI 1201-T в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике [Баянова, 2004]. Величина эpsilon (ϵ) и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны на возраст 500 млн лет (современный CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$), UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$). Концентрации Rb и Sr определены изотопным разбавлением с точностью 1 %. Среднее по стандарту La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511833$ ($N = 15$). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализовано к значению 0.710235 по NBS SRM-987. Модельный возраст T_{Nd} (DM) рассчитан с учетом современного состава деплетированной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ [Фор, 1989]. Величина $\delta^{18}\text{O}$ (± 0.2 ‰, SMOW) в валовых пробах пород измерена методом лазерной абляции на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ МАССИВОВ

За последние десятилетия накоплен большой объем геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных, свидетельствующих о сложном полихронном строении раннепалеозойских батолитов Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, Тувы и Западной Монголии, в составе которых помимо разнообразных гранитоидов принимают участие и габбро-монцодиоритовые ассоциации [Владимиров и др., 1999а; Руднев, 2013]. При этом выделяются островодужный ($V-\epsilon_1$) и аккреционно-коллизийный (ϵ_2-O) этапы. В структурах Кузнецкого Алатау выделяют венд-кембрийские вулканические пояса с островодужными и окраинно-морскими вулканическими ассоциациями, которые относятся к Кузнецко-Алатаускому сектору единой венд-кембрийской внутритрокеанической островодужной системы [Метелкин, 1998; Владимиров и др., 1999а,б; Шокальский и др., 2000; Казанский и др., 2003]. В их составе преобладают рифейско-кембрийские карбонатно-терригенные и эффузивные образования. На этом фундаменте развиты среднепалеозойские рифтогенные впадины, заполненные субконтинентальными вулканогенно-осадочными отложениями. Эволюция регионального магматизма отражает смену позднерифейской офиолитовой ассоциации известково-щелочными островодужными вулканитами кембрия с последующим внедрением габбро-монцонитовых, гранитоидных и щелочно-базитовых интрузий [Шокальский и др., 2000].

Кузнецкий Алатау, как и весь ЦАСП, в кембро-ордовике подвергся активным коллизийно-аккреционным процессам [Владимиров и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2007], которые сопровождались широким развитием высокотемпературных зональных метаморфических комплексов (Томский выступ, Западный Сангилен, Приольхонье) [Федоровский и др., 1995; Изох и др., 2001] и гранитоидных батолитов, сшивающих террейны разного типа [Владимиров и др., 1999а]. В это же время в Алтае-Саянском сегменте ЦАСП проявились разнообразные ультрабазит-базитовые ассоциации. Практически одновременно и в одних и тех же районах фиксируются ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации различного типа: расслоенные низкотитанистые низкощелочные ультрабазит-базитовые интрузии, высокотитанистые умеренно щелочные и щелочные габброиды, габбро-монцодиоритовые массивы и щелочно-базальтоидные ассоциации [Изох и др., 1995, 2001].

Геологическая позиция изученных нами габбро-монцодиорит-монцонитовых плутонов когтахского комплекса обусловлена их приуроченностью к структуре Батеневского кряжа (рис. 1, 2), который по своей природе рассматривается как поднятие (симаунт) в задуговом бассейне в Кузнецко-Алатауском секторе венд-кембрийской островодужной системы [Метелкин, Козьмин, 2012]. В его строении преобладают эффузивы дацит-трахибазальтовой и риолит-базальтовой серий ОIВ-типа, а также характерные для палеосимаунтов карбонатные отложения венда—кембрия. Реликты океанической коры представлены породами неопротерозойской офиолитовой ассоциации. Проявленный здесь островодужный известково-щелочной вулканизм сопровождается гранитоидами и, прекращаясь в среднем кембрии, сменяется процессами формирования турбидитов. Масштабная аккреция островодужной системы в позднем кембрии—ордовике приводит к образованию молассы, разнообразному гранитоидному и субщелочному базитовому магматизму, который включает габбро-монцодиоритовые и габбро-сиенитовые ассоциации [Довгаль, Широких, 1980; Изох, 1995; Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2004]. Большинство производных когтахского габбро-монцодиорит-монцонитового комплекса расположено в ареалах позднекембрийско-раннеордовиковских гранитоидов, широко развитых на восточном склоне Кузнецкого Алатау [Руднев, 2013; Врублевский и др., 2016в].

Когтахский массив ($54^{\circ}15' \text{с.ш.}, 89^{\circ}49' \text{в.д.}$) является наиболее типичным представителем изученного интрузивного комплекса и расположен в верховьях р. Туим [Халфин, 1965]. Плутон образует изометричное лополитообразное тело ($\sim 50 \text{ км}^2$) с элементами концентрически-зонального строения, прорывающее метакарбонатные отложения неопротерозоя. В составе массива преобладают субщелочные габбро 1-й фазы и монцодиориты 2-й фазы. В габброидах установлена дифференциация от полевошпатовых перидотитов и пироксенитов до анортозитов.

Кашпарский массив ($53^{\circ}51' \text{с.ш.}, 89^{\circ}27' \text{в.д.}$) расположен в бассейне рек Харатас, Кашпар и Иней, приурочен к восточной экзоконтактовой зоне Тигертышского гранитоидного плутона и имеет штокообразную форму ($\sim 200 \text{ км}^2$). В его составе доминируют биотит-пироксеновые монцодиориты и монцониты, среди которых встречаются ксеноблоки (до 4 км^2) амфиболсодержащего монцогаббро. Пространственно сопряженные с ними лейкограниты образуют секущие интрузивные тела.

Кискачинский массив ($53^{\circ}54' \text{с.ш.}, 89^{\circ}59' \text{в.д.}$) локализован в междуречье рек Катык и Кискач и представляет собой дифференцированное тело амфибол-клинопироксеновых монцогаббро ($\sim 15 \text{ км}^2$), ограниченное двумя региональными разломами. Массив прорывает карбонатные отложения неопротерозоя и сопряжен с автономными Казырганским и Катыкским интрузивами монцодиоритового состава.

Частайгинский массив ($53^{\circ}29' \text{с.ш.}, 89^{\circ}40' \text{в.д.}$) в верховьях бассейна р. Аскиз имеет изометричную форму ($\sim 90 \text{ км}^2$) и залегает среди кембрийских терригенно-карбонатных отложений. В его строении доминируют монцодиориты—монцониты, среди которых встречаются блоки ранних габбро. Установлены фациальные переходы от монцонитов к щелочным и нефелинсодержащим сиенитам.

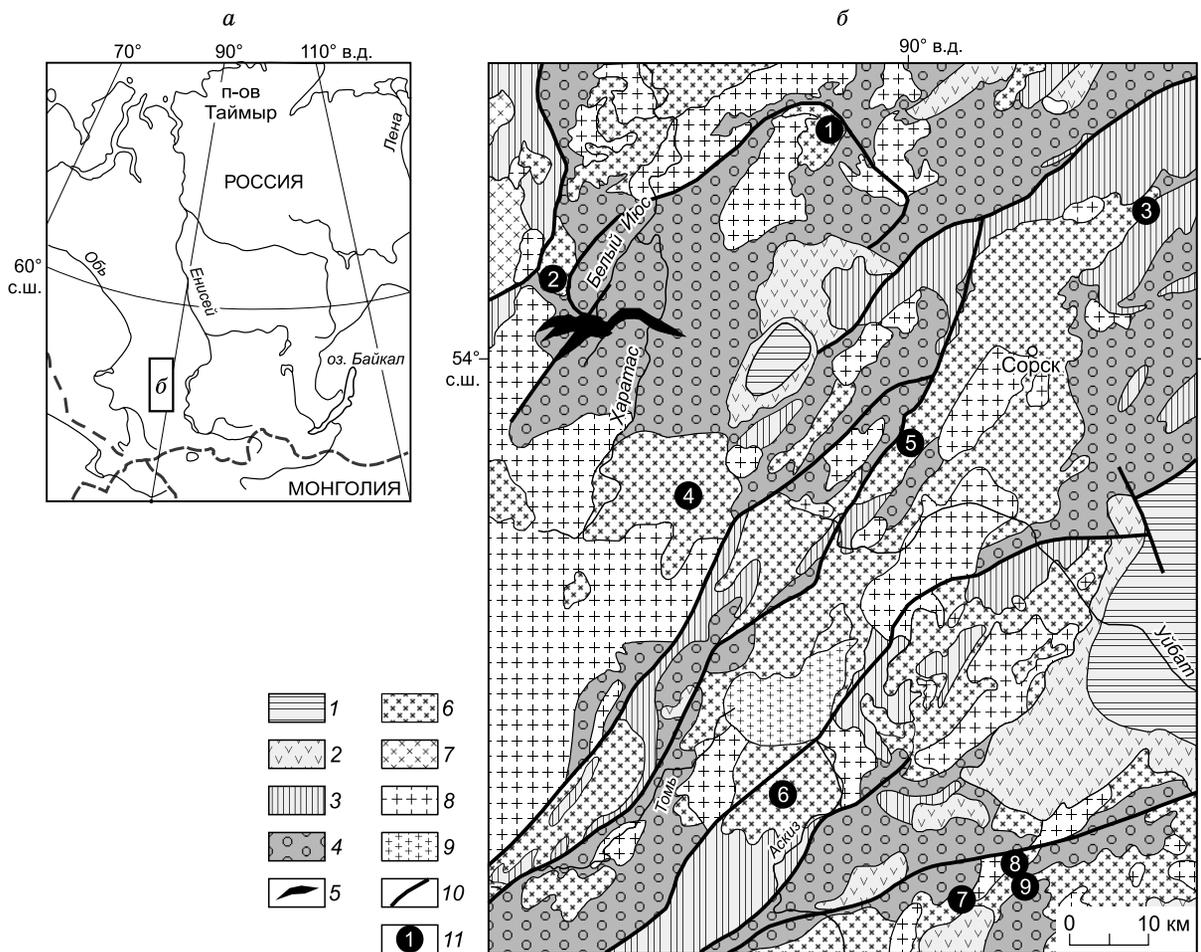


Рис. 1. Геологическая позиция габбро-монзонитовых плутонов восточной части Кузнецкого Алатау (по данным геолого-съёмочных работ ГДП-200/2, ОАО «Красноярскгеолъёмка», НИЛ Геокарт ТГУ, с изменениями).

a — географическое расположение Кузнецкого Алатау и прилегающих территорий. *б* — схема геологического строения восточной части Кузнецкого Алатау. 1 — карбонатно-терригенные отложения посторогенных впадин (D_2-C_1); 2 — вулканогенно-осадочные отложения ($O-D_1$); 3 — карбонатные отложения (C); 4 — вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения (PR_3); 5 — ультрабазиты офиолитовой ассоциации (PR_3); 6 — габбро, монцодиориты, монзониты когтахского комплекса (C_3); 7–9 — палеозойские гранитоиды: 7 — E_2-E_3 , 8 — E_3-O , 9 — D_1 ; 10 — разрывные тектонические нарушения; 11 — плутоны когтахского комплекса: 1 — Когтахский, 2 — Балахчинский, 3 — Тырдановский, 4 — Кашпарский, 5 — Кискачинский, 6 — Частайгинский, 7 — Буланкульский, 8 — Пистагский, 9 — Каратагский [Халфин, 1965; Кривенко и др., 1979; Довгаль, Широких, 1980; Шокальский и др., 2000; данные авторов].

Каратагский массив ($53^{\circ}27'$ с.ш., $90^{\circ}33'$ в.д.) обнажается в правом борту р. Узунчул, восточнее оз. Буланкуль, среди карбонатных отложений неопротерозоя. Он имеет форму штока и сложен амфиболсодержащими габбро (~ 12 км²), которые прорываются биотит-пироксеновыми диоритами, монцодиоритами и монзонитами. Среди габбро наблюдаются прослои до 100–600 м горнблендитов и пироксенитов. Породам диорит-монцодиорит-монзонитового ряда также свойственна вариативность минералогического состава.

Пространственно сопряженный **Пистагский массив** ($53^{\circ}30'$ с.ш., $90^{\circ}30'$ в.д.) в приустьевой части р. Узунчул сложен монцодиоритами и монзонитами и в меньшей степени габбро.

Балахчинский массив ($54^{\circ}07'$ с.ш., $89^{\circ}31'$ в.д.) выходит на поверхность (~ 40 км²) в междуречье рек Андат и Тюхтерек, притоков р. Большой Июс. Он прорывает карбонатные отложения неопротерозоя и сложен преимущественно биотит-двупироксеновыми монцодиоритами—монзонитами с ограниченным распространением ранних амфиболовых габбро. Трахитоидное строение монзонитоидов, более меланократовых в центральной части интрузива, может свидетельствовать о его воронкообразной форме.

Буланкульский массив ($53^{\circ}27'$ с.ш., $90^{\circ}25'$ в.д.) занимает площадь 2.5 км² восточнее оз. Буланкуль и прорывает карбонатные отложения неопротерозоя. Некоторые исследователи отрицают его при-

надлежность к когтахскому комплексу и связывают проявленные здесь нефелиновые и щелочные сиениты с раннепалеозойским гранитоидным магматизмом [Довгаль, Широких, 1980; Дистанова, Телешев, 2005]. Преобладающие в массиве эссекситы содержат редкие ксенолиты менее щелочного габбро и окружены породами диорит-монцодиорит-монцонитового ряда, которые на небольших участках могут постепенно сменяться сиенитами и их фельдшпатоидными разновидностями.

Тырдановский массив (54°10' с.ш., 90°28' в.д.) в бассейне среднего течения р. Сухая Ерба (~3 км²) приурочен к северо-восточной оконечности Уйбатского гранитоидного плутона и прорывает мраморизованные известняки неопротерозоя. Наряду с уже охарактеризованными главными петрографическими разновидностями когтахского комплекса, в его составе широко проявлены фельдшпатоидные породы — эссекситы и нефелиновые сиениты, которым свойственна ассоциация нефелина (~10—25 %), калишпат-пертита (~15—70 %), плагиоклаза An₁₀₋₄₀, клинопироксена, амфибола и биотита (~5—20 %) [Богнибов, 1979].

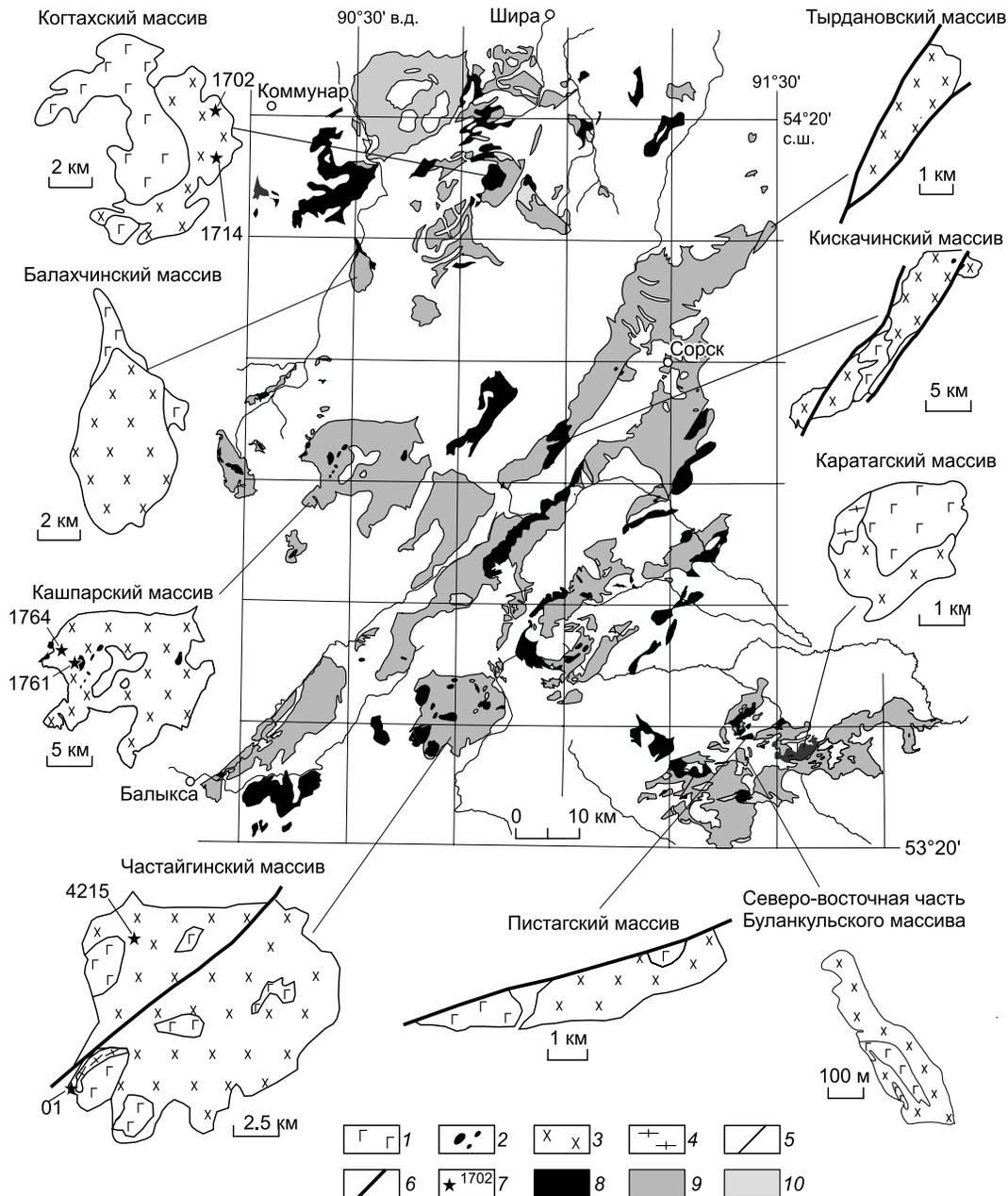


Рис. 2. Распространение и особенности внутреннего строения интрузивных массивов когтахского комплекса.

1—2 — габброиды (2 — мелкие тела среди монцодиоритов), 3 — монцодиориты, монцониты, 4 — сиениты, 5 — границы интрузий, 6 — разрывные тектонические нарушения, 7 — место отбора и номер пробы на U-Pb изотопный анализ; 8—10 — участки преимущественного распространения габброидов (8), монцодиоритов и монцонитов (9), сиенитов (10).

Для всех разновидностей монцонитоидов и габбро, составляющих основной объем изученных интрузивов когтахского комплекса, в разной степени характерно массивное, полосчатое или трахитоидное строение. Ориентированное расположение зерен минералов обусловлено условиями дифференциации исходных расплавов внутри магматических камер. В случае Когтахского и Балахчинского плутонов отчетливо проявленные расчлененность и полосчатость отражают лополитоподобную форму интрузивных тел.

Особенности минерального состава габбро-монцонитовой ассоциации подробно рассматривались в работе П.А. Балыкина [1977]. Они в первую очередь определяются количественными соотношениями клинопироксена, плагиоклаза, биотита, амфибола и калиевого полевого шпата. Общий объем феррических минералов может достигать в габброидах ~50—60 %, в монцодиоритах и монцонитах ~20—40 %. Содержание менее распространенных ортопироксена, оливина и биотита обычно не превышает 2—10 %. Среди силикатных минералов преобладают плагиоклаз (~30—60 %; от битовнита An_{80} и андезин-лабрадора An_{45-50} в габбро до олигоклаз-андезина An_{20-40} в монцодиоритах) и К-Na полевые шпаты (до 10—30 %; ортоклаз). В монцонитоидах наряду с более кислым плагиоклазом и возрастанием роли калишпата отмечается кварц в количестве до 2—10 %. В породах повышенной щелочности появляется нефелин (до 10—15 %).

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

В породах габбро-монцонитовой ассоциации Кузнецкого Алатау наиболее распространенными Fe-Mg силикатами являются клинопироксены, амфиболы и темноокрашенные слюды. По данным проведенного микронзондового анализа установлены вариации их химического состава, обусловленные степенью дифференциации базитовой магмы и порядком выделения минеральных фаз.

Клинопироксены обычно обладают повышенными содержаниями CaO (~20—23 мас. %) и MgO (~10—17 мас. %), что характерно для фассаитовых разновидностей диопсид-салитов (табл. 1, рис. 3, а). Составы пироксенов в габбро ($Wo_{47} En_{40} Fs_{13}$) и в монцодиоритах и монцонитах ($Wo_{47} En_{36} Fs_{17}$) изменяются незначительно. По сравнению с габбро в клинопироксенах монцонитоидов происходит снижение

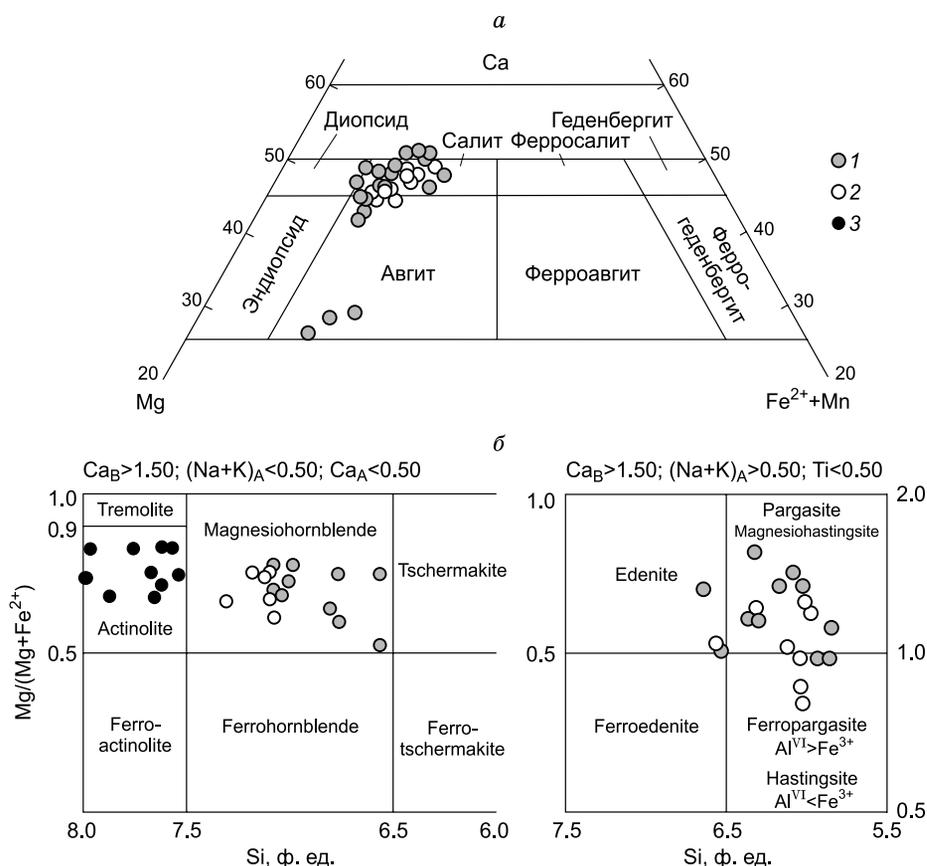


Рис. 3. Систематика и вещественный состав феррических породообразующих минералов в габбро-монцонитовых плутонах.

а — соотношение Ca—Mg—(Fe²⁺+Mn) в клинопироксенах на диаграмме Хесса—Полдерварта. б — химический состав и номенклатура амфиболов, по [Leake et al., 1997]. 1, 2 — составы минералов в габбро (1), в монцонитоидах (2); 3 — состав вторичного актинолита.

Таблица 1. Химический состав клинопироксенов в петротипных плутонах когтахского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	52.69	50.60	51.06	50.75	49.21	51.01	53.42	56.53	52.49	52.90	51.60	51.87	50.31
TiO ₂	0.60	0.70	0.65	1.02	1.32	0.79	—	—	—	0.32	0.51	0.12	0.95
Al ₂ O ₃	0.84	3.10	3.75	4.75	5.09	4.10	1.00	1.49	0.61	1.30	1.91	1.07	3.04
FeO*	11.33	8.03	5.93	8.42	7.21	6.94	6.46	11.29	10.26	9.65	8.76	11.28	9.22
MnO	0.46	0.31	0.29	0.25	0.22	0.25	0.42	—	0.50	0.36	0.48	0.66	0.41
MgO	12.17	14.54	15.01	10.08	13.30	15.66	16.10	17.26	12.70	13.67	12.80	11.15	12.39
CaO	22.12	22.30	22.69	21.51	22.40	20.28	22.60	13.44	22.96	20.72	23.00	23.32	22.19
Na ₂ O	0.39	0.42	0.39	0.85	1.10	0.38	—	—	0.48	0.63	0.87	0.54	0.66
Сумма	100.00	100.00	100.16	97.63	99.85	99.41	100.00	100.00	100.00	99.55	99.93	100.00	99.17
Si, ф. ед.	1.99	1.87	1.88	1.95	1.82	1.89	1.97	2.10	1.97	1.98	1.92	1.96	1.90
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	—	—	—	0.01	0.01	0.00	0.03
Al ^{IV}	0.01	0.13	0.12	0.05	0.18	0.12	0.03	—	0.03	0.02	0.08	0.04	0.10
Al ^{VI}	0.02	0.01	0.04	0.17	0.04	0.06	0.01	0.07	—	0.04	0.01	0.01	0.03
Fe ³⁺	0.02	0.11	0.07	—	0.15	0.03	0.02	—	0.07	0.01	0.11	0.06	0.07
Fe ²⁺	0.34	0.14	0.12	0.27	0.07	0.18	0.18	0.35	0.25	0.29	0.17	0.29	0.22
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Mg	0.68	0.80	0.82	0.58	0.73	0.86	0.88	0.95	0.71	0.76	0.71	0.63	0.70
Ca	0.89	0.88	0.89	0.89	0.89	0.80	0.89	0.53	0.92	0.83	0.92	0.94	0.90
Na	0.03	0.03	0.03	0.06	0.08	0.03	—	—	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05
Mg#	0.67	0.85	0.87	0.68	0.91	0.83	0.83	0.73	0.74	0.72	0.81	0.68	0.76
En	35	41	43	33	40	46	44	52	36	40	37	32	37
Fs	19	13	10	16	12	12	11	19	17	16	15	19	16
Wo	46	46	47	51	48	42	45	29	47	44	48	49	47

Примечание. Приведены представительные анализы диопсида, салита, фассаита, авгита в габбро (1—8) и монцодиорит-монцонитах (9—13): 1 — Балахчинский, 2, 6 — Когтахский, 3, 7, 8 — Каратагский, 4 — Тырдановский, 5 — Частайгинский, 9, 10 — Кашпарский, 11 — Пистагский, 12, 13 — Буланкульский массивы. FeO* — общее железо в форме FeO. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺). En — энстатит, Fs — ферросилит, Wo — волластонит. Прочерк — нет данных.

магнезиальности (Mg# ~0.9—0.7), содержаний Al₂O₃ (~5—1 мас. %) и TiO₂ (1.3—0.1 мас. %), сохраняется невысокий уровень щелочности (Na₂O ~0.4—1.1 мас. %).

Амфиболы представлены кальциевыми разновидностями (CaO ~ 10—13 мас. %). Они сильно различаются по химическому составу, что позволяет разделять изученные минералы на магнезиальные роговые обманки, паргасит, магнезиогастингсит-гастингситы и эденит с варьирующими значениями Mg# ≈ 0.4—0.8 (см. рис. 3, б; табл. 2). Ассоциирующие амфиболы и клинопироксены демонстрируют согласованное изменение железистости, указывающее на их кристаллизацию из эволюционирующих базитовых расплавов. О магматической природе амфиболов помимо петрографических наблюдений также свидетельствуют высокие значения Al^{IV}/Al^{VI} > 3. Вторичные изменения выражены в развитии актинолита, имеющего относительно постоянный состав (см. рис. 3, б).

Состав биотитов ограничивается изоморфной серией флогопит-аннит с преимущественным развитием титанистого биотита (TiO₂ до 4—5 мас. %; MgO ~10—13, FeO* ~18—23, Al₂O₃ ~12—15 мас. %; Mg/Fe²⁺ ~0.7—1.3, Al^{VI} < 0.3 ф. ед.; табл. 3). Габбро-монцодиориты Каратагского и Частайгинского массивов содержат более магнезиальные разновидности (MgO ~16, FeO* ~12—16 мас. %; Mg/Fe²⁺ ~1.8—2.3), которые можно относить к флогопиту. Изученные образцы содержат Cl (0.1—0.3 мас. %) и BaO (0.2—0.5 мас. %).

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb изотопное датирование проводилось по циркону из габбро, монцодиоритов и монцонитов, представляющих главные интрузивные фазы в Когтахском, Кашпарском и Частайгинском петротипных плутонах. Среди изученных зерен цирконов преобладают кристаллы или их обломки с дипирамидально-призматическим габитусом и зональным внутренним строением (рис. 4), что предполагает его магматическую природу. Характерные средние величины Th/U отношения (~ 0.5—0.7) в породах исследованных массивов почти не отличаются от вариаций, установленных в пространственно совмещенных

Таблица 2. Химический состав магматических амфиболов в петротипных плутонах когтахского комплекса

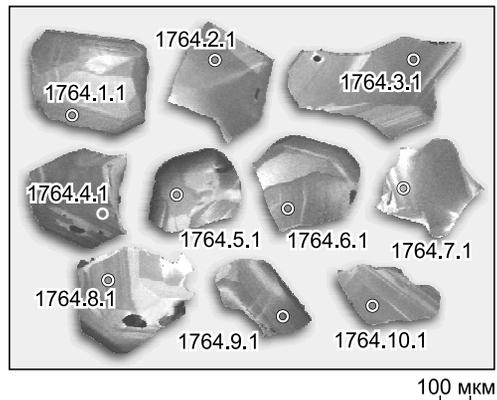
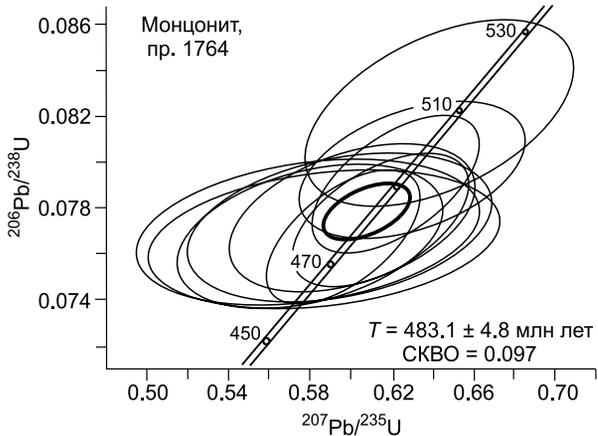
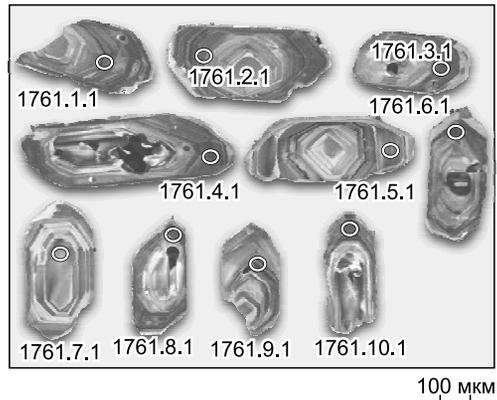
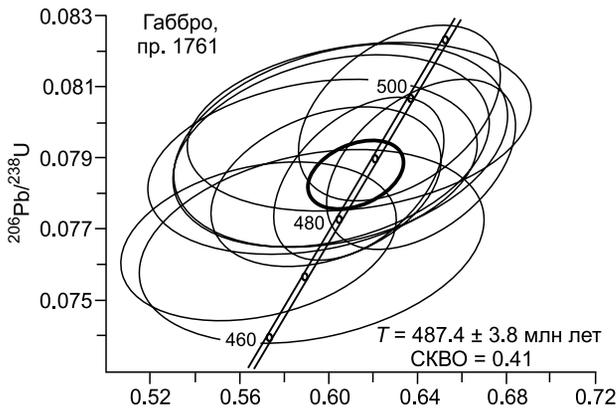
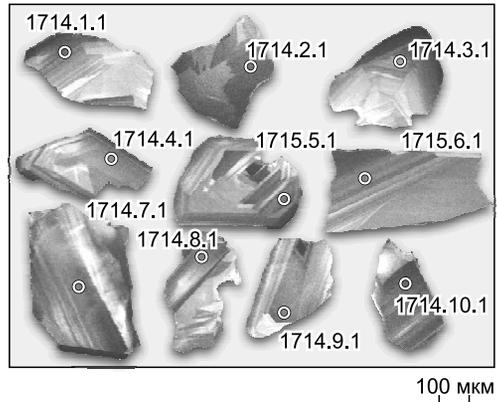
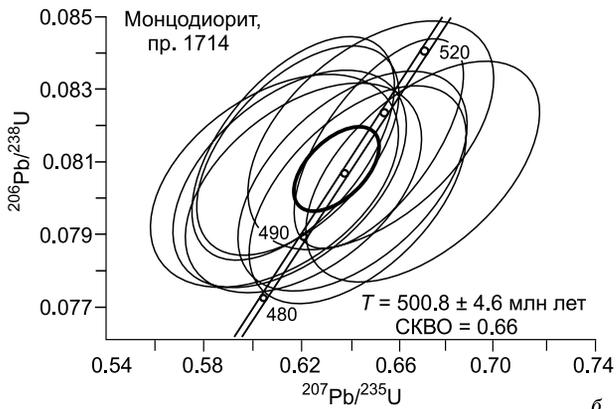
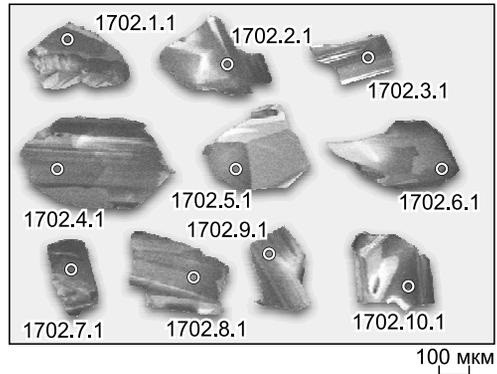
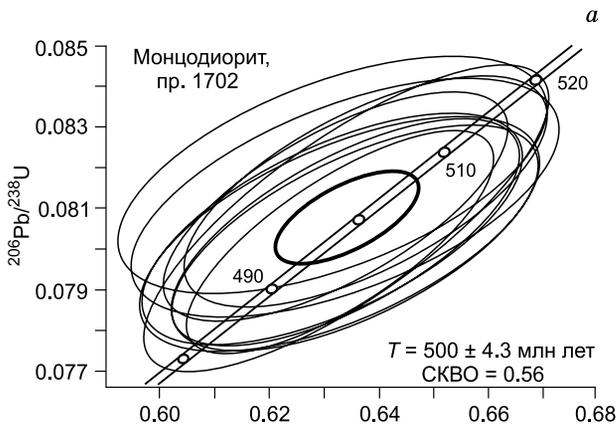
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	45.83	44.92	43.00	46.01	43.20	42.51	38.72	38.52	42.93	42.18	41.84	40.78	39.90	39.94	39.65	37.89
TiO ₂	1.16	2.55	2.47	1.93	2.60	1.29	1.56	2.44	1.14	3.27	3.03	3.47	3.57	2.83	2.90	2.53
Al ₂ O ₃	8.35	9.64	9.48	8.29	11.11	13.70	14.00	13.83	8.99	10.69	12.67	11.31	12.51	11.79	11.67	12.18
FeO*	16.49	18.81	18.87	13.73	14.89	12.08	17.65	19.15	19.08	14.86	11.63	18.06	13.85	19.32	23.45	20.20
MnO	0.27	0.31	0.28	0.20	0.34	0.18	0.26	0.42	0.30	0.42	—	0.50	0.30	0.48	0.56	0.56
MgO	11.98	9.87	9.21	14.32	11.99	14.18	10.01	8.46	9.82	11.07	14.54	9.46	11.55	8.88	5.90	6.03
CaO	12.11	11.45	10.86	12.93	12.47	12.79	11.99	11.54	12.04	11.75	11.73	11.40	11.70	11.69	10.90	9.97
Na ₂ O	1.20	1.83	1.79	1.22	1.62	2.39	1.88	2.07	1.29	2.37	2.80	2.72	2.57	2.61	2.92	3.48
K ₂ O	0.91	0.94	0.96	1.02	1.28	0.57	1.98	2.39	1.31	0.96	0.45	1.70	2.06	1.88	1.77	1.72
Сумма	98.30	100.32	96.92	99.65	99.50	99.67	98.05	98.79	96.90	97.57	98.69	99.39	97.98	99.41	99.70	94.56
Si, ф. ед.	6.76	6.57	6.53	6.64	6.33	6.08	5.85	5.86	6.56	6.32	5.96	6.12	5.98	6.07	6.04	6.03
Ti	0.13	0.28	0.28	0.21	0.29	0.14	0.18	0.28	0.13	0.37	0.30	0.39	0.40	0.33	0.32	0.30
Al ^{IV}	1.24	1.43	1.47	1.36	1.67	1.92	2.15	2.14	1.44	1.68	2.04	1.88	2.02	1.93	1.96	1.97
Al ^{VI}	0.21	0.24	0.23	0.06	0.25	0.39	0.34	0.34	0.18	0.21	0.10	0.12	0.19	0.18	0.14	0.31
Fe ³⁺	0.35	0.34	0.38	0.35	0.19	0.52	0.59	0.37	0.40	0.19	0.51	0.28	0.26	0.46	0.31	0.65
Fe ²⁺	1.69	1.96	2.01	1.30	1.63	0.92	1.64	2.07	2.03	1.67	1.68	1.99	1.47	2.54	2.13	2.03
Mn	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.07	0.06	0.04	0.07	0.06	0.08
Mg	2.63	2.15	2.08	3.08	2.62	3.02	2.25	1.92	2.24	2.47	2.32	2.12	2.58	1.34	2.00	1.43
Ca	1.91	1.80	1.77	2.00	1.96	1.96	1.94	1.88	1.97	1.89	1.84	1.83	1.88	1.79	1.89	1.70
Na	0.34	0.52	0.53	0.34	0.46	0.66	0.55	0.61	0.38	0.69	0.83	0.79	0.75	0.87	0.76	1.07
K	0.17	0.18	0.19	0.19	0.24	0.10	0.38	0.46	0.26	0.18	0.36	0.33	0.39	0.35	0.36	0.35
ОН	2.01	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00
Mg#	0.61	0.52	0.51	0.70	0.62	0.77	0.58	0.48	0.52	0.60	0.58	0.52	0.64	0.35	0.48	0.41

Примечание. Приведены представительные анализы магматических амфиболов в габбро (1—8) и монцодиорит-монцонитах (9—16) из Кашпарского (Кш), Балахчинского (Бх), Каратагского (Кр), Когтахского (Кг), Буланкульского (Бл), Частайгинского (Ч), Пистагского (П), Тырдаповского (Т) массивов: 1, 2 — магнезиальная роговая обманка (Кш, Бх); 3, 4, 9 — эденит (Бх, Кр, Кш); 5, 10 — паргасит (Кр, Бл); 6, 7, 11—13 — магнезиогастингсит (Кг, Кр, Ч, П); 8, 14—16 — гастингсит (Т, П, Бл). FeO* — общее железо в форме FeO. Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺). Формульные коэффициенты рассчитаны по [Шумахер, 1998].

Таблица 3. Химический состав слюд в петротипных плутонах когтахского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ , мас. %	35.55	37.48	36.81	37.31	34.80	37.20	35.96	35.28	36.57
TiO ₂	4.94	4.30	3.87	4.22	5.28	5.32	5.12	1.67	3.97
Al ₂ O ₃	13.88	14.45	13.95	14.96	13.12	14.92	14.10	14.71	14.67
FeO*	19.90	15.74	20.04	20.41	20.52	12.37	20.67	22.58	19.69
MnO	0.13	0.18	—	0.53	0.41	0.22	0.28	0.45	0.20
MgO	10.63	15.95	11.81	12.56	11.24	16.00	10.68	9.26	11.71
BaO	—	—	—	—	0.19	0.30	0.47	—	—
Na ₂ O	0.33	—	—	0.24	0.26	0.23	0.15	0.41	0.28
K ₂ O	8.77	8.25	9.76	9.72	8.60	9.94	9.26	8.74	9.58
Сумма	94.13	96.33	96.24	99.95	94.40	96.50	96.67	93.10	96.65
Si, ф. ед.	2.84	2.85	2.86	2.78	2.78	2.80	2.82	2.85	2.82
Ti	0.30	0.25	0.23	0.24	0.32	0.30	0.30	0.10	0.23
Al ^{IV}	1.16	1.15	1.14	1.22	1.22	1.20	1.18	1.15	1.18
Al ^{VI}	0.15	0.14	0.14	0.10	0.01	0.12	0.12	0.26	0.16
Fe ²⁺	1.33	1.00	1.30	1.27	1.37	0.78	1.35	1.53	1.27
Mn	0.01	0.01	—	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01
Mg	1.27	1.81	1.37	1.40	1.34	1.79	1.25	1.12	1.35
Ba	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	—	—
Na	0.05	—	—	0.04	0.04	0.03	0.02	0.06	0.04
K	0.90	0.80	0.97	0.92	0.88	0.95	0.93	0.90	0.94
ОН	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Mg/Fe	0.95	1.8	1.1	1.1	0.98	2.3	0.93	0.73	1.1

Примечание. Приведены представительные анализы слюд в габбро (1, 2) и монцодиорит-монцонитах (3—9): 1—5, 7—9 — биотит (Балахчинский, Каратагский, Кашпарский, Пистагский, Буланкульский массивы), 6 — флогопит Частайгинского массива. FeO* — общее железо в форме FeO. Прочерк — нет данных.



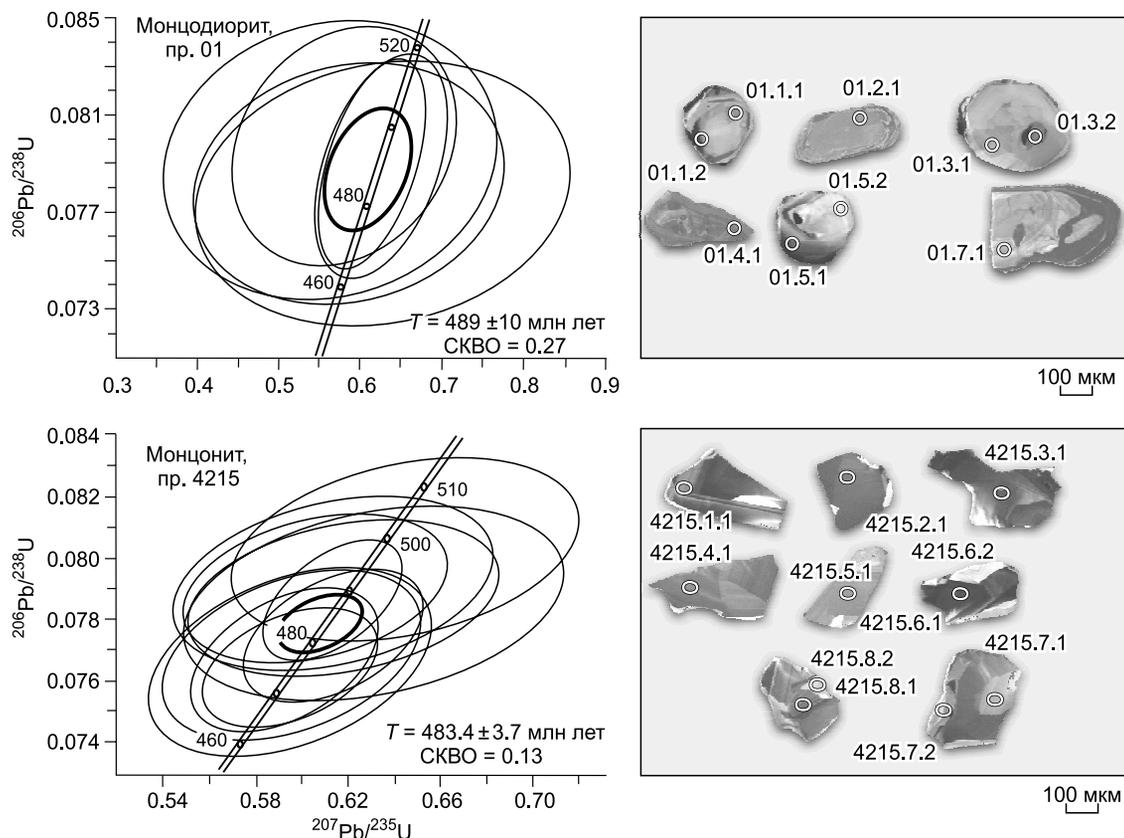


Рис. 4. U-Pb диаграммы и морфологические особенности цирконов в породах Когтахского (а), Кашпарского (б), Частайгинского (в) габбро-монцонитовых плутонов.

На катодолюминесцентных изображениях зерен окружностями обозначены места проведения изотопного анализа с указанием номера точек в пробе (см. табл. 4).

гранитоидах Батеневского кряжа и в щелочно-базитовых интрузиях северной части Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2014а, 2016в]. При этом концентрации урана и тория в отдельных популяциях циркона могут изменяться примерно в 3—8 раз (табл. 4). Изотопный анализ проводился по 60 точкам, включая их центральные и краевые части в 54 минеральных индивидах.

Для цирконов из монцодиоритов Когтахского массива (пробы 1702 и 1714) получены конкордантные даты 500 ± 4.3 и 500.8 ± 4.6 млн лет (см. рис. 4), что фактически соответствует границе среднего и позднего кембрия и близко с временем внедрения (~ 500 —485 млн лет назад) раннепалеозойских гранитоидных интрузий северного и восточного склонов Кузнецко-Алатауского хребта [Руднев и др., 2004, 2008; Врублевский и др., 2016в].

Для цирконов из габбро Кашпарского массива (пр. 1761) получен довольно большой разброс значений возраста (от 497 до 475 млн лет). При этом более древний возраст характерен для ядерных частей некоторых цирконов (т. 7.1 — 492 млн лет), тогда как краевые части цирконов дают более молодой возраст (т. 10.1 — 476 млн лет). Оценки среднего значения дают время формирования массива в 487 млн лет, что моложе монцодиоритов Когтахского массива, но тем не менее укладывается в диапазон возрастов коллизионного гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау. Для цирконов из монцонита Кашпарского массива (пр. 1764) по девяти точкам получены значения 480 млн лет при небольшом разбросе, что можно принять за время кристаллизации этих пород. В то же время надо иметь в виду, что в других районах ЦАСП (Западный Сангилен, Приольхонье) габбро-монцодиоритовые ассоциации проявляются неоднократно с разрывом в 15—30 млн лет [Лавренчук и др., 2017; Шелепаев и др., 2018].

Датирование цирконов из монцодиорита Частайгинского массива (пр. 01) дает среднее значение по шести точкам — 489 ± 10 млн лет, что близко к данным по Кашпарскому массиву. В монцодиоритах Частайгинского плутона наблюдается совместное нахождение циркона кембрийского и палеопротерозойского возраста. По трем зернам минерала (см. рис. 4, в; точки 2.1, 4.1, 7.1; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 1976 ± 16 , 1966 ± 16 и 1983 ± 19 млн лет соответственно) получена конкордантная дата 1975 ± 18 млн лет. Сходные

Таблица 4.

**Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (SHRIMP-II)
в породах когтахского комплекса**

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho
		г/г			г/г				
Когтахский плутон									
Монцодиорит, пр. 1702									
1.1	0.00	496	232	0.48	34.2	498.2 ± 6.7	0.634 ± 2.1	0.0803 ± 1.4	0.680
2.1	0.09	533	300	0.58	36.7	497.3 ± 6.6	0.636 ± 2.2	0.0802 ± 1.4	0.644
3.1	0.07	514	315	0.63	35.9	504.1 ± 6.8	0.638 ± 2.1	0.0813 ± 1.4	0.655
4.1	0.00	519	296	0.59	36.1	501.8 ± 6.7	0.632 ± 2	0.081 ± 1.4	0.684
5.1	0.11	335	198	0.61	23.4	503 ± 7	0.634 ± 2.5	0.0812 ± 1.4	0.573
6.1	0.15	409	202	0.51	28.7	506.5 ± 7	0.631 ± 2.5	0.0817 ± 1.4	0.561
7.1	0.00	529	221	0.43	36.7	500.2 ± 9	0.634 ± 2.4	0.0807 ± 1.9	0.779
8.1	0.08	454	258	0.59	31.4	498.7 ± 6.8	0.632 ± 2.2	0.0804 ± 1.4	0.630
9.1	0.09	410	233	0.59	28.3	498 ± 6.9	0.633 ± 2.4	0.0803 ± 1.4	0.608
10.1	0.04	932	681	0.75	64.2	496.7 ± 6.5	0.633 ± 1.8	0.0801 ± 1.4	0.751
Монцодиорит, пр. 1714									
1.1	0.32	411	168	0.42	28.5	499.2 ± 7.1	0.608 ± 3.4	0.0805 ± 1.5	0.437
2.1	0.00	534	304	0.59	37.4	505.1 ± 7	0.631 ± 2.2	0.0815 ± 1.4	0.661
3.1	0.18	518	211	0.42	36.2	503.9 ± 7.1	0.62 ± 2.7	0.0813 ± 1.5	0.537
4.1	0.17	258	118	0.47	18.2	506.7 ± 7.6	0.648 ± 3.1	0.0818 ± 1.6	0.497
5.1	0.24	344	197	0.59	23.8	499.3 ± 7.3	0.615 ± 3.2	0.0805 ± 1.5	0.481
6.1	0.00	282	165	0.60	19.7	504.2 ± 7.5	0.617 ± 2.7	0.0814 ± 1.5	0.562
7.1	0.14	334	193	0.60	23	496.6 ± 7.3	0.642 ± 2.8	0.0801 ± 1.5	0.542
8.1	0.15	321	187	0.60	22.2	499.1 ± 7.4	0.64 ± 3	0.0805 ± 1.5	0.520
9.1	0.15	323	198	0.63	22.4	500.8 ± 7.4	0.67 ± 2.9	0.0808 ± 1.5	0.535
10.1	0.14	508	326	0.66	35	497.7 ± 7.1	0.62 ± 3.2	0.0803 ± 1.5	0.469
Кашпарский плутон									
Габбро, пр. 1761									
1.1	0.00	296	122	0.42	20.4	497.6 ± 6	0.631 ± 2.9	0.0802 ± 1.3	0.429
2.1	0.47	313	150	0.50	21.3	488.6 ± 6	0.593 ± 5.1	0.0787 ± 1.3	0.250
3.1	0.28	411	196	0.49	28.3	495.4 ± 5.8	0.614 ± 5.1	0.0799 ± 1.2	0.236
4.1	0.00	414	192	0.48	27.9	486.6 ± 5.5	0.614 ± 2.6	0.0784 ± 1.2	0.461
5.1	0.38	227	117	0.53	15.5	491.3 ± 6.6	0.601 ± 4.8	0.0792 ± 1.4	0.289
6.1	0.45	200	84	0.44	13.2	475.2 ± 6.7	0.592 ± 5.3	0.0765 ± 1.5	0.273
7.1	0.39	190	114	0.62	13	492.2 ± 7	0.605 ± 5.1	0.0794 ± 1.5	0.291
8.1	0.00	368	164	0.46	25	489.1 ± 5.8	0.642 ± 2.7	0.0788 ± 1.2	0.453
9.1	0.47	500	337	0.70	33.8	485.3 ± 5.5	0.599 ± 3.5	0.0782 ± 1.2	0.332
10.1	0.48	492	229	0.48	32.5	476 ± 5.5	0.568 ± 4.5	0.0766 ± 1.2	0.268
Монцонит, пр. 1764									
1.1	—	387	155	0.41	26.5	494.1 ± 7.2	0.63 ± 3.6	0.0797 ± 1.5	0.424
2.1	0.52	203	185	0.95	13.5	477.8 ± 7.8	0.579 ± 6	0.0769 ± 1.7	0.283
3.1	0.27	191	176	0.95	12.7	481.6 ± 7.8	0.601 ± 4.1	0.0776 ± 1.7	0.412
4.1	0.00	322	195	0.62	21.9	490.4 ± 7.3	0.622 ± 2.7	0.079 ± 1.5	0.578
5.1	0.50	179	113	0.65	12	479.2 ± 7.9	0.594 ± 5.1	0.0772 ± 1.7	0.333
6.1	0.14	366	295	0.83	24.4	481.2 ± 7.1	0.615 ± 2.9	0.0775 ± 1.5	0.535
7.1	0.71	305	232	0.79	20.3	476.2 ± 7.4	0.587 ± 6	0.0767 ± 1.6	0.268
8.1	0.33	208	193	0.96	13.7	476.8 ± 7.7	0.58 ± 4.6	0.0760 ± 1.7	0.363
9.1	0.00	359	214	0.62	23.7	476.4 ± 7.1	0.596 ± 2.6	0.0767 ± 1.5	0.585
10.1	0.00	123	96	0.81	8.68	508.8 ± 9.9	0.643 ± 4.2	0.0821 ± 2	0.485

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ –возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho
		г/г			г/г				
Частайгинский плутон									
Монцодиорит, пр. 01									
1.1	1.03	57	36	0.64	3.9	485 ± 12	0.582 ± 13	0.0781 ± 2.6	0.202
1.2	2.31	57	31	0.56	3.93	483 ± 13	0.631 ± 15	0.0778 ± 2.9	0.190
2.1	0.07	310	157	0.52	96.2	1986 ± 37	6.04 ± 2.3	0.3608 ± 2.1	0.923
3.1	0.83	58	49	0.88	4	494 ± 12	0.58 ± 10	0.0796 ± 2.6	0.255
3.2	0.35	105	1	0.01	7.12	489 ± 11	0.624 ± 5.3	0.0789 ± 2.4	0.450
4.1	0.04	254	123	0.50	78.3	1977 ± 36	5.97 ± 2.3	0.3588 ± 2.1	0.922
5.1	0.48	329	168	0.53	22.4	490 ± 10	0.613 ± 4.4	0.079 ± 2.2	0.507
5.2	1.46	48	32	0.69	3.34	491 ± 14	0.566 ± 15	0.0791 ± 2.9	0.200
7.1	0.19	231	130	0.58	71.7	1982 ± 36	6.04 ± 2.4	0.3599 ± 2.1	0.891
Монцитит, пр. 4215									
1.1	0.38	278	171	0.64	18.9	488.3 ± 6.2	0.618 ± 4.5	0.0787 ± 1.3	0.296
2.1	0.11	467	159	0.35	31.1	480.9 ± 5.3	0.613 ± 2.6	0.0775 ± 1.1	0.446
3.1	0.27	836	398	0.49	55	474.6 ± 4.8	0.595 ± 2.6	0.0764 ± 1	0.400
4.1	0.00	313	204	0.68	20.6	476.3 ± 5.7	0.592 ± 2.8	0.0767 ± 1.2	0.443
5.1	0.25	290	171	0.61	19.2	477.2 ± 6.8	0.595 ± 3.8	0.0768 ± 1.5	0.383
6.1	—	948	1059	1.15	64	487.7 ± 4.8	0.613 ± 2	0.0786 ± 1	0.519
6.2	0.00	132	36	0.28	8.68	475.9 ± 7.5	0.594 ± 4.2	0.0766 ± 1.6	0.385
7.1	0.31	167	61	0.38	11.4	491.1 ± 6.9	0.614 ± 4.6	0.0792 ± 1.5	0.317
7.2	0.33	149	45	0.31	10.3	497.9 ± 7.3	0.644 ± 4.8	0.0803 ± 1.5	0.319
8.1	0.29	291	191	0.68	19.8	490.3 ± 5.9	0.606 ± 3.9	0.079 ± 1.3	0.323
8.2	0.00	113	39	0.35	7.58	486.8 ± 7.8	0.631 ± 5.3	0.0784 ± 1.7	0.312

Примечание. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

значения отмечаются для единичных цирконов в щелочных породах северной части Кузнецкого Алатау (~1.3—2.0 млрд лет) и гранитоидов Батеневского кряжа (~1.9—2.6 млрд лет) [Врублевский и др., 2014а,б, 2016в]. Это свидетельствует о захвате древнего корового циркона. Для монцитита из этого же массива (пр. 4215) полученные значения возрастов по 11 точкам соответствуют 483.4 млн лет, что также близко возрасту Кашпарского массива. Таким образом, длительность формирования когтахского интрузивного комплекса могла составлять около 20—25 млн лет, примерно совпадая с характерной ритмичностью проявления раннепалеозойских гранитоидов на Батеневском кряже [Руднев и др., 2004; Руднев, 2013].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД КОГТАХСКОГО КОМПЛЕКСА

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ составы магматических пород когтахского комплекса группируются вдоль линии, разделяющей породы умеренно щелочного и нормального рядов (табл. 5, рис. 5, а). С увеличением степени дифференцированности от габброидов к монцититам возрастает кремнекислотность (SiO_2 ~41—66 мас. %), глиноземистость (Al_2O_3 ~9—23 мас. %) и щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ~1—10 мас. %) с одновременным уменьшением содержаний CaO , MgO , Fe_2O_3^* , TiO_2 , P_2O_5 (см. рис. 5, в). Средние породы располагаются на TAS-диаграмме в поле умеренно щелочного состава, что позволяет наряду с минералого-петрографическими особенностями классифицировать их как монцититы и монцититы, а так же как кварцевые монцититы. Понижение основности пород ($\text{SiO}_2 > 50$ мас. %) сопровождается количественным ростом K_2O и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (от ~0.2—2 мас. %, 0.2—0.7 в габбро до ~2—6 мас. %, 0.5—1.5 в монцититоидах; см. рис. 5, б), что указывает на принадлежность пород к производным высококальциевой известково-щелочной и частично шшонитовой серий, характерных для магматических ассоциаций активных континентальных окраин [Богатиков и др., 2010]. Более низкая щелочность габброидов первой фазы обусловлено тем, что пироксениты и габбро представляют собой кумуляты пироксенов и основного плагиоклаза с небольшой долей интеркумулусных фаз. Подобная картина наблюдается и в других габбро-монцититовых ассоциациях ЦАСП (например, в Бурлакском перидотит-габбровом массиве Восточного Саяна).

На вариационных диаграммах, несмотря на фазовые взаимоотношения в отдельных интрузивах, породы образуют единые тренды без разрывов между основными и средними породами. По мере воз-

Химический состав интрузивных массивов когтахского комплекса

Таблица 5.

Компонент	Когтахский массив						Кискачинский массив						Кашарский массив						Частайтинский массив					
	Габброиды			Монодиориты			Габброиды						Монониты											
	1710	1708	1709	1702*	1714*	1715	4454	3265-1	4452	3264	3262	3263	1762	1761*	1769	1770	1765	1768		1763	1764*	1773	1771	01*
SiO ₂ , мас. %	41.19	42.00	44.83	44.99	53.47	53.28	41.18	42.09	44.00	46.49	48.58	48.66	49.16	57.68	57.82	58.01	58.61	58.90	59.61	59.68	60.26	60.26	50.56	60.44
TiO ₂	1.57	1.58	1.42	0.78	1.18	1.29	2.16	1.62	1.13	1.46	1.43	1.34	1.34	1.17	0.59	1.08	0.94	1.13	1.01	1.08	0.91	0.91	1.48	0.64
Al ₂ O ₃	15.17	16.59	18.78	18.62	18.89	21.04	8.51	15.30	15.71	16.36	15.82	12.96	16.76	15.83	23.21	17.06	17.09	17.79	17.59	15.28	15.76	16.94	20.21	20.21
Fe ₂ O ₃	13.03	11.37	11.16	7.50	8.21	7.83	10.72	10.34	8.26	10.56	9.83	11.02	10.31	7.79	3.54	7.02	6.96	6.05	6.51	7.41	6.05	6.05	8.80	3.64
MnO	0.15	0.18	0.15	0.12	0.12	0.09	0.14	0.13	0.12	0.15	0.15	0.17	0.15	0.12	0.05	0.11	0.11	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.15	0.08
MgO	13.60	10.94	7.27	8.70	4.42	3.10	10.25	8.33	5.94	6.37	6.75	7.78	6.02	4.74	2.64	4.09	4.01	2.76	3.41	4.55	3.23	3.70	3.70	0.94
CaO	12.68	13.48	11.96	18.00	7.44	6.19	22.72	16.58	21.22	10.95	9.98	13.29	8.84	5.50	3.72	5.57	4.91	4.10	4.67	4.39	4.64	4.64	9.64	4.82
Na ₂ O	0.60	1.12	2.25	0.76	3.13	3.83	1.65	1.68	2.15	3.69	2.45	3.04	3.16	3.73	4.01	4.48	4.08	4.94	4.06	2.86	5.21	3.95	4.76	4.76
K ₂ O	0.37	0.37	0.96	0.14	3.07	1.96	0.27	0.78	0.56	1.30	1.11	0.83	1.75	2.34	2.90	2.20	2.72	3.35	2.58	2.97	2.30	3.21	3.43	3.43
P ₂ O ₅	1.52	1.21	1.13	0.09	0.75	0.43	1.78	1.21	0.27	1.16	0.73	0.57	0.74	0.53	0.12	0.48	0.42	0.28	0.33	0.45	0.41	1.04	0.18	0.18
П.л.л.	0.28	0.80	0.25	0.50	0.13	0.49	0.50	2.00	0.88	1.30	0.80	0.65	0.75	0.35	0.55	0.43	0.53	0.25	0.30	0.95	0.30	0.27	0.4	0.4
Сумма	100.15	99.64	100.16	100.20	99.67	100.23	99.87	100.05	100.25	98.98	100.47	100.31	98.97	99.78	99.15	100.52	100.38	99.65	100.20	99.74	99.17	99.75	99.75	99.55
Cs, г/т	0.12	0.13	0.26	0.14	1.5	0.92	0.32	0.15	0.18	0.18	0.28	0.11	0.33	1.8	1.1	1.5	1.9	1.8	1.6	2	1.4	1.13	0.05	
Rb	7.7	7.3	18	3.4	71	69	6	16	9	21	15	14	37	77	59	65	68	84	83	114	81	76	44	44
Ba	189	189	1060	109	1688	1105	121	279	191	663	438	163	598	1276	1076	828	1226	2329	707	805	674	1084	5216	5216
Sr	853	990	1762	864	1396	1407	378	922	918	1380	2037	512	706	1116	1336	726	1206	1207	707	618	655	2184	2473	2473
Cr	64	60	50	34	40	69	100	95	65	61	94	239	63	108	44	48	60	91	35	71	75	94	23	23
Ni	46	42	57	58	23	16	87	92	65	70	95	78	53	49	13	62	34	30	15	38	30	54	12	12
V	305	267	398	149	224	159	139	181	94	158	149	155	116	221	116	125	184	120	125	119	104	—	—	—
Co	40	33	53	28	29	26	25	28	20	25	27	28	19	35	10	20	30	21	17	21	18	27	5	5
Sc	27	26	35	38	20	19	16	15	22	24	19	20	24	25	5	14	19	14	12	15	12	13	1	1
Pb	3.7	1.8	5.6	1	16	13	3	2	5	3	2	4	5	15	15	11	18	23	11	11	12	12	8	8
Nb	0.91	0.9	5.3	0.35	27	19	5	2.4	4.9	5.5	3.1	8.7	9.4	37	18	19	32	30	21	23	20	19	10	10
Ta	0.08	0.08	0.3	0.05	1.6	1	0.36	0.14	0.47	0.28	0.21	0.87	0.41	2.6	1.3	1.5	2.2	2.2	1.5	1.8	1.5	0.81	0.3	0.3
Zr	34	32	111	34	93	92	157	45	66	55	45	86	28	122	60	35	106	159	468	25	67	253	72	72
Hf	1.2	1.2	1.9	1.3	2.6	1.6	5.5	1.3	1.7	1.6	1.3	3	0.5	3.6	1.2	1.2	2.2	3.7	11	1	1.9	5.7	1.9	1.9
Y	13	13	31	14	36	33	20	14	13	16	13	16	11	41	15	18	37	32	18	21	18	22	10	10
Th	0.56	0.48	1.8	0.17	15	6.7	5.7	0.4	2	0.6	0.3	0.7	1.1	11	7	8.3	11	14	8.9	11	10	6.2	1.8	1.8
U	0.19	0.16	0.73	0.06	5.6	1.5	1.7	0.16	0.73	0.19	0.1	0.21	0.33	2.8	1.4	1.6	3.8	4.8	1.8	3	1.6	2.7	0.6	0.6

La	16	13	35	10	58	52	58	68	21	34	35	16	34	20	21	47	32	37	49	49	39	41	40	62	31
Ce	40	36	85	20	132	115	153	121	48	57	75	40	66	48	42	125	83	75	132	128	79	83	79	129	61
Pr	5.7	5.3	11	3.1	15	13	17	9.1	6.5	5.9	6.7	5.6	7.7	5.8	4.8	14	7.8	8.6	15	14	8.9	8.6	8.7	15	7.6
Nd	26	25	44	15	55	45	64	45	29	21	37	25	31	23	19	55	28	32	55	52	33	35	31	62	28
Sm	5.6	5.6	8.3	3.6	9.5	7.4	10	7.6	5.4	3.5	6.7	5	5.6	4.4	3.4	9.8	4.3	5.6	10	8.6	5.6	6.1	5.3	10	4
Eu	1.6	1.5	2.6	1.1	2.8	2.4	4	2	1.7	1	2	1.6	1.6	1.2	1	2.3	2.2	1.4	2.3	2.2	1.3	1.2	1.2	2.4	1
Gd	4.6	4.7	7.2	3	8	6.6	9.4	6	4.4	2.6	5.1	4	4.4	3.7	2.9	9.1	4.1	4.6	8	8	4.5	4.9	4.3	7.6	3.2
Tb	0.6	0.63	0.87	0.42	1	0.8	1.1	0.82	0.58	0.35	0.68	0.54	0.61	0.57	0.41	1.2	0.49	0.66	1.1	1	0.65	0.72	0.64	0.96	0.39
Dy	2.9	3.1	4	2.2	4.5	3.8	5	4.1	2.9	1.7	3.3	2.7	3	3.2	2.2	6.4	2.4	3.6	5.8	5.3	3.5	3.9	3.5	4.6	2
Ho	0.52	0.55	0.75	0.39	0.87	0.77	0.96	0.77	0.54	0.32	0.61	0.5	0.57	0.63	0.42	1.3	0.47	0.69	1.2	1	0.7	0.77	0.7	0.77	0.33
Er	1.2	1.3	1.8	0.94	2.3	2.1	2.5	2	1.3	0.8	1.5	1.2	1.4	1.8	1.1	3.4	1.2	1.9	3.1	2.7	1.9	2.1	1.9	2	0.91
Tm	0.15	0.17	0.24	0.12	0.32	0.3	0.38	0.27	0.17	0.12	0.21	0.16	0.19	0.26	0.15	0.53	0.19	0.28	0.49	0.4	0.29	0.3	0.27	0.24	0.1
Yb	0.87	0.97	1.4	0.72	1.9	1.8	2.1	1.7	1	0.74	1.2	0.94	1.2	1.6	0.9	3.2	1.1	1.7	2.8	2.3	1.8	1.9	1.7	1.7	0.8
Lu	0.12	0.13	0.2	0.1	0.27	0.27	0.31	0.26	0.14	0.12	0.17	0.14	0.17	0.24	0.13	0.47	0.17	0.26	0.42	0.35	0.28	0.29	0.25	0.23	0.09
ΣREE	106	98	202	61	292	251	328	269	123	129	175	103	157	114	99	279	167	173	287	275	180	190	179	299	140

Компонент	Карагайский массив										Балахчинский массив										Пистагский массив										Буланкульский массив										Тырдаповский массив											
	Габброиды					Монцодиориты, монцониты					Габброиды					Монцодиориты, монцониты					Габброиды					Монцодиориты, монцониты					Габбро		Монцониты																			
	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габброиды	Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты																								
SiO ₂ , мас. %	450071	450052	450051	450072	450055	45002	45000	45004	45003	45001	450121	45010	45009	450083	450082	45008	450091	45014	45015	45016	45017	45013	45020	450181	45022	42.46	44.77	50.11	57.86	65.69	46.75	53.16	57.35	58.97	66.25	45.68	47.18	49.02	50.06	53.03	56.07	63.45	50.90	50.43	53.43	54.90	56.81	47.13	57.56	58.64		
TiO ₂	2.60	1.57	1.23	0.75	0.50	3.36	1.35	0.99	0.78	0.32	1.35	1.51	1.23	1.35	0.99	1.01	0.50	1.08	1.62	1.06	0.91	0.96	0.84	0.61	0.80	2.60	1.57	1.23	0.75	0.50	3.36	1.35	0.99	0.78	0.32	1.35	1.51	1.23	1.35	0.99	1.01	0.50	1.08	1.62	1.06	0.91	0.96	0.84	0.61	0.80		
Al ₂ O ₃	16.51	14.31	18.39	17.02	16.31	16.58	19.87	17.59	19.83	17.55	16.80	17.58	15.99	16.48	18.86	18.47	17.86	14.26	18.92	19.05	20.00	17.84	15.42	17.79	17.30	16.51	14.31	18.39	17.02	16.31	16.58	19.87	17.59	19.83	17.55	16.80	17.58	15.99	16.48	18.86	18.47	17.86	14.26	18.92	19.05	20.00	17.84	15.42	17.79	17.30		
Fe ₂ O ₃	15.03	14.83	10.30	6.24	3.67	12.53	7.09	6.88	5.23	2.69	9.77	10.69	9.54	9.29	7.78	6.95	3.79	8.85	8.64	7.23	5.92	6.94	11.23	5.14	5.70	15.03	14.83	10.30	6.24	3.67	12.53	7.09	6.88	5.23	2.69	9.77	10.69	9.54	9.29	7.78	6.95	3.79	8.85	8.64	7.23	5.92	6.94	11.23	5.14	5.70		
MnO	0.15	0.14	0.17	0.08	0.07	0.20	0.11	0.11	0.07	0.03	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.13	0.03	0.20	0.16	0.13	0.11	0.13	0.15	0.09	0.09	0.15	0.14	0.17	0.08	0.07	0.20	0.11	0.11	0.07	0.03	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.13	0.03	0.20	0.16	0.13	0.11	0.13	0.15	0.09	0.09		
MgO	7.67	8.12	4.94	3.33	1.05	4.42	2.43	3.07	1.28	0.68	6.71	5.83	7.90	5.17	3.22	2.10	0.96	8.53	3.80	2.45	1.44	2.67	5.47	2.77	2.17	7.67	8.12	4.94	3.33	1.05	4.42	2.43	3.07	1.28	0.68	6.71	5.83	7.90	5.17	3.22	2.10	0.96	8.53	3.80	2.45	1.44	2.67	5.47	2.77	2.17		
CaO	9.56	12.52	6.02	6.09	2.00	8.46	7.36	5.37	3.12	1.91	15.16	9.21	9.06	8.46	5.93	4.19	2.72	8.07	7.33	5.85	4.67	4.92	14.51	5.89	4.46	9.56	12.52	6.02	6.09	2.00	8.46	7.36	5.37	3.12	1.91	15.16	9.21	9.06	8.46	5.93	4.19	2.72	8.07	7.33	5.85	4.67	4.92	14.51	5.89	4.46		
Na ₂ O	2.72	2.15	4.70	6.87	4.87	3.78	4.54	4.32	5.36	4.16	1.86	3.76	3.77	4.58	5.66	5.62	5.03	3.41	4.59	5.25	5.62	3.01	5.73	5.02	5.02	2.72	2.15	4.70	6.87	4.87	3.78	4.54	4.32	5.36	4.16	1.86	3.76	3.77	4.58	5.66	5.62	5.03	3.41	4.59	5.25	5.62	3.01	5.73	5.02			
K ₂ O	1.26	0.61	2.00	0.65	4.70	1.38	2.48	3.50	4.70	6.24	0.82	1.51	1.32	1.48	2.36	4.20	4.65	1.67	2.48	4.01	4.59	3.25	0.50	3.47	4.02	4.02	1.26	0.61	2.00	0.65	4.70	1.38	2.48	3.50	4.70	6.24	0.82	1.51	1.32	1.48	2.36	4.20	4.65	1.67	2.48	4.01	4.59	3.25	0.50	3.47	4.02	
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.34	0.27	0.18	1.28	0.70	0.39	0.26	0.10	0.17	0.70	0.56	0.59	0.46	0.42	0.13	0.42	0.82	0.51	0.38	0.41	0.33	0.24	0.33	0.33	0.20	0.21	0.34	0.27	0.18	1.28	0.70	0.39	0.26	0.10	0.17	0.70	0.56	0.59	0.46	0.42	0.13	0.42	0.82	0.51	0.38	0.41	0.33	0.24	0.33	
П.пл.	1.11	0.41	1.56	0.81	0.25	0.06	0.33	0.12	0.28	0.14	1.02	1.12	0.85	1.38	0.51	0.20	0.59	1.49	0.72	0.29	0.70	0.65	0.53	0.13	0.18	0.18	1.11	0.41	1.56	0.81	0.25	0.06	0.33	0.12	0.28	0.14	1.02	1.12	0.85	1.38	0.51	0.20	0.59	1.49	0.72	0.29	0.70	0.65	0.53	0.13	0.18	
Сумма	99.27	99.64	99.76	99.97	99.29	98.80	99.42	99.69	99.88	100.07	99.49	99.24	99.38	98.99	98.93	99.36	99.71	98.88	99.51	99.26	99.24	99.58	99.12	99.42	98.71	98.71	99.27	99.64	99.76	99.97	99.29	98.80	99.42	99.69	99.88	100.07	99.49	99.24	99.38	98.99	98.93	99.36	99.71	98.88	99.51	99.26	99.24	99.58	99.12	99.42	98.71	98.71
Cs, г/т	1.4	0.6	2.4	0.33	3.4	0.87	1.3	1	0.87	1.2	1.5	1	1.1	1.7	1.7	0.8	1.4	1.7	2.1	3.3	4.3	2.2	0.44	0.8	2.5	2.5	1.4	0.6	2.4	0.33	3.4	0.87	1.3	1	0.87	1.2	1.5	1	1.1	1.7	1.7	0.8	1.4	1.7	2.1	3.3	4.3	2.2	0.44	0.8	2.5	
Rb	23	13	53	15	133	26	59	76	82	79	24	29	21	32	52	65	67	70	63	100	111	94	11	71	134	134	23	13	53	15	133	26	59	76	82	79	24	29	21	32	52	65	67	70	63	100	111	94	11	71	134	

Компонент	Карагазский массив				Балахчинский массив				Пистагский массив						Буланкульский массив				Тырлановский массив			
	Габброиды		Монцодиориты, монцониты		Габбро	Монцодиориты, монцониты			Габброиды			Монцодиориты, монцониты	Габбро	Монцодиориты, монцониты			Габбро	Монцониты				
	450071	450052	450051	450072		450055	450004	450003	450001	450121	45010			45009	450083	450082			45008	450091	45014	45015
Ba	414	231	746	735	763	974	1211	248	567	540	723	735	1955	1684	445	1314	1036	969	778	662	1045	889
Sr	891	720	1073	664	529	1551	491	876	1687	1208	1173	1103	1054	942	876	1607	893	841	847	2385	1103	1028
Cr	12	57	37	72	21	32	53	23	78	211	51	44	54	62	436	24	62	33	31	47	159	63
Ni	11	86	30	76	15	9.5	12	31	33	98	57	20	13	85	182	9	23	11	23	97	122	25
V	535	574	242	173	50	326	32	260	275	222	201	133	78	47	193	154	113	70	144	293	105	124
Co	52	56	31	30	9	27	7	29	33	34	25	19	11	7	34	21	18	12	21	29	18	17
Sc	55	53	22	14	4.5	23	2	33	24	24	19	13	7	3	23	16	9	6	13	17	9	8
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	7.4	4.6	7.6	12	28	33	20	4.1	14	17	23	20	22	16	13	15	23	37	21	3.2	16	3
Ta	0.4	0.24	0.35	0.86	2	1.9	2.1	0.2	0.72	0.98	1.1	1.2	1	1.2	0.84	0.79	1.4	2.3	1.3	0.16	0.94	2.6
Zr	91	71	128	277	327	86	421	50	125	115	233	242	223	326	164	126	327	533	174	110	142	230
Hf	2.6	1.9	2.8	5.5	7.2	2.2	8.4	1.8	3.4	3.7	5.4	5.3	5.1	6.2	3.7	3.2	6.1	9.6	3.7	2.9	3	5.4
Y	21	15	21	10	19	29	11	14	26	27	27	25	23	18	20	31	25	28	21	14	15	23
Th	2.2	1.7	1.8	14	19	3.5	28	0.74	4.6	2.8	6.4	5.7	3.1	7.5	9.2	4.5	10	14	10	1.5	7	31
U	0.7	0.53	0.77	4.5	3.7	1.2	4.4	0.23	1.7	0.89	2	1.6	0.8	2.3	3.3	1.8	4	6.2	2.6	0.75	2	5.1
La	15	13	20	27	48	70	49	14	47	43	63	54	58	32	38	50	55	66	45	31	46	65
Ce	34	29	41	51	90	145	113	24	101	92	129	102	110	72	71	109	106	125	96	60	82	131
Pr	5.5	4.4	5.9	5.4	9.1	17	8.4	3.9	12	9.8	13	10	11	8.5	9.8	13	11	12	9.5	8.4	10	13
Nd	27	20	26	19	37	69	29	18	57	54	50	49	51	36	39	53	51	54	44	34	37	59
Sm	5.9	3.9	4.8	2.8	5.5	13	5	3.7	3.9	10	9.2	7.6	7.5	5.4	6.5	11	8	8	6.9	5.5	5.4	9
Eu	1.9	1.2	1.6	0.72	1.2	3.8	2	0.95	1.3	2.9	2.5	2.8	2.1	2.3	1.8	3.3	2	1.9	1.7	1.8	1.5	1.8
Gd	5.6	3.6	4.5	2.2	4.2	9.9	3.6	3.6	7.9	7.3	8.1	6	5.8	4.1	5.3	9.1	6.2	6.1	5.3	4.2	4.1	6.3
Tb	0.82	0.51	0.68	0.3	0.62	1.3	0.38	0.55	1.1	1.1	1.1	0.87	0.81	0.61	0.74	1.2	0.88	0.92	0.76	0.58	0.57	0.89
Dy	4.6	2.9	3.9	1.9	3.3	6.3	1.9	3	5.6	5.5	5.8	4.8	4.4	3.3	4	6.5	4.8	5.1	4.1	3	3	4.5
Ho	0.9	0.57	0.77	0.37	0.68	1.2	0.55	0.58	1	1.1	1.1	0.97	0.87	0.64	0.76	1.2	0.97	1.1	0.81	0.57	0.57	0.85
Er	2.3	1.5	2	1.1	2	2.8	1.1	1.5	2.7	2.8	2.9	2.7	2.4	1.8	2	3.2	2.7	3.1	2.2	1.4	1.5	2.3
Tm	0.31	0.2	0.3	0.16	0.32	0.37	0.17	0.2	0.36	0.4	0.41	0.4	0.37	0.27	0.29	0.44	0.41	0.48	0.33	0.2	0.22	0.34
Yb	1.8	1.3	1.9	1.1	2.1	2.2	1.2	1.3	2.2	2.5	2.6	2.6	2.4	1.7	1.8	2.6	2.6	3.2	2.1	1.3	1.4	2.2
Lu	0.26	0.18	0.27	0.18	0.32	0.31	0.18	0.18	0.31	0.36	0.37	0.39	0.37	0.25	0.27	0.38	0.39	0.48	0.34	0.2	0.19	0.29
ΣREE	106	82	114	113	204	336	229	76	251	232	314	243	257	168	181	264	252	287	219	152	194	297

Примечание. Прочерк — нет данных.

* Пробы для U-Pb изотопно-геохронологических исследований.

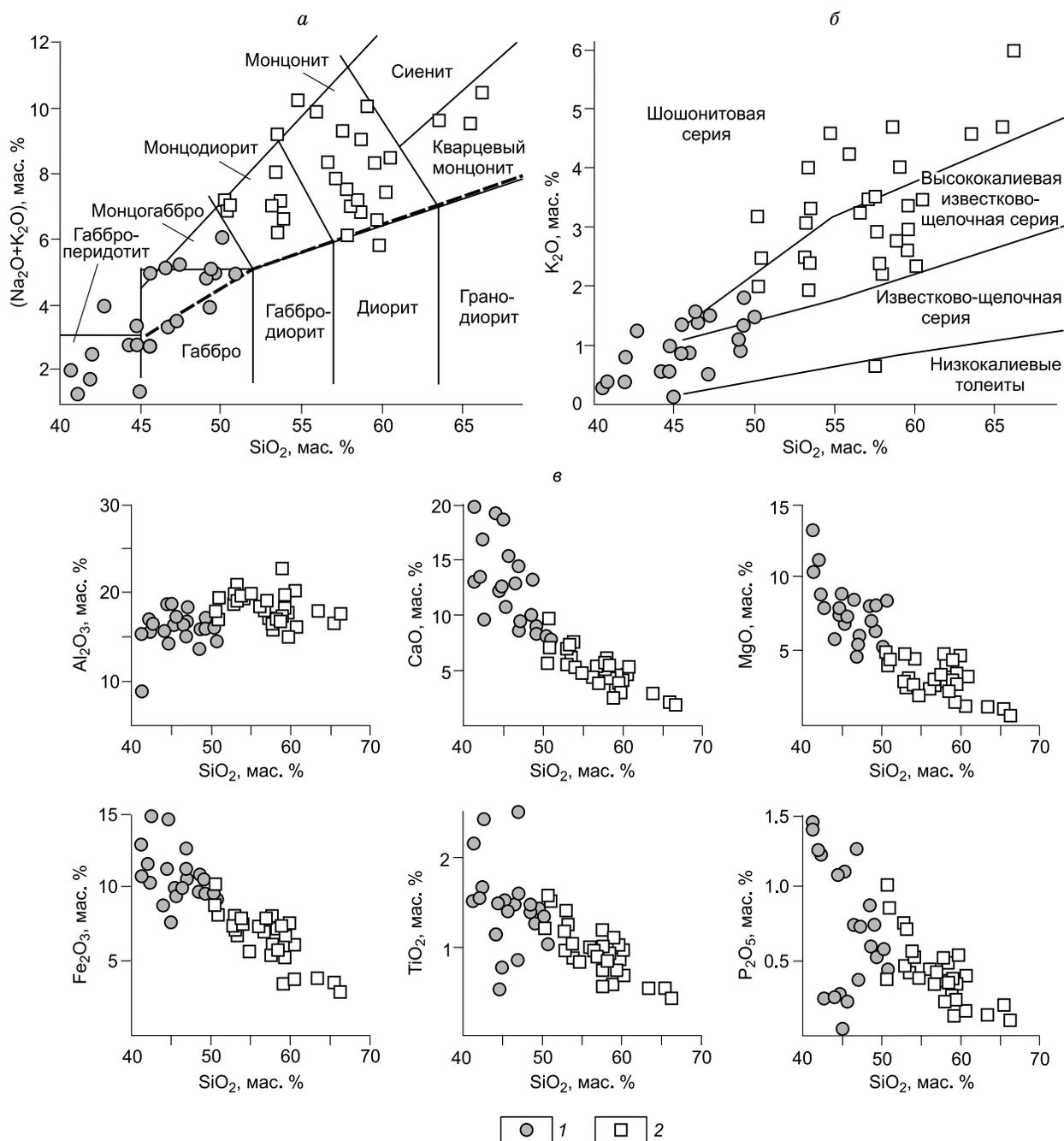
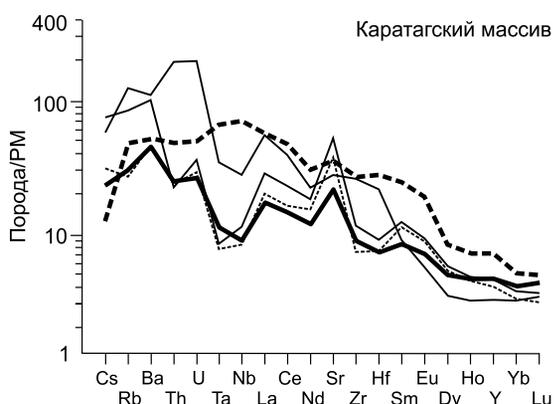
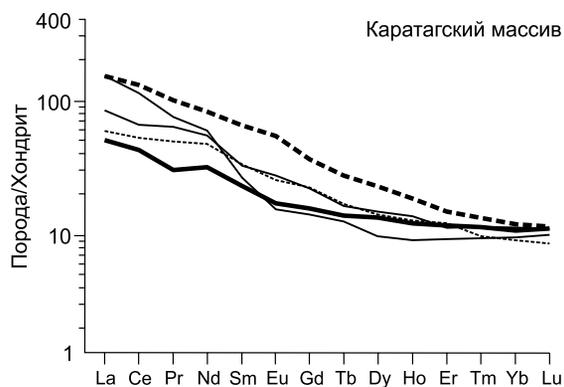
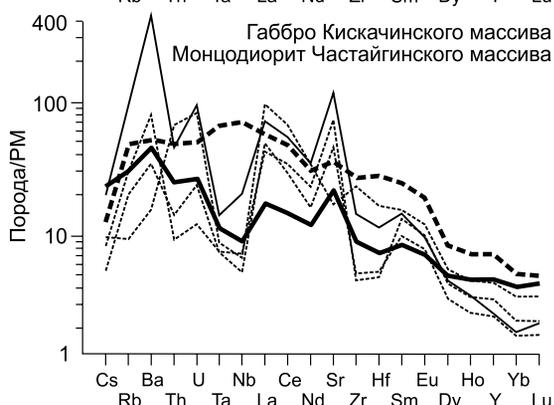
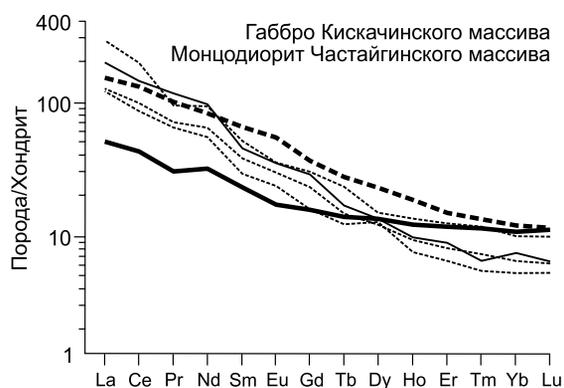
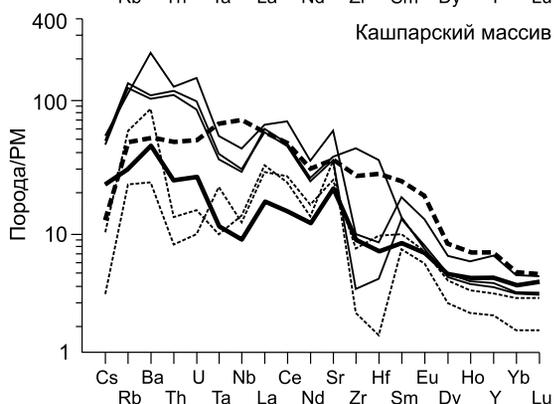
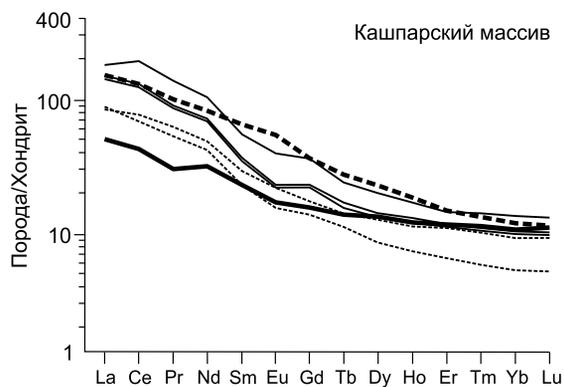
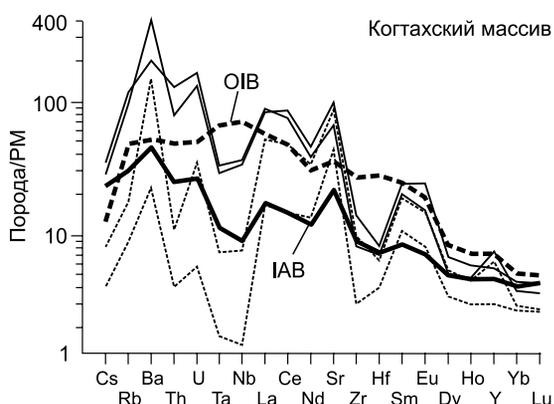
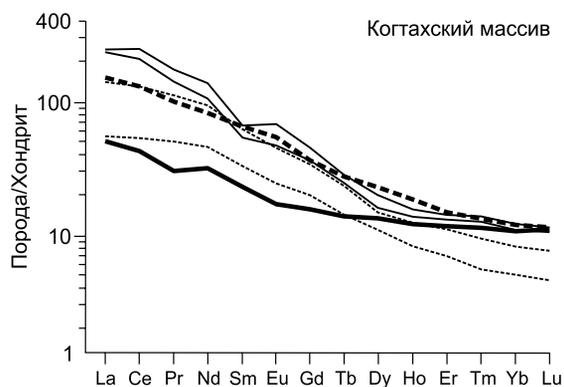


Рис. 5. Петрохимическая дискриминация габбро-монцонитовых плутонов.

1 — габбро; 2 — монцодиориты, монзониты (см. данные в табл. 5). *a* — диаграмма SiO₂—(Na₂O+K₂O), по [Middlemost, 1994]; штриховой линией разделены составы нормальных и субщелочных пород. *б* — диаграмма SiO₂—K₂O, по [Peccherillo, Taylor, 1976]. *в* — корреляция содержаний петрогенных оксидов в породах разной кремнекислотности габбро-монцонитовых интрузий.

растания концентраций кремнезема закономерно снижаются содержания CaO, MgO (см. рис. 5, *в*). Для титана и фосфора наблюдается уменьшение содержаний, хотя встречаются как низкотитанистые, так и высокотитанистые габброиды. В содержаниях глинозема устанавливаются широкие вариации, но в целом его количество возрастает к средним породам, что обусловлено большей долей в них плагиоклаза.

С уменьшением магниальности расплавов в породах снижается уровень концентрации сидерофильных элементов Cr, Ni, V, Co, Sc и происходит накопление Cs, Rb, Ba, Th, U, в меньшей степени Nb, Ta, LREE (табл. 5). В разных плутонах отмечается постоянно высокое содержание Sr (~800—1400, иногда до 2500 г/т), что характерно для шохонитовых магм.



Распределение редкоземельных (среднее $\Sigma\text{PЗЭ} \sim 165$ г/т; $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 7\text{—}30$) и других рассеянных элементов в габброидах когтахского комплекса обычно сопоставимо со средним составом базальтов островных дуг (IAB) (рис. 6). Как и для вулканитов субдукционных зон, характерной геохимической особенностью являются заметно выраженные Nb-Ta и Zr-Hf спектральные минимумы. В более дифференцированных ($\Sigma\text{PЗЭ} \sim$ до 200—330 г/т; $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 14\text{—}34$) производных нормированные концентрации

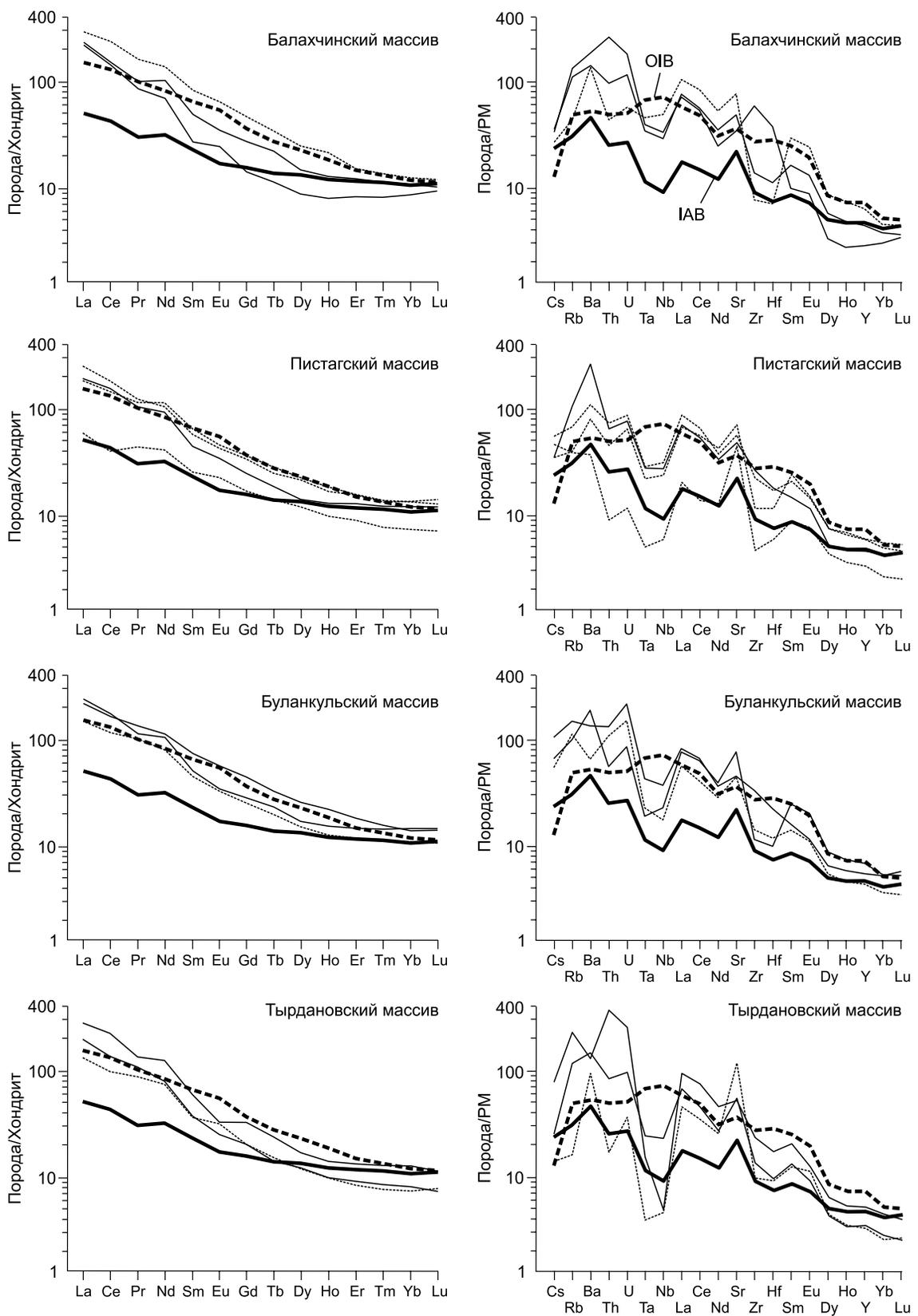


Рис. 6. Распределение редкоземельных и редких элементов в породах когтарского комплекса.

Нормирование элементных концентраций проведено по составу примитивной мантии (PM) и хондрита [Sun, McDonough, 1989]. Показаны спектры габбро (тонкая пунктирная линия) и монцодиоритов-монцитонитов (тонкая сплошная линия). Для образцов, близких по содержанию микроэлементов, рассчитаны средние значения. Средний OIB и IAB, по [Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003].

Таблица 6. **Изотопный Sm-Nd состав пород в интрузивах когтахского комплекса**

Образец, порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
	г/г						
Когтахский массив							
1711, Г	7.84	36.90	0.128441	0.512627 ± 14	0.512206	4.14	938
1702, МД	7.88	46.93	0.101466	0.512511 ± 10	0.512179	3.61	870
1714, МД	6.21	38.78	0.096826	0.512513 ± 10	0.512196	3.95	833
Кашпарский массив							
1761, Г	4.91	26.67	0.111291	0.512538 ± 13	0.512174	3.52	913
1764, М	6.27	36.04	0.105200	0.512586 ± 10	0.512241	4.82	795
1770, М	3.13	21.02	0.090075	0.512568 ± 9	0.512273	5.45	720
Частайгинский массив							
01, МД	10.79	63.43	0.102841	0.512538 ± 5	0.512201	4.04	844
4215, М	6.08	40.36	0.090983	0.512494 ± 5	0.512196	3.95	817
Кискачинский массив							
3265-1, Г	9.15	41.78	0.132441	0.512661 ± 15	0.512227	4.55	920

Примечание. Г — габбро, МД — монцодиорит, М — монцонит. Прочерк — нет данных.

Таблица 7. **Изотопный (Rb-Sr-O) состав пород в интрузивах когтахского комплекса**

Образец, порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
	г/г						
Когтахский массив							
1711, Г	7.24	1626	0.012560	0.70414 ± 15	0.70405	1.99	6.5
1702, МД	72.3	1278	0.159698	0.70551 ± 12	0.70437	6.52	—
1714, МД	45.1	1179	0.107891	0.70561 ± 18	0.70484	13.21	7.1
Кашпарский массив							
1761, Г	51.2	961	0.150497	0.70576 ± 12	0.70469	11.07	7.5
1764, М	67.3	733	0.259039	0.70704 ± 16	0.70519	18.23	6.8
1770, М	62.8	1092	0.162164	0.70587 ± 18	0.70472	11.42	7.6
Частайгинский массив							
01, МД	52.5	2180	0.067964	0.70450 ± 15	0.70402	1.55	—
4215, М	41.3	3073	0.037901	0.70413 ± 16	0.70386	-0.73	—
Кискачинский массив							
3265-1, Г	9.7	1164	0.023520	0.70539 ± 19	0.70522	18.62	8.8

LILE и HFSE достигают или даже превышают уровень обогащенности базальтов океанических островов (OIB), но сохраняют при этом комплементарность с мультиэлементными спектрами IAB (см. рис. 6). Для пород большинства исследованных плутонов наблюдается эффект фракционирования плагиоклаза с проявлением отрицательной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.7-1.3$) в более поздних монцонитоидах.

Изотопный состав (Nd-Sr-O). Изученные интрузивные массивы обладают сходными параметрами изотопного состава неодама ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512174-0.512227$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim 3.5-4.6$ в габбро; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512179-0.512273$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim 3.6-5.4$ в монцодиорит-монцонитах; см. табл. 6), что может свидетельствовать о родственном источнике их первичного вещества, содержащего компоненты умеренно депле-тированной (PREMA) и обогащенной литосферной (EM) мантии. По расчетному модельному возрасту ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 720-940$ млн лет) магматический субстрат сопоставим с резервуаром, который инициировал палеозойские гранитоидные и щелочно-мафитовые интрузии в регионе [Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014а, 2016]. В более широком диапазоне изменяется изотопный состав стронция ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.7039-0.7052$, $\epsilon_{\text{Sr}}(T) \sim 0-19$) с явно выраженным обогащением ^{87}Sr , которое сопровождается возрастанием величины $\delta^{18}\text{O}$ (6.5—8.8 ‰) относительно мантийных значений (табл. 7). Подобная зависимость отмечается для плутонической ассоциации щелочных основных пород Кузнецкого Алатау и может быть вызвана процессами коровой контаминации глубинных магм [Покровский и др., 1998].

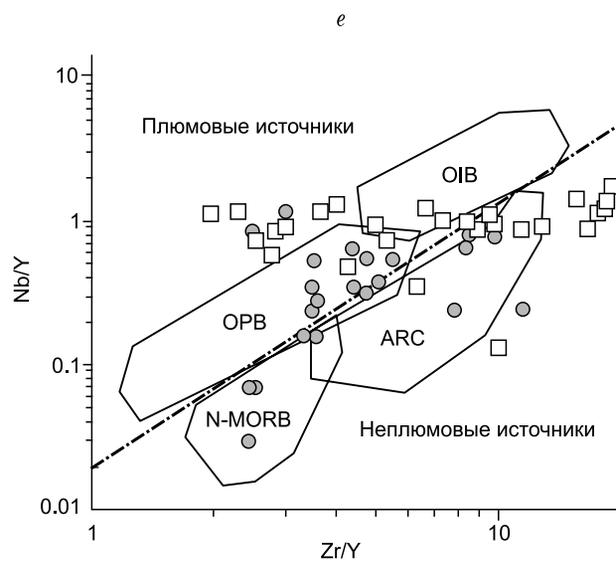
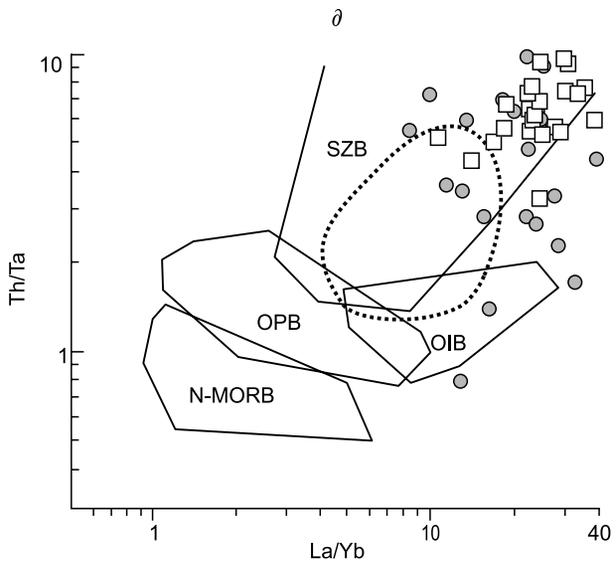
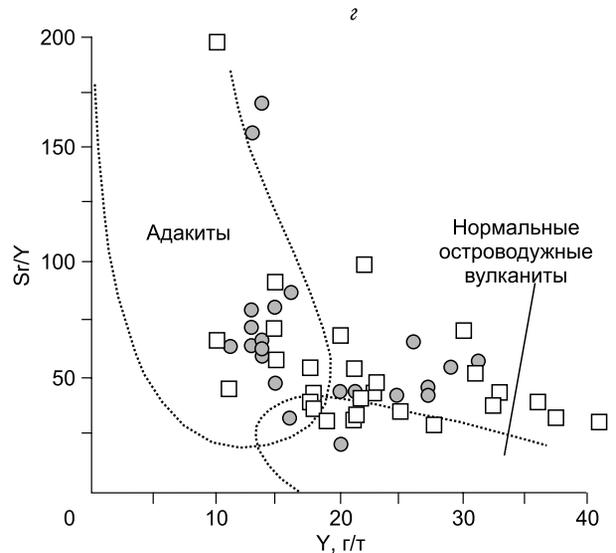
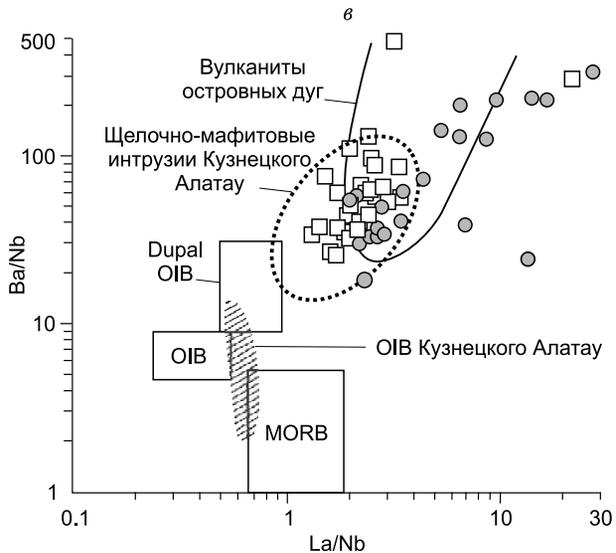
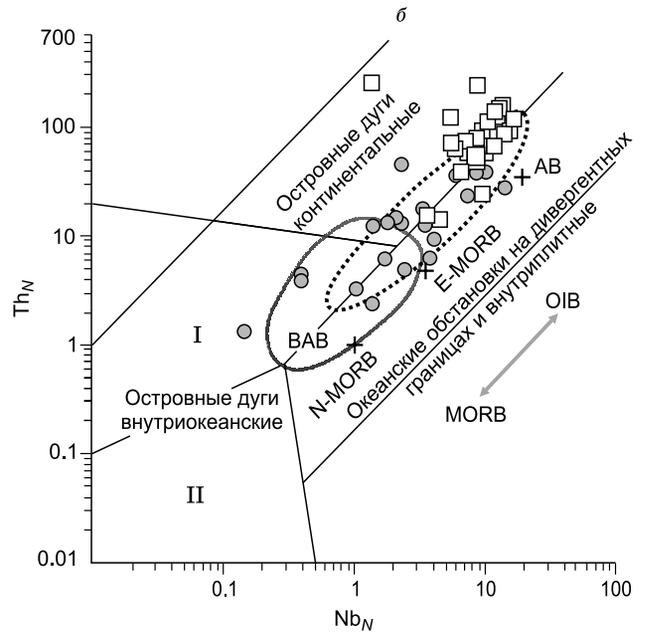
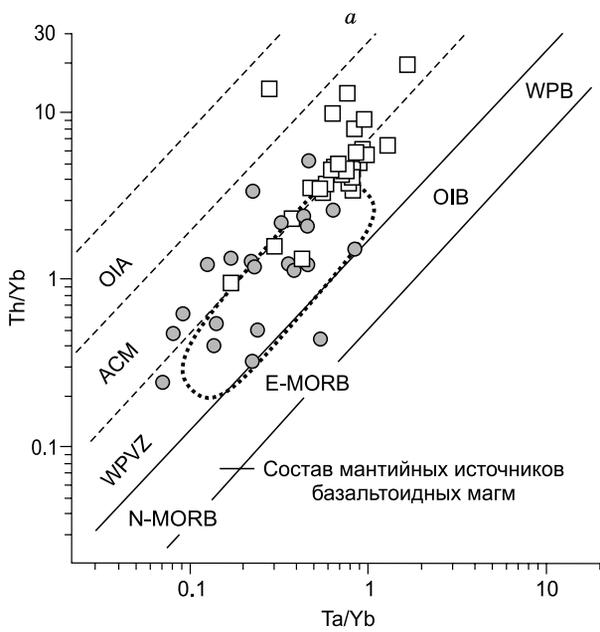
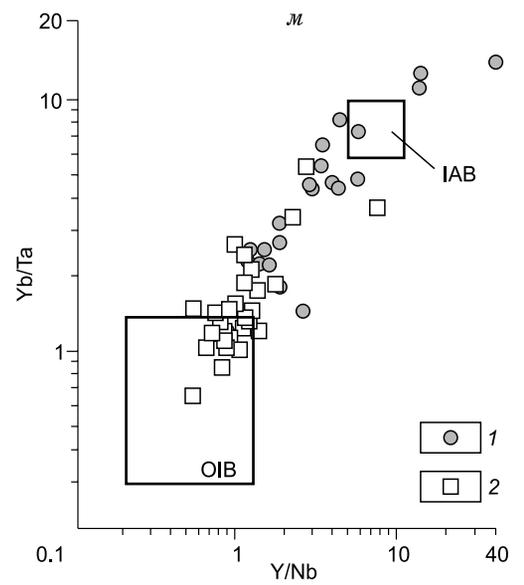
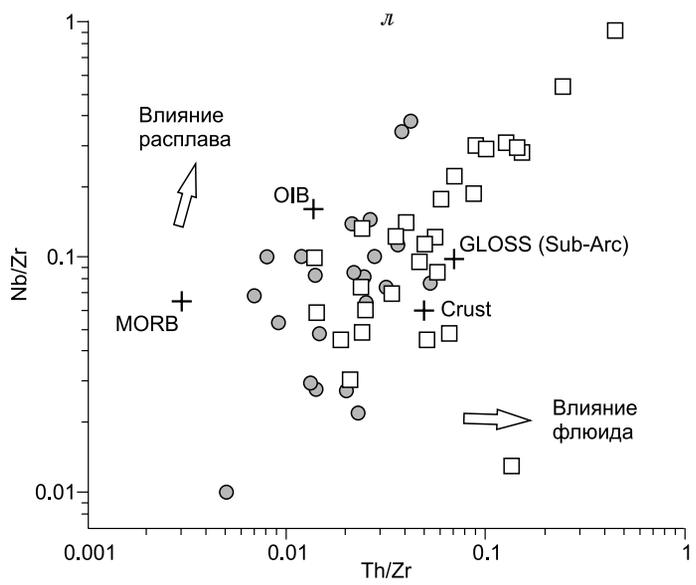
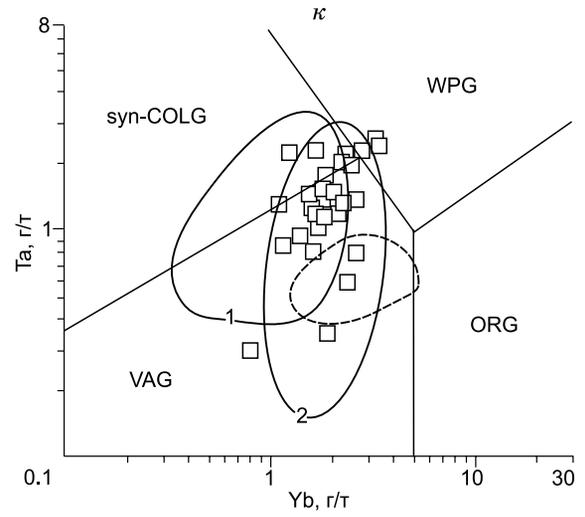
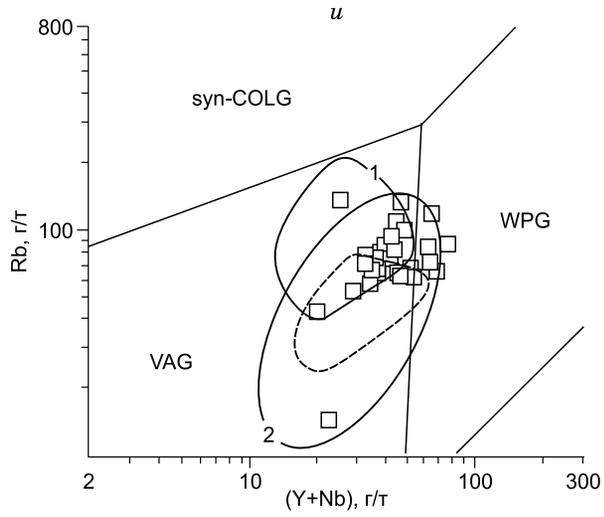
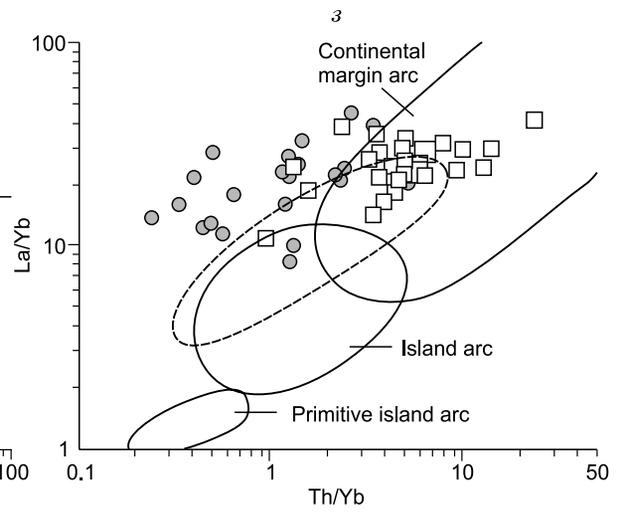
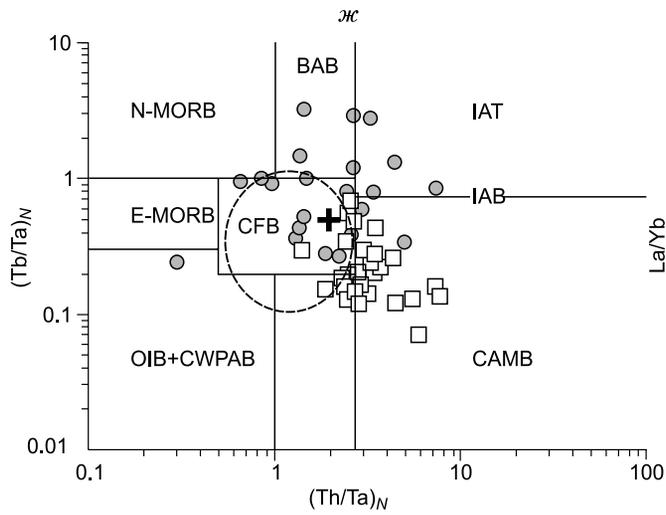


Рис. 7. Начало.



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамические условия формирования интрузий когтахского комплекса. Изученные плутоны субщелочных пород по своим геологическим, минералого-петрографическим и петрохимическим признакам образуют гомодромный дифференцированный интрузивный комплекс габбро-монцодиорит-монцонитового состава. Характерной особенностью является повышенное содержание K_2O , достигающее ~ 2—6 мас. % в габброидах и монцонитах соответственно, что позволяет рассматривать их как продукты дифференциации высококальциевой известково-щелочной (шошонитовой) магматической серии. В пользу этого свидетельствуют высокие содержания бария и стронция.

Для большинства составов пород габбро-монцонитовой ассоциации свойственны более высокие значения $Sr/Y \geq 40$ по сравнению с нормальными островодужными вулканитами (рис. 7, з). Даже с учетом возрастания концентрации Sr при вероятном взаимодействии расплава с верхнекоровым веществом это позволяет предполагать участие в магмогенезисе материала слэба, плавление которого в зоне субдукции нередко приводит к образованию адакитов и адакитоподобных пород [Defant, Drummond, 1990; Martin et al., 2005; Castillo, 2006]. В то же время становление когтахского комплекса осуществлялось в более сложных геодинамических условиях под влиянием внутриплитного источника, взаимодействующего с надсубдукционной литосферной мантией, о чем косвенно свидетельствует одновременное обогащение монцонитоидов LREE, Zr, Nb, аналогично гранитам А-типа.

Существующие представления не дают однозначного ответа о формационной принадлежности и объеме когтахского комплекса. До последнего времени в связи с отсутствием достоверных геологических, геохронологических и геохимических данных когтахский комплекс рассматривали либо в составе габбро-монцонит-сиенитовой формации [Кузнецов, 1989], либо выделяли как самостоятельный габбро-диорит-монцонитовый формационный тип [Кривенко и др., 1979; Довгаль, Широких, 1980]. Проведенное нами U-Pb датирование акцессорного циркона показало, что формирование габброидов и монцодиоритов сближено по времени и могло происходить ~500—485 млн лет назад. Это позволяет считать габбро-монцонитовую породную ассоциацию проявлением позднекембрийско-раннеордовикского интрузивного магматизма и оценить диапазон ее становления в пределах 20—25 млн лет.

Установленные изотопные даты совпадают с кембрийско-раннеордовикским этапом (~510—480 млн лет) развития гранитоидного и щелочно-мафитового магматизма Кузнецкого Алатау, а также с возрастом ~ 485 млн лет ксеногенного циркона в девонских щелочных породах региона [Врублевский и др., 2014а, 2016в; Врублевский, 2015]. Примерно в это же время (~515—470 млн лет) в аккреционно-коллизивной геодинамической обстановке формировались некоторые габбро-монцодиоритовые и щелочные интрузивы Западного Забайкалья, Тувы и Монголии [Козаков и др., 1999; Doroshkevich et al., 2012; Руднев, 2013; Шелепаев и др., 2013; Цыганков и др., 2016]. Подобная синхронизация, особенности позиции и состава отмеченных разноформационных плутонических комплексов позволяют рассматривать их как производные крупного цикла эволюции раннепалеозойского магматизма, происходившего в условиях аккреции венд-кембрийских островодужных систем с Сибирским кратоном. Наряду с про-

Рис. 7. Геохимическая систематика источников и геодинамических обстановок габбро-монцодиорит-монцонитовых интрузий.

a — Th/Yb—Ta/Yb [Gorton, Schandl, 2000]: OIA — островные дуги, ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны. Обозначены составы базальтов внутриплитных (WPB), океанских островов (OIB), нормальных (N-MORB) и обогащенных (E-MORB) в срединно-океанических хребтах. *б* — Th_N-Nb_N [Saccani, 2015]: I—II — внутриокеанические зрелые (I) и юные (II) островные дуги; крестами отмечены средние составы базальтов, AB — щелочные базальты. Концентрации Th и Nb нормализованы по N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. *в* — Ba/Nb—La/Nb [Bi et al., 2015]: состав OIB Кузнецкого Алатау (заштриховано), по [Врублевский и др., 2016б]. *з* — Sr/Y—Y [Defant, Drummond, 1990]. *д* — Th/Ta—La/Yb [Tomlinson, Condie, 2001]: базальты зон субдукции (SZB) и океанических плато (OPB). *е* — Nb/Y—Zr/Y [Condie, 2005]: ARC — островодужные базальты; штрихпунктирной линией разделены плюмовые и неплюмовые источники. *ж* — $(Tb/Ta)_N-(Th/Ta)_N$ [Thieblemont et al., 1994]: CFB (continental flood basalts) — континентальные покровные базальты, BAB (back-arc basin basalts) — базальты задуговых бассейнов, IAT — толеиты островных дуг, CAMB — базальты активных континентальных окраин, CWPAB (continental within-plate alkali and transitional basalts) — внутриплитные щелочные и переходные континентальные базальты. Концентрации элементов нормированы по PM [Sun, McDonough, 1989]. Крестом отмечен средний состав девонских базальтоидов Минусинского рифта [Воронцов и др., 2013] (см. рис. 1). *з* — La/Yb—Th/Yb [Condie, 1989]. На рис. *а*—*в*, *д*, *ж*, *з* штриховой линией околнурена область преобладающих составов пород палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау. *и*, *к* — Rb—(Y+Nb) (*и*), Ta—Yb (*к*) [Pearce et al., 1984]: околнурены составы раннепалеозойских гранитоидов восточного (1) и северного (2) склонов Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2016в; Руднев, 2013], монцодиоритов и монцонитов Западного Забайкалья и Тувы (штриховая линия) [Шелепаев и др., 2011; Цыганков и др., 2016]. *л* — Nb/Zr—Th/Zr, по [Bi et al., 2015]: стрелками показаны тренды обогащения под влиянием расплавов и флюидов, отделяемых от слэба; крестами обозначены средние составы океанских базальтов, континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003] и модифицированных Sub-Arc GLOSS (global subducted sediment), по [Stracke et al., 2003]. *м* — Yb/Ta—Y/Nb [Eby, 1990]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

странственно сближенными гранитоидами и щелочными породами Кузнецкого Алатау, в изученных монцодиоритах также встречаются единичные зерна циркона с палеопротерозойским возрастом ~ 1.9—2.0 млрд лет. Предположительно, его захват мог происходить при плавлении фрагментов древней литосферы или детритовых цирконов из осадков под воздействием мантийного плюма на аккреционно-коллизийные комплексы западной части ЦАСП [Врублевский и др., 2014а, 2016в]. Поведение редких и рассеянных элементов в породах рассматриваемой габбро-монцонитовой ассоциации позволяет предположить гетерогенность источников вещества и формирование в сложной геодинамической обстановке. Несмотря на разную дифференцированность расплавов $((La/Yb)_N \approx 7-34)$, характер распределения лантаноидов и ряда других HFSE отражает совместное участие в магмогенезе компонентов IAB и OIB (см. рис. 6, 7). Их смешение также отмечается для палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау, происхождение которых связывается с процессами плюм-литосферного взаимодействия и унаследованностью геохимических признаков субдукционных магматических комплексов в продуктах мантийного диапиризма [Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2016а,в]. По сравнению с высокощелочными базитами региона соотношения между Th, Nb, Ta, La, Yb и Ba в породах габбро-монцонитовой ассоциации в целом фиксируют более сильное влияние материала надсубдукционной природы с участием компонентов зрелой континентальной коры (см. рис. 7, а-в, д, ж, з). Более кремнистые разновидности вместе с пространственно сопряженными раннепалеозойскими гранитоидами региона сопоставимы с гранитами островных дуг, но при этом проявляют значительное сходство и с производными источника OIB-типа (рис. 7, и, к, м). В составе габброидов также наблюдается не всегда явное присутствие вещества, соответствующего базальтам задуговых бассейнов и обогащенных MORB. Предполагаемое смешение разнородного материала в аккреционно-коллизийных условиях приводит к заметным вариациям Nb и Zr в породах и затушевыванию первично-мантийного плюмового происхождения материнской базитовой магмы (см. рис. 7, е). По сравнению с ее вероятным OIB-источником (Nb/Y ~ 1.7, Zr/Y ~ 10) габбро и монцонитоиды значительно меняют (~0.1–1.5 и ~2–20 соответственно) свой состав (см. рис. 7, е, л).

Как уже отмечалось, геохимические особенности габбро-монцонитовой ассоциации свидетельствуют о вещественной неоднородности ее магматических протолитов. Ранние габброидные дифференциаты обладают отчетливыми признаками IAB с примесью компонентов E-MORB (см. рис. 6; 7, а–б). При возникновении таких обогащенных базальтовых магм первоначально допускается метасоматизм перидотитов мантийного «клина» за счет рециклинга океанской литосферы в зоне субдукции. Генерация E-MORB происходит уже при их последующем ~9 % плавлении под срединно-океаническими хребтами выше «гранат-шпинелевого перехода» [Donnelly et al., 2004]. О вероятном участии вещества элюгитизированного слэба в образовании габбро-монцонитовых интрузий Кузнецкого Алатау косвенно может свидетельствовать сходство индикаторных значений Nb/Ta и Zr/Sm в породах с диапазоном состава островодужных базальтов и частично адакитов (см. рис. 8, в).

При оценке состава и степени плавления возможного мантийного протолита предполагается, что составу первичной базитовой магмы соответствуют наименее фракционированные ($Mg\# \geq 0.4$, $MgO > 7$ мас. %; $(La/Yb)_N < 15$) габброиды изученной плутонической ассоциации. Среди них выделяются две разновидности с разным содержанием Y (13–14, 14–27 г/т), HREE (~ 10–13, ~ 11–21 г/т; LREE/HREE ~ 4–10). Эти особенности могут быть обусловлены как глубиной магообразования, так и степенью (~ 1–3 %) равновесного плавления модельного мантийного перидотита с переменным, но небольшим количеством реститового граната (рис. 8, а, б, г). По-видимому, при сходных условиях формировалась родоначальная магма кембрийских комплексов OIB Кузнецкого Алатау и Горного Алтая [Крупчатников и др., 2011, 2015; Врублевский и др., 2016б]. Последовавшая в девоне экстракция расплавов щелочных базитов Кузнецкого Алатау и сопредельного Минусинского прогиба могла происходить уже из относительно неглубокого мантийного источника типа шпинелевого лерцолита.

По соотношению легких и тяжелых РЗЭ габброиды Когтахского и Кискачинского интрузивных массивов формировались из наиболее глубоких родоначальных магм по сравнению с другими проявлениями когтахского комплекса. Они располагаются в центральной части Батеневского поднятия.

Роль мантийно-корового магообразования. Согласно представлениям [Богатиков и др., 2010], процессы смешения мантийного и корового материала особенно проявлены на конвергентных границах литосферных плит. Предполагается, что подобное взаимодействие в активных зонах вызвано не только развитием известково-щелочного вулканизма, но и формирование уже в тыловых частях островных дуг более калиевой умеренно щелочной магматической серии шошонит-латитового состава. При этом ее интрузивными аналогами считаются габбро-монцонитовые ассоциации. В связи с гетерогенностью источников вещества для большинства магматических образований АКО характерны широкие вариации изотопных параметров $\epsilon_{Nd}(T)$, $\epsilon_{Sr}(T)$, $\delta^{18}O$ (рис. 9).

Изученные интрузивы Кузнецкого Алатау обладают сходными петрогеохимическими особенностями, которые также свидетельствуют о совместном участии разнородного материала в генерации маг-

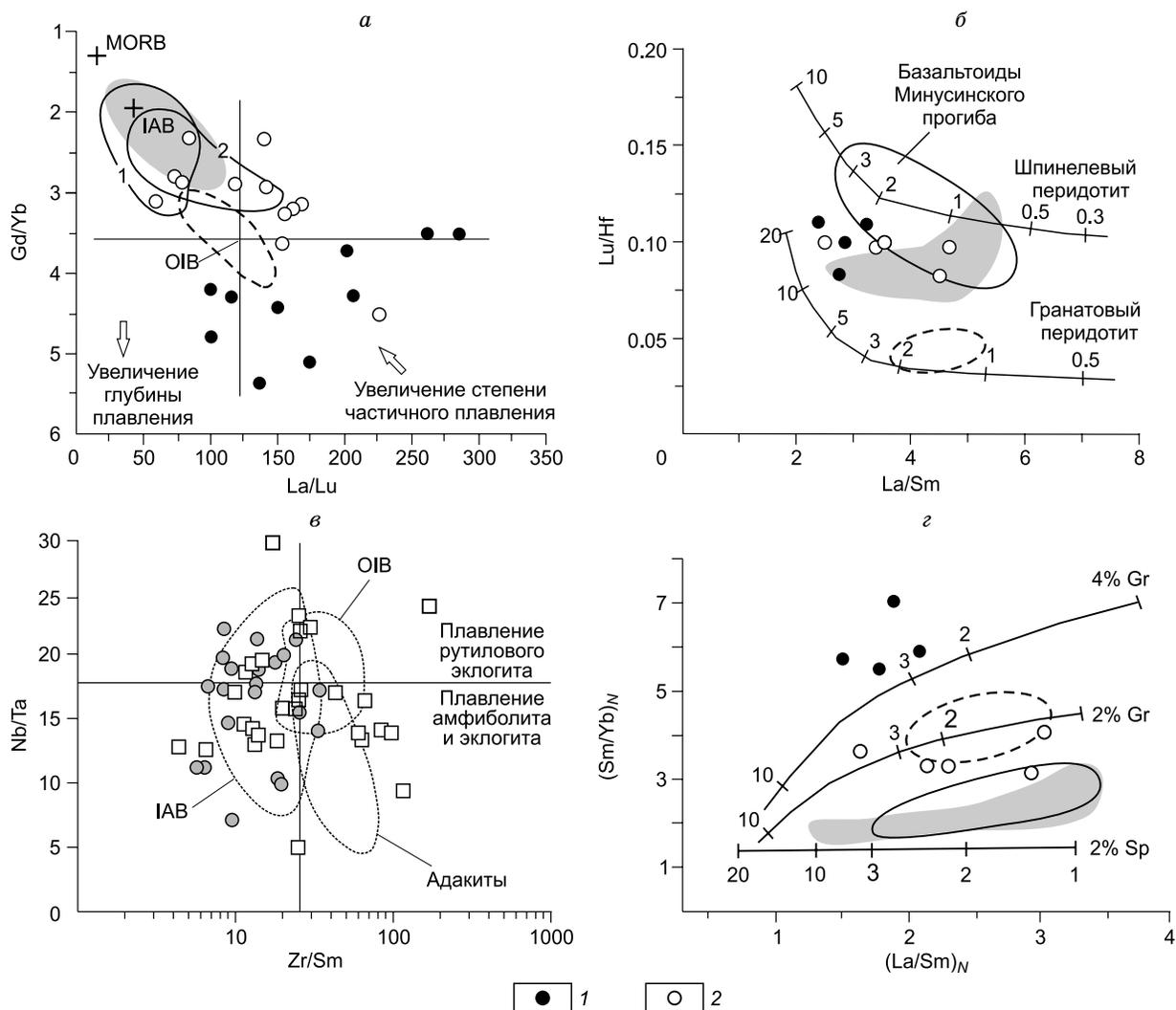


Рис. 8. Условия магмогенезиса габбро-монцодиорит-монцитонитовых интрузий.

1, 2 — габброиды когтахского комплекса: 1 — Когтахский и Кискачинский плутоны, 2 — Кашпарский, Каратагский, Балахчинский, Пистагский, Буланкульский, Тырдановский плутоны. *а* — диаграмма Gd/Yb—La/Lu [Boyce et al., 2015] сравнительной оценки глубины и масштабов плавления протолитов. Контуры 1, 2: породы габбро-монцитонитовой ассоциации Западного Сангилену, Тува (1), Западного Забайкалья (2). Штриховой линией ограничен состав OIB Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, серый фон — габбро щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (см. текст). *б*, *г* — диаграммы Lu/Hf—La/Sm [Regelous et al., 2003], $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ — $(\text{La}/\text{Sm})_N$ [Bi et al., 2015] составов и степени равновесного плавления вероятных мантийных субстратов. Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту [Sun, McDonough, 1989]. На кривых плавления лерцолитов с разным содержанием граната (Gr) и шпинели (Sp) обозначена доля расплава в процентах. На рис. *б*, *г* нанесены составы габброидов с $\text{MgO} > 7$ мас. %, $\text{Mg}\# \geq 0.4$, $(\text{La}/\text{Yb})_N < 15$. Преобладающие рифтогенные базальтоиды Минусинского прогиба (*б*, *г*) показаны по [Воронцов и др., 2013]. *в* — диаграмма Nb/Ta—Zr/Sm [Foley et al., 2002] дискриминации океанических базальтов и адакитов в условиях модельного плавления эклогита и амфиболита. Усл. обозн. см. на рис. 5.

матических расплавов. Их изначально мантийная природа прослеживается на уровне изотопных зависимостей. Установленный для габбро и монцитонитов диапазон $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 3.5—5.4 может быть обусловлен взаимодействием PREMA-плюма как с веществом обогащенной мантии EM, так и с фрагментами континентальной коры (см. рис. 9, *а*). По-видимому, при таких же условиях происходило становление пространственно ассоциирующих с ними палеозойских гранитоидов и щелочно-мафитовых интрузий ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim 3$ —6) с близким модельным возрастом ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 0.7$ —0.9 млрд лет) [Врублевский и др., 2014а, 2016а,в; Врублевский, 2015]. В породах когтахского комплекса отмечается прямая корреляция между относительно радиогенным изотопным составом Sr ($\epsilon_{\text{Sr}}(T) \sim 0$ —19) и повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (6.5—8.8 ‰, SMOW) (см. рис. 9, *б*), которая обычно возникает благодаря процессу коровой контаминации глубинных магм [Покровский и др., 1998; Покровский, 2000]. При этом степень их обогащения тяжелым ^{18}O по сравнению с мантией сопоставима с изотопными отношениями магматической воды ($\delta^{18}\text{O} \sim 6$ —10 ‰, SMOW), взаимодействующей с флюидами слэба [Чаплыгин и др., 2015].

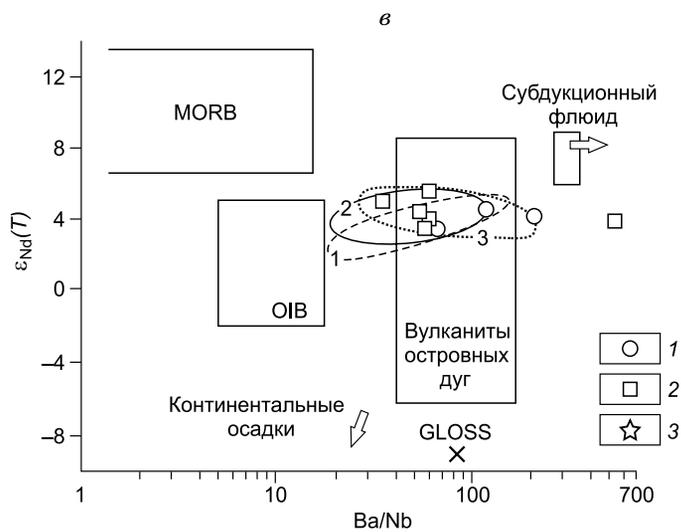
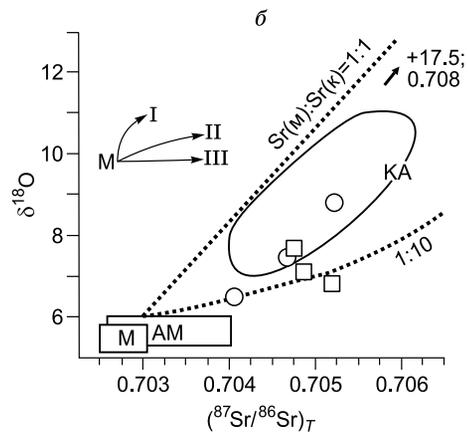
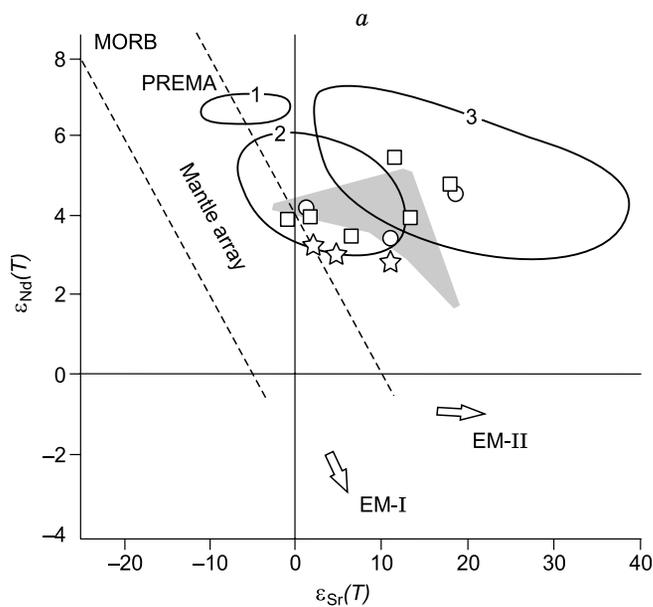


Рис. 9. Изотопно-геохимические особенности габбро-монцитонитовой ассоциации Кузнецкого Алатау.

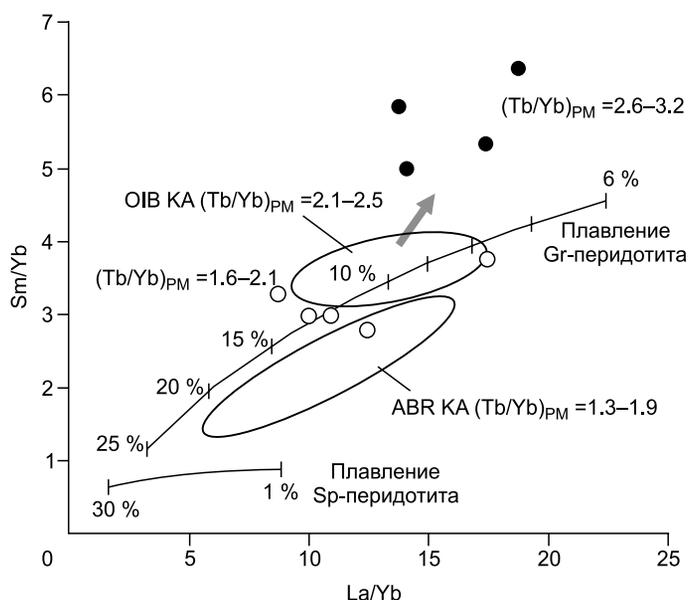
1, 2 — породы интрузивных фаз когтахского комплекса: 1 — габбро, 2 — монцитониты, монцитониты; 3 — монцогаббро, монцитонит, граносиенит Теранджикского плутона, Горный Алтай (247 млн лет) [Крупчатников и др., 2015]. *a* — диаграмма $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Sr}(T)$. Контурами 1—3 обозначены преобладающие составы: 1 — щелочных пород и карбонатитов комплекса Эдельвейс Горного Алтая (~ 507 млн лет) [Врублевский и др., 2012], 2 — субщелочных и щелочных базальтоидов Минусинского прогиба (~ 390 млн лет) [Воронцов и др., 2013], 3 — щелочных пород Кузнецкого Алатау (~ 510, 400, 265 млн лет).

Серый фон — кембрийские гранитоиды Кузнецкого Алатау [Kruk et al., 2001; Руднев, 2013; Врублевский и др., 2016]. Область Mantle array и положение резервуаров MORB, PREMA, EM I, EM II показаны в соответствии с их современными изотопными параметрами [Zindler, Hart, 1986]. *b* — соотношение $\delta^{18}O - (^{87}Sr/^{86}Sr)_T$. Отмечен предполагаемый изотопный состав корового компонента [Покровский и др., 1998]. Параметры примитивной мантии (M), мантии под островными дугами (AM) и тренды I—III смещения вещества, по [Davidson et al., 2005]: I — базальт + молодая кора и пелагические осадки, II — базальт + древняя кора, III — мантия ++ древние субдукционные осадки. Пунктирные линии 1:1 и 1:10 соответствуют отношениям концентраций Sr в мантии (магме) и в контаминанте [Покровский, 2000]. Оконтурено поле преобладающих составов щелочных основных пород Кузнецкого Алатау (KA). *c* — диаграмма $\epsilon_{Nd}(T) - Ba/Nb$. Принцип построения, по [Li, 1995], параметры OIB [Zindler et al., 1982; Weaver, 1991], GLOSS [Plank, Langmuir, 1998]. Контурами выделены: палеозойские гранитоиды (1), щелочные породы (2), базальтоиды (3) Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба.

По существующим оценкам выплавление известково-щелочных и калиевых субщелочных магм мантийно-коровой природы под островными дугами должно происходить в условиях глубин 100—160 км и давлений > 3.0 ГПа [Богатиков и др., 2010]. Это в значительной степени соответствует уровню (~100 км, ~30 кбар) субсолидусного фазового перехода шпинель—гранат в мантийных перидотитах [Robinson, Wood, 1998; Klemme, O'Neill, 2000]. Предположительно, при плавлении гранатовых перидотитов их базальтовые производные будут обладать более высокими значениями $(Tb/Yb)_{PM} > 1.8$ в отличие от шпинелевых разновидностей [Wang et al., 2002]. В большинстве слабодифференцированных габбро когтахского комплекса данное отношение варьирует в интервале ~ 1.8—3.0, что может свидетельствовать о разноглубинном гранатосодержащем мантийном источнике. По-видимому, сходную природу и степень плавления магматического протолита имеют позднекембрийские базальты OIB-типа,

Рис. 10. Состав и степень плавления магматического протолита субщелочных и щелочных базитовых пород Кузнецкого Алатау.

Принцип построения диаграммы по [Xu et al., 2005]. Коэффициент $(Tb/Yb)_{PM}$ [Wang et al., 2002] нормализован по составу примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989] (см. текст). Стрелкой показано увеличение глубины плавления. Оконтурены составы базальтов океанических островов (ОИВ КА) и щелочно-базитовых пород (АБР КА) Кузнецкого Алатау. Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.



также установленные в Кузнецком Алатау (рис. 10). Проявление подобного магматизма обычно связывают с деятельностью внутриконтинентальной горячей точки и непосредственным участием вещества мантийного плюма [Condi, 2001]. Возможно, именно его влиянием вызваны повышенные содержания LILE, наблюдаемые в породах изученной габбро-монцонитовой ассоциации.

Как и в других аккреционно-коллизионных террейнах западной части ЦАСП, в Кузнецком Алатау могут быть пространственно совмещены разноформационные проявления субдукционного и плюмового магматизма, имеющие признаки смешения вещества из гетерогенных источников [Izokh et al., 2008; Врублевский и др., 2012, 2014а, 2016а,в; Врублевский, 2015]. Аналогичная сопряженность прослеживается в эволюции активных окраин Палеоазиатского океана на протяжении неопротерозоя—раннего палеозоя, что позволяет предполагать неразрывную причинно-следственную взаимосвязь процессов субдукции и плюмовой активности в геологической истории ЦАСП [Добрецов, 2011; Гордиенко, Метелкин, 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Габбро-монцодиорит-монцонитовая плутоническая ассоциация (когдахский комплекс) Кузнецкого Алатау является характерным элементом раннепалеозойской магматической эволюции ЦАСП и по данным U-Pb изотопного датирования формировалась в позднем кембрии—раннем ордовике ~500—480 млн лет назад. Ее временной диапазон сопоставим с длительностью образования полифазных гранитоидов. Синхронность, общность геологической позиции и относительное геохимическое родство с сопутствующими гранитоидами и щелочно-мафитовыми породами позволяют выделять единый аккреционно-коллизионный магматический цикл в развитии региона на примере Кузнецко-Алатауского сектора ЦАСП.

По химическому составу породы габбро-монцонитовых интрузий соответствуют производным высококалийной известково-щелочной (шошонитовой) серии. Установленные особенности распределения редких рассеянных элементов и изотопные сигнатуры свидетельствуют о гетерогенности магматических источников и возможном смешении вещества, подобного IAB и OIB. Сходными признаками обладают кембрийские гранитоиды и щелочно-мафитовые интрузивы Кузнецкого Алатау, которые могли формироваться в обстановке взаимодействия надсубдукционной литосферы и мантийного плюма [Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2016в]. Следствием его наложения на аккреционно-коллизионные комплексы и непосредственного участия в магнообразовании являются вариации величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в породах габбро-монцонитовых массивов, которые отражают мультикомпонентный состав источника расплавов в комбинации материала мантии PREMA+EM и континентальной коры. Коровая контаминация отчетливо проявляется в согласованном возрастании изотопных соотношений стронция и кислорода в породах, а также присутствию древних цирконов в монцодиоритах Частайгинского массива.

Соотношение РЗЭ в наименее дифференцированных габброидах когдахского комплекса свидетельствует о вероятном происхождении первичной базитовой магмы из гранатсодержащего мантийного источника при меняющейся степени плавления перидотитового субстрата. В сходных условиях могло происходить зарождение магм OIB-типа, для которых допускается плюмовая природа.

Совокупность выявленных геохимических и изотопных признаков позволяет предполагать развитие кембро-ордовикского габбро-монцонитового магматизма Кузнецкого Алатау в аккреционно-коллизионной обстановке при активном мантийно-коровом взаимодействии с участием глубинного мантийного плюма. В отличие от субщелочных и щелочных базитов, возникших в девонскую эпоху

обширного регионального рифтогенеза, возможный источник материнской магмы располагался на более глубинном уровне стабильности гранатового перидотита.

Авторы благодарны сотрудникам Аналитического центра «Геохимия природных систем» Томского государственного университета (г. Томск), лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) и Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) за участие в исследованиях.

Работа выполнена в рамках государственных контрактов № 10, 16 с федеральным агентством Роснедра Министерства природных ресурсов РФ, при поддержке Министерства образования и науки РФ по Государственному заданию в сфере научной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Балыкин П.А. Раннепалеозойский габбро-диорит-монцитонитовый комплекс Белоюсско-Батеневского поднятия Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1977, 20 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М., Наука, 2010, 606 с. (Тр. ИГЕМ РАН (новая серия), вып. 3).

Богнибов В.И. Проявление нефелиновых пород в связи с раннепалеозойскими гранитоидами в Кузнецком Алатау // Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 49—57. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 440).

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

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибилова Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999б, т. 7, № 5, с. 28—42.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 177—202.

Владимиров В.Г., Владимир А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 488—515.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонаты Горного Алтая (комплекс Эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945—963.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутьерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014а, т. 55 (11), с. 1598—1614.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Баянова Т.Б. Возрастной диапазон циркона и источники щелочных пород Кургусульского интрузива, Кузнецкий Алатау: первые изотопные U-Pb (SHRIMP-II) и Sm-Nd-данные // ДАН, 2014б, т. 459, № 5, с. 601—606.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика, 2016а, т. 57 (3), с. 592—602.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И. Позднедокембрийский OIB-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканитов кульбюрстюгской свиты // ДАН, 2016б, т. 469, № 4, с. 457—460.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика, 2016в, т. 57 (2), с. 287—311.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1989, 404 с.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91—108.

Дистанова А.Н., Телешев А.Е. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области (особенности проявления и эволюция) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 817—832.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980, 215 с.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Токарев В.Н. Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Тез. докладов науч.-практ. конференции, Новокузнецк, 1995. Новокузнецк, 1995, с. 200—202.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конференции, 31 окт.—2 нояб. 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. Новосибирск, 2001, с. 68—72.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембрийско-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 1, вып. 3, с. 106—109.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В., Кизуб П.А. Кинематика Мартайгинского блока Кузнецко-Алатауской палеоостровной дуги в позднем венде—раннем ордовике (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (3), с. 187—201.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Киринова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 173—189.

Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 5—96.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Кривинков В.А. Базальты OIB-типа бассейна р. Ирбисту, юго-восток Горного Алтая: свидетельство HIMU-компонентов в магматическом источнике // ДАН, 2011, т. 439, № 5, с. 665—668.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1057—1079.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Избранные труды. Т. II. Новосибирск, Наука, 1989, 394 с.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 350 с.

Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10) с. 1439—1458.

Метелкин Д.В. Структурное положение островных дуг центральной части Алтае-Саянской складчатой области в кембрии по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998, 22 с.

Метелкин Д.В., Козьмин Д.Г. Палеомагнитная характеристика кембрия Батеневского кряжа: к вопросу об эволюции Кузнецко-Алатауской островной дуги на юге Сибири // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 50—66.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука, 2000, 228 с. (Труды ГИН РАН, вып. 535).

Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 259—273.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1227—1241.

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

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.

Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченко О.А., Макеев А.Ф., Серов П.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология, 2008, т. 16, № 4, с. 421—448.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Халфин С.Л. Петрология когтахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, Наука, 1965, 92 с.

Цыганков А.А., Удоратина О.В., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Кобл М.А. Раннепалеозойский базитовый магматизм Западного Забайкалья: состав, изотопный возраст (U-Pb, SHRIMP RG), источники магм, геодинамика // Петрология, 2016, т. 24, № 4, с. 396—422.

Чаплыгин И.В., Таран Ю.А., Дубинина Е.О., Шапарь В.Н., Тимофеева И.Ф. Химический состав и металлоносность магматических газов вулкана Горелый (Камчатка) // ДАН, 2015, т. 463, № 1, с. 85—89.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э. Габбро-монцодиоритовые ассоциации кембро-ордовикского этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 9. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 252—254.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневский А.В. Sm-Nd изотопные характеристики источников габбро-монцодиоритовых массивов Центральной Азии // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 11. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 268—270.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (5), с. 653—672.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция

магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000, 187 с.

Шумахер Дж.К. Оценка соотношения двух- и трехвалентного железа в амфиболах по результатам микророндовых анализов // Зап. ВМО, 1998, № 1, с. 101—109.

Bi J.H., Ge W.C., Yang H., Zhao G.C., Xu W.L., Wang Z.H. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*, 2015, v. 234/235, p. 27—46.

Boyce J.A., Nicholls I.A., Keays R.R., Hayman P.C. Variation in parental magmas of Mt Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2015, v. 169, № 11, 21 p.

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

Condie K.C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance // *Lithos*, 1989, v. 23, № 1—2, p. 1—18.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2001, 305 p.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.

Davidson J.P., Hora J.M., Garrison J.M., Dungan M.A. Crustal forensics in arc magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2005, v. 140, p. 157—170.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, v. 347, p. 662—665.

Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 347—366.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*, 2012, v. 152, p. 157—172.

Eby G.N. The *A*-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 115—134.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Mineral. Petrol.*, 2006, v. 88, № 3—4, p. 419—441.

Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // *Nature*, 2002, v. 417, p. 837—840.

Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *Canad. Miner.*, 2000, v. 38, p. 1065—1073.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskii V.V., Egorova V.V., Rudnev S.N., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // Large Igneous Province Commission, May, 2008, <http://www.largeigneousprovinces.org/08may>.

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, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier Ltd., 2003, v. 3, p. 593—659.

Klemme S., O'Neill H. StC. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 237—248.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Paleeskiy S.V. Sr-Nd isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region // Continental growth in the Phanerozoic (evidence from Central Asia). Abstracts of the Third Workshop IGCP-420. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, Department «GEO», 2001, p. 68—72.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Li S.G. Implications of ϵ_{Nd} —La/Nb, Ba/Nb, Nb/Th diagrams to mantle heterogeneity — Classification of island arc basalts and decomposition of EMII component // *Chinese J. Geochem.*, 1995, v. 14, № 2, p. 117—127.

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

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, № 1–2, p. 1–24.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 37, № 3–4, p. 215–224.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956–983.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, v. 58, p. 63–81.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325–394.

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 1, p. 113–140.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, № 1/2, p. 277–284.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier Ltd., 2003, v. 3, p. 1–64.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // *Geosci. Front.*, 2015, v. 6, p. 481–501.

Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, № 3, doi: 10.1029/2001GC000223.

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, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313–345.

Thièblemont D., Chèvremont P., Castaing C., Triboulet C., Feybesse J.L. The geotectonic discrimination of basic magmatic rocks from trace elements. Re-appraisal from a data base and application to the Pan-African belt of Togo // *Geodin. Acta*, 1994, v. 7, № 3, p. 139–157.

Tomlinson K.Y.R., Condie K.C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 2001, № 352, p. 341–358.

Wang H., Wu Y.-B., Li C.-R., Zhao T.-Y., Qin Z.-W., Zhu L.-Q., Gao S., Zheng J.-P., Liu X.-M., Zhou L., Zhang Y., Yang S.-H. Recycling of sediment into the mantle source of K-rich mafic rocks: Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence from the Fushui complex in the Qinling orogeny // *Contr. Miner. Petrol.*, 2014, v. 168, № 4, p. 1062, doi: 10.1007/s00410-014-1062-y.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B1, doi: 10.1029/2001JB000209.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 104, № 2–4, p. 381–397.

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, v. 7, p. 1–35.

Xu Y.G., Ma J.L., Frey F.A., Feigenson M.D., Liu J.F. Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // *Chem. Geol.*, 2005, v. 224, p. 247–271.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493–571.

Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature*, 1982, v. 298, № 5, p. 519–523.