

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.11:550.4

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГАББРОИДОВ КРЕСТОВСКОЙ ЗОНЫ
(Западное Прибайкалье)
КАК ОТРАЖЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НАДСУБДУКЦИОННОЙ
ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ С МАНТИЙНЫМ ПЛЮМОМ

А.В. Лавренчук^{1,2}, Е.В. Скляр^{3,4}, А.Э. Изох^{1,2}, А.Б. Котов⁵, Е.Б. Сальникова⁵,
В.С. Федоровский⁶, А.М. Мазукабзов³

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

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

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

⁴ Дальневосточный федеральный университет, 690950, Владивосток, ул. Суханова, 8, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

⁶ Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Представлены новые геохимические и изотопно-геохронологические данные по породам габброидных массивов Крестовской зоны Ольхонского композитного террейна. Массивы объединены в два комплекса: бирхинский с возрастом около 500 млн лет и усть-крестовский с возрастом около 470 млн лет. В обоих комплексах проявлено несколько фаз внедрения. Особенности петрографической структуры пород указывают на то, что становление массивов проходило в тектонически неспокойных условиях. Геохимические характеристики пород обоих комплексов свидетельствуют о сходстве с надсубдукционными базальтами, но породы усть-крестовского комплекса обогащены несовместимыми элементами по сравнению с бирхинскими. Аналогичная смена геохимических характеристик отмечена в габброидах других районов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): Юго-Восточной Тувы, Горной Шории, Западной Монголии. Предложена модель закономерной смены состава родоначальных магм при взаимодействии мантийного плюма с надсубдукционной литосферной мантией.

Базитовый магматизм, изотопный возраст, плюм-литосферное взаимодействие, источники магм, Западное Прибайкалье.

COMPOSITIONS OF GABBRO INTRUSIONS IN THE KRESTOVSKY ZONE (*western Baikal region*):
A RECORD OF PLUME–SUPRASUBDUCTION MANTLE INTERACTION

A.V. Lavrenchuk, E.V. Sklyarov, A.E. Izokh, A.B. Kotov, E.B. Sal'nikova,
V.S. Fedorovsky, and A.M. Mazukabzov

We provide new geochemical and isotope–geochronological evidence for gabbro intrusions of the Krestovsky zone in the Olkhon composite terrane. The intrusions belong to the Birkhin (~500 Ma) and Ust'-Krestovsky (~470 Ma) complexes, which underwent several pulses of magmatism. Rock structures and textures record magma crystallization in tectonically turbulent conditions. The compositions of gabbro are similar to those of subduction-related basalts, but the Ust'-Krestovsky gabbro is richer in incompatible elements than the Birkhin rocks. A similar composition trend of gabbro is observed in other areas of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB): southeastern Tuva, Gornaya Shoria, and western Mongolia. We suggest a model of regular composition changes in parental magmas during the interaction of a mantle plume with suprasubductional lithospheric mantle.

Mafic magmatism, isotopic age, plume–lithosphere interaction, magma source, western Baikal region

ВВЕДЕНИЕ

Пространственно-временное совмещение габброидных ассоциаций разной геохимической специализации характерно для различных геодинамических обстановок. Так, разные геохимические типы базальтов и габброидов близкого возраста присутствуют в некоторых офиолитовых комплексах Монголии (хантайшири, дариби и баянхонгор) [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Хаин и др., 1995; Терентьева и др., 2008]. Различные геохимические типы базальтов и габброидов типичны для островодужных систем, что определяется участием различных источников при генерации базитовых магм. В частности, на примере Кекукнайского вулканического центра на Камчатке показано одновременное проявление вулканизма, имеющего как островодужные, так и внутриплитные характеристики [Колосков и др., 2013; Перепелов, 2014]. Одновременное проявление разных геохимических типов пикритов, базальтов и габброидов свойственно многим крупным изверженным провинциям (LIP). Особенно ярко это проявляется для Эмейшаньской LIP, где в центральной ее части в рифте Панкси на первом этапе (260 млн лет) формировались низкотитанистые перидотит-габбровые интрузивы, сопровождающиеся Cu-Ni-ЭПГ оруденением и высокотитанистые ультрамафит-мафитовые ассоциации, продуктивные на Fe-Ti-V-ЭПГ [Shellnutt, 2014; Tran Trong Noa et al., 2016].

Подобное пространственно-временное совмещение габброидных ассоциаций разной геохимической специализации кембро-ордовикского возраста отмечается во многих ареалах Центрально-Азиатского складчатого пояса. В Западном Сангилене Юго-Восточной Тувы в диапазоне ранний кембрий—ордовик отмечены низкощелочная низкотитанистая троктолит-анортозит-габбровая ассоциация Правотарлашкинского массива, многофазные габбро-монцодиоритовые массивы повышенной щелочности и титанистости (Баянкольский, Эрзинский и Башкымугурский) и дайки камптонитов агардагского комплекса, характеризующиеся высокой щелочностью и титанистостью [Изох и др., 2001а,б; Шелепаев, 2006; Izokh et al., 2008; Шелепаев и др., 2011, 2012, 2013]. Аналогичные проявления отмечены и в других районах ЦАСП — в Горной Шории [Владимиров и др., 1999, 2013], в Восточном Саяне [Изох и др., 1998], в Озерной зоне Западной Монголии [Изох и др., 1990]. Содержания редких элементов в габброидах разных комплексов также существенно различаются: в низкощелочных породах отчетливо проявлены надсубдукционные метки, в то время как резкая обогащенность щелочных пород агардагского комплекса несовместимыми элементами предполагает обогащенный глубинный, вероятно, плюмовый источник магмогенерации. Причины, по которым пространственно совмещены близкие по возрасту, но различные по геохимическим характеристикам базитовые магмы или они последовательно сменяются в достаточно узком временном интервале, предполагаются разные, но однозначного обоснования пока не предложено. Одним из примеров совмещения габброидных массивов разной геохимической специфики и предположительно разной геодинамической природы является Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья. В статье мы рассмотрим интрузивные габброидные массивы Крестовской зоны Приольхонья Западного Прибайкалья, геохимические характеристики которых существенно различаются. На примере этих массивов обсуждаются механизмы, приводящие к формированию пространственно сближенных габброидов разных геохимических типов в близкое время.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых исследований 2005—2013 гг. отобрано 226 проб габброидов. На стадии петрографического изучения были описаны характерные структуры пород, особенности структурных позиций и деформаций минералов, также проведена первичная отбраковка метасоматизированных пород. Определение концентраций основных петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко, Е.Г. Колтунова, Т.В. Попова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England, аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) в соответствии с методикой [Garbe-Schonberg, 1993]. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам G-2, GSP-2, BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводилось методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволяет достичь полного растворения всех минералов. Относительная погрешность определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS не превышала 5 %.

Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований зерна циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb проводились по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON TI как в статическом, так и динамическом режимах (при помощи электронного умножителя). Для изотоп-

ных исследований использовались смешанные изотопные индикаторы ^{235}U - ^{208}Pb и ^{235}U - ^{202}Pb . Относительная погрешность определения U/Pb отношений, а также содержаний U и Pb составила 0.5 ат. %. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ PbDAT [Ludwig, 1991] и ISOPLOT [Ludwig, 1999]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обыкновенный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРОИДНЫХ МАССИВОВ

Ольхонский регион охватывает о. Ольхон и материковую прибрежную полосу, известную как Приольхонье. В геодинамическом плане территория представляет собой зону взаимодействия Сибирского кратона и Ольхонского террейна, составляющих раннепалеозойскую коллизионную систему [Федоровский и др., 1995]. В структуре Ольхонского террейна можно выделить четыре крупные единицы (рис. 1), существенно различающиеся как по набору слагающих их пород, так и по характеру деформаций, проявленных в их границах [Федоровский и др., 2015].

Зона Крестовская (Ангинская зона, по [Владимиров и др., 2008], Анга-Бугульдейка, по [Федоровский, Скляр, 2010]) протягивается вдоль побережья оз. Байкал от устья р. Бугульдейка на юго-западе до м. Орсо на северо-востоке. Больше половины площади современного эрозионного среза этой зоны сложено массивами габброидов и телами амфиболитов, рассеченными многочисленными гранитными жилами и дайками. Кроме того, присутствуют небольшие сиенитовые массивы и гнейсовые тела, гранитные массивы, а также сложнодислоцированные проявления кальцитовых и доломитовых мраморов, включая мраморный меланж [Скляр и др., 2012, 2013]. Ранее здесь выделялись ангинская серия раннего протерозоя и цаган-забинская серия позднего протерозоя [Ескин и др., 1979], однако более поздние исследования [Федоровский и др., 1995; Федоровский, Скляр, 2010] показали, что нормальных стратиграфических соотношений между породами метаморфических комплексов не сохранилось, все они были уничтожены в процессе реализации многоактных покровных и сдвиговых деформаций, сопровождавших коллизию, что заставило отказаться от попыток реставрации стратиграфии этих комплексов.

Зона Анга-Сахюрта протягивается на северо-восток от пос. Еланцы до прол. Ольхонские ворота и далее охватывает весь о. Ольхон, за исключением узкой полосы в районе м. Хобой, которую мы включаем в состав Чернорудской зоны. Преобладающая часть зоны сложена гнейсами и гранитогнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и мраморными меланжами, рассеченными многочисленными гранитными жилами и дайками [Федоровский, 2004]. Габброидные массивы немногочисленны, в центральной части зоны закартирована танханская группа массивов оливиновых и безоливиновых клинопироксенитов и габбро [Федоровский и др., 2011]. Кроме того, в строении зоны участвуют тела массив-

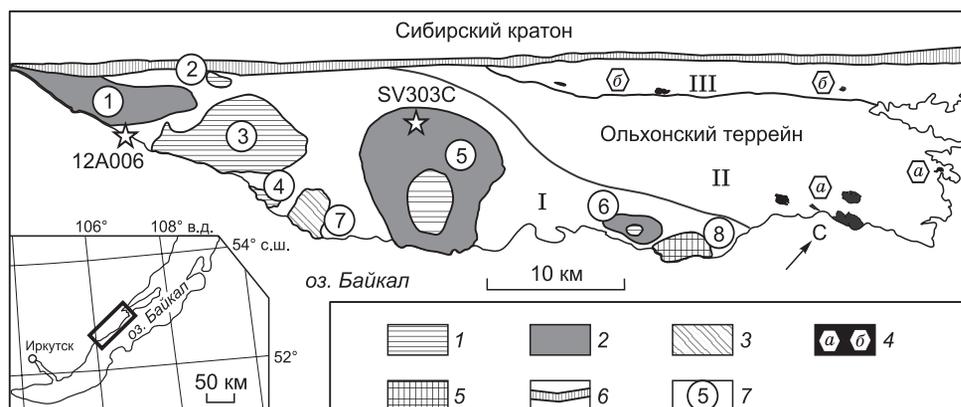


Рис. 1. Схема расположения габброидных массивов в структуре Приольхонья.

1—4 — тела габброидов: 1 — габброиды первой фазы бирхинского комплекса, 2 — габброиды второй фазы бирхинского комплекса, 3 — габброиды усть-крестовского комплекса, 4 — тела габброидов зон Анга-Сахюрта и Чернорудской: а — тела габброидов танханской группы зоны Анга-Сахюрта, б — тела скаполит-титан-фассаитовых пироксенитов чернорудского комплекса Чернорудской зоны; 5 — Тажеранский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов; б — коллизионный шов; 7 — массивы габброидов Крестовской зоны. Арабскими цифрами обозначены массивы габброидов бирхинского комплекса: 1 — Бугульдейский, 2 — Таловский, 3 — Крестовский, 4 — Бора-Елга, 5 — Бирхинский, 6 — Улан-Нурский; усть-крестовского комплекса: 7 — Усть-Крестовский, 8 — область распространения малых тел габброидов усть-крестовского комплекса, секущих сиениты Тажеранского массива. Римскими цифрами обозначены зоны: I — Крестовская, II — Анга-Сахюрта, III - Чернорудская. Звездами показаны места отбора цирконовых проб для геохронологических исследований. На врезке показано положение района исследований.

ных амфиболитов, образовавшихся предположительно по габброидам, однако первичный минеральный состав и структура пород этих тел изменены нацело.

В Чернорудской третьей зоне присутствует множество мелких проявлений скаполит-титан-фасситовых габбро и пироксенитов [Федоровский и др., 2012], магматическая природа которых до сих пор остается дискуссионной [Левицкий и др., 2011]. В четвертой зоне Зундук, занимающей северо-западное побережье прол. Малое море, базитовый магматизм не проявлен.

Принципиальные различия в вещественном составе пород и характере деформаций зон Крестовской и Анга-Сахюрта [Федоровский и др., 2015] позволяют предположить, что история их развития была различна, а совмещены они были в результате столкновения островодужного террейна и микроконтинента с образованием Ольхонского композитного террейна [Федоровский, 1997].

Большинство габброидов Крестовской зоны относятся к бирхинскому (озерскому) комплексу, породы которого слагают крупные массивы (см. рис. 1). Массивы бирхинского комплекса имеют тектонические контакты с вмещающими породами [Грудинин, Меньшагин, 1987], только в районе бухты северо-восточнее м. Цаган-Заба можно наблюдать интрузивный контакт Бирхинского массива с вмещающими ороговикованными и впоследствии амфиболизированными метавулканитами [Волкова и др., 2007]. Детальное изучение всего этого участка позволяет утверждать, что здесь сохранился «приваренный» фрагмент вмещающих толщ, тектонически сорванный позднее вместе с массивом.

Менее распространены габброиды усть-крестовского комплекса [Лавренчук и др., 2012]. Они локализованы в двух участках: в районе м. Улан-Нур и в устье пади Крестовская. В районе м. Улан-Нур габброиды усть-крестовского комплекса представлены дайками и маломощными телами трахидолеритов, секущими вмещающие сиениты Тажеранского массива [Скляр и др., 2009]. При этом в контактах трахидолеритов наблюдается зона закалки, а сами контакты пересекают трахитоидность и гнейсовидность сиенитов. В устье пади Крестовская расположен крупный Усть-Крестовский массив, который прорывает метапорфириты цаган-забинского комплекса и контактирует с гранитами Малокрестовского (Крестовского, по [Иванов, Шмакин, 1980]) массива хайдайского комплекса, контакт закрыт рыхлыми отложениями. Кроме того, несколько мелких (до 20 м в поперечнике) тел габброидов усть-крестовского комплекса отмечено в береговых скальных выходах оз. Байкал на крайнем юго-западе региона в районе пади Марта.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГАББРОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Бирхинский комплекс

В состав этого комплекса нами включены массивы Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский, Улан-Нурский, Таловский, Бора-Елга (см. рис. 1). Петротипом комплекса является Бирхинский массив, строение которого достаточно подробно описано [Грудинин, Меньшагин, 1987; Мехоношин и др., 2001, 2003; Юдин и др., 2005; Федоровский и др., 2010]. Меньшее внимание в этих работах уделено исследованию петрографической структуры и специфики вещественного состава самих пород, формирующих как Бирхинский массив, так и другие массивы, сложенные габброидами бирхинского комплекса. В строении Бирхинского массива выделены две фазы [Мехоношин и др., 2001]. Помимо Бирхинского массива породы первой фазы слагают Крестовский и Таловский массивы, массив м. Бора-Елга, а также центральную часть Улан-Нурского (см. рис. 1). Кроме того, крупный (более 150 м) ксенолит амфиболизированных плагиопироксенитов первой фазы прослеживается в береговых скалах оз. Байкал в районе бухты северо-восточнее м. Цаган-Заба в Бирхинском массиве вблизи контакта монцогаббро второй фазы с вмещающими ороговикованными метапорфиритами. Породы первой фазы бирхинского комплекса представлены дифференцированной серией от оливинных вебстеритов до анортозитов. Часто в них отмечается отчетливая ритмичная слоистость с мощностью слоев различной меланократовости от нескольких сантиметров до нескольких метров (рис. 2, *a*, *b*). Породы сильно изменены вплоть до полного замещения первичного парагенезиса, главным постмагматическим минералом является роговая обманка. На контакте зерен оливина с плагиоклазом постоянно отмечаются зональные коронитовые каймы с зональностью $Ol-Orx-Amp-(Amp+Pl)-Pl$ (рис. 3, *в*, *г*). Такие изменения свидетельствуют о тепловом воздействии на интрузивные породы габброидов второй фазы и/или последующих этапов регионального метаморфизма. Кроме того, даже в наиболее свежих разновидностях пород лейсты плагиоклаза изогнуты, чаще сломаны, по трещинам и в межзерновом пространстве развивается мелкозернистый гранулярный агрегат кислого плагиоклаза и калишпата (см. рис. 3, *a*). Изогнуты также и пластинки флогопита, изредка встречающиеся в породах первой фазы. Таким образом, в породах устанавливаются признаки как пластических, так и хрупких деформаций. Все это может свидетельствовать, во-первых, о тектонически неспокойных условиях становления пород первой фазы, во-вторых, о последующем воздействии термальных и тектонических процессов на габброиды.

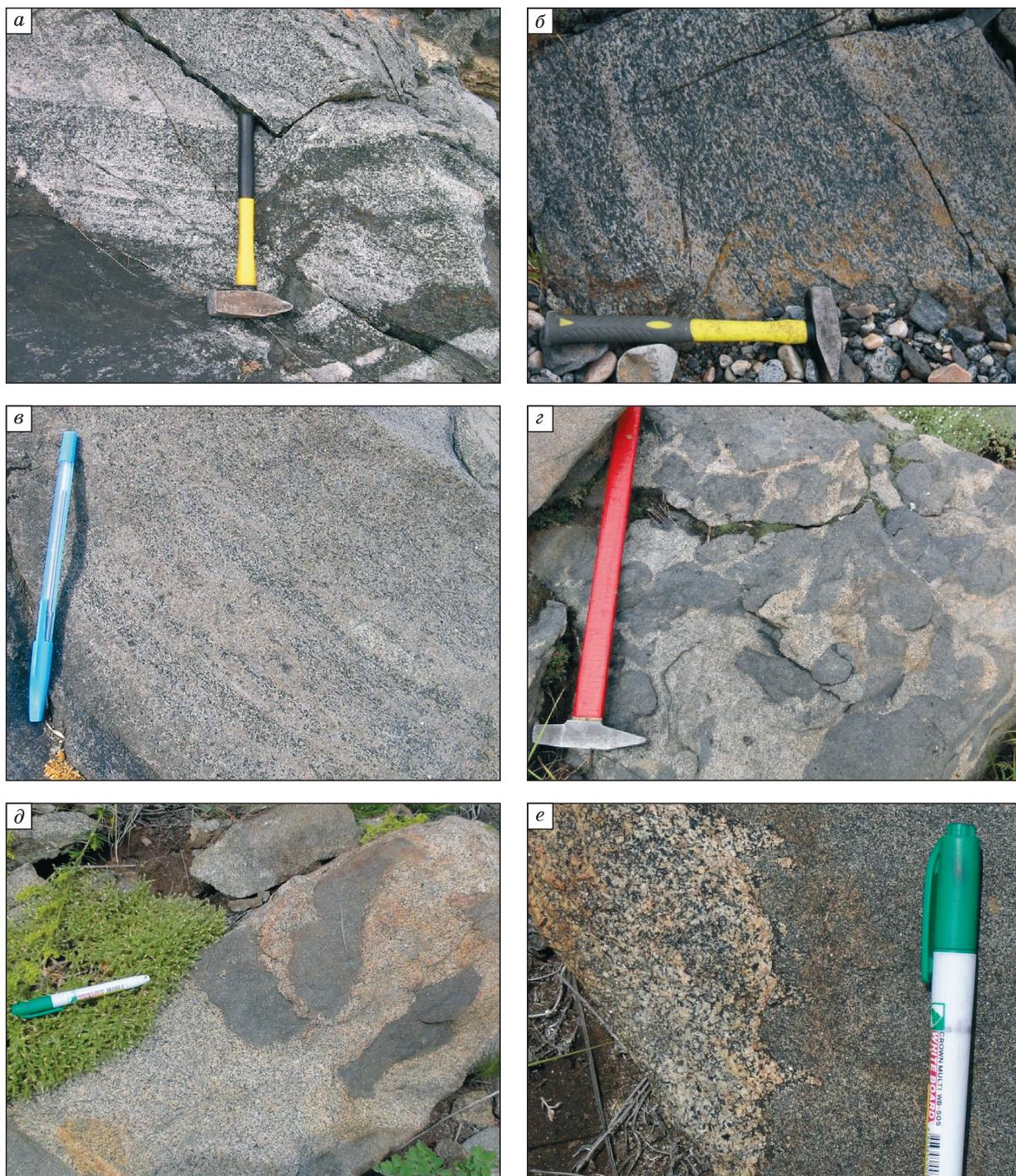


Рис. 2. Полевые фотографии обнажений.

a, б — ритмичная слоистость в породах первой фазы бирхинского комплекса, Крестовский массив (*a*: пр. 11A249В взята из меланогаббро, пр. 11A249А — из лейкогаббро, см. табл. 1); *в* — линзовидно-полосчатая текстура пород второй фазы бирхинского комплекса; *г, д* — включения мелкозернистых меланомонцогаббро в крупносреднезернистых лейкомонцогаббро в породах усть-крестовского комплекса, Усть-Крестовский массив (*г*: пр. 12A183А — лейкомонцогаббро матрикса, 12A183С — меланомонцогаббро включения; *д*: пр. 12A184А — лейкомонцогаббро матрикса, 12A184В — меланомонцогаббро включения; см. табл. 1); *е* — «фестончатый» характер границ меланократовых включений в породах усть-крестовского комплекса, Усть-Крестовский массив.

Практически все габброиды первой фазы относятся к основным породам нормального ряда щелочности (рис. 4, табл. 1). Для них характерны высокие содержания СаО и отчетливая отрицательная корреляция содержаний MgO с Al₂O₃ при их значительных вариациях (MgO = 0.5—19 мас. %, Al₂O₃ = 3—28 мас. %, см. рис. 4) без значимых корреляций СаО с MgO и Al₂O₃. Данный факт объясня-

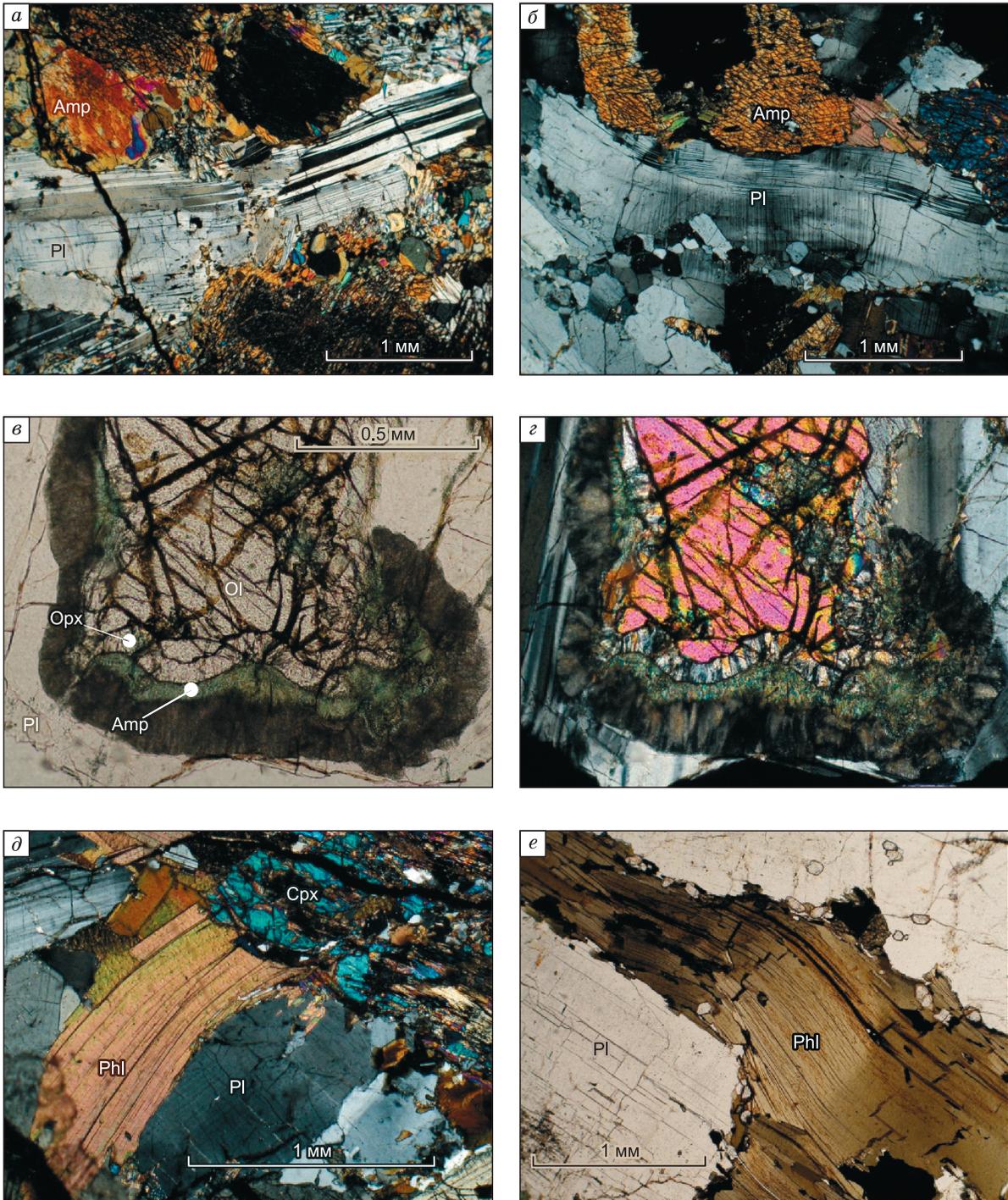


Рис. 3. Элементы структуры габброидов.

a — излом пластинки плагиоклаза в габбро Крестовского массива, николи ×; *б* — изгибание пластинки плагиоклаза в монзогаббро второй фазы Бирхинского массива, николи ×; *в, г* — коронарные структуры на контакте оливина и плагиоклаза в оливиновом габбро первой фазы Бирхинского массива (*в* — проходящий свет, *г* — николи ×); *д* — изгибание пластинки флогопита в монзогаббро второй фазы Бирхинского массива, николи ×; *е* — изгибание пластинки флогопита в лейкомонзогаббро Усть-Крестовского массива, проходящий свет.

ется тем, что главными породообразующими минералами являются клинопироксен и основной плагиоклаз при подчиненных количествах оливина и ортопироксена. Максимальные вариации цветового индекса и, соответственно, содержания Al_2O_3 и MgO наблюдаются в породах Крестовского массива — наиболее крупного тела, сложенного породами первой фазы, в котором лучше всего проявлена ритмич-

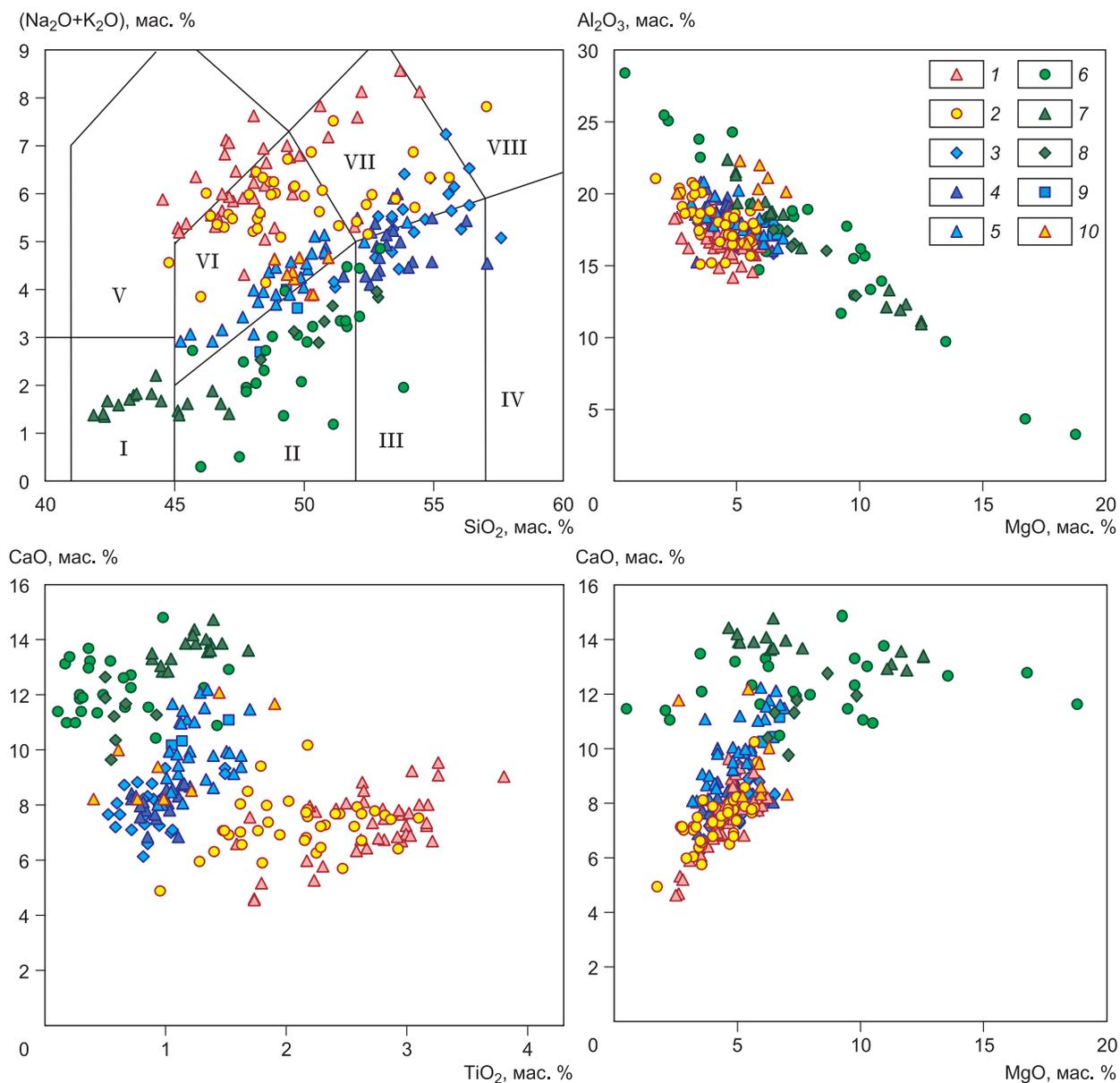


Рис. 4. Вариационные петрохимические диаграммы для габброидов Крестовской зоны.

1, 2 — габброиды усть-крестовского комплекса: 1 — трахидолериты Тажеранского массива, 2 — монцогаббро Усть-Крестовского массива; 3—5 — габброиды второй фазы бирхинского комплекса: 3 — Бирхинский, 4 — Бугульдейский, 5 — Улан-Нурский массивы; 6—10 — габброиды первой фазы бирхинского комплекса: 6 — Крестовский, 7 — Улан-Нурский, 8 — Бирхинский, 9 — Таловский массивы, 10 — массив м. Бора-Елга. Поля пород на классификационной TAS-диаграмме проведены по [Middlemost, 1994]: I — перидотиты, II — габбро, III — габбродиориты, IV — диориты, V — фельдшпатоидные габбро, VI — монцогаббро, VII — монцодиориты, VIII — монцониты.

ная слоистость. Содержание оксида титана в большинстве пород варьирует в интервале 0.8—1.3 мас. %, реже выше, но не превышает 2 мас. %. Оливиновые габбронориты центральной части Улан-Нурского массива отличаются пониженным содержанием кремнезема и повышенной железистостью, а оливиновые габбро массива Бора-Елга содержат меньше CaO.

Породы первой фазы бирхинского комплекса характеризуются минимальными содержаниями РЗЭ (рис. 5, см. табл. 1), при этом для пироксенитов характерны пологие спектры $((La/Yb)_n = 1.5—4)$ без значимых аномалий, для лейкогаббро и анортозитов более крутые спектры $((La/Yb)_n$ до 8) и выраженная положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^* до 3.5), что объясняется присутствием в лейкократовых породах большого количества основного плагиоклаза. При этом породы Крестовского массива имеют

более низкие содержания РЗЭ, чем породы первой фазы в пределах Таловского, Бирхинского и Улан-Нурского массивов. На мультиэлементных диаграммах хорошо проявлены отрицательная Ta-Nb и положительная Sr аномалии, что типично для базальтов надсубдукционных комплексов [Rollinson, 1993; Иванов и др., 2008].

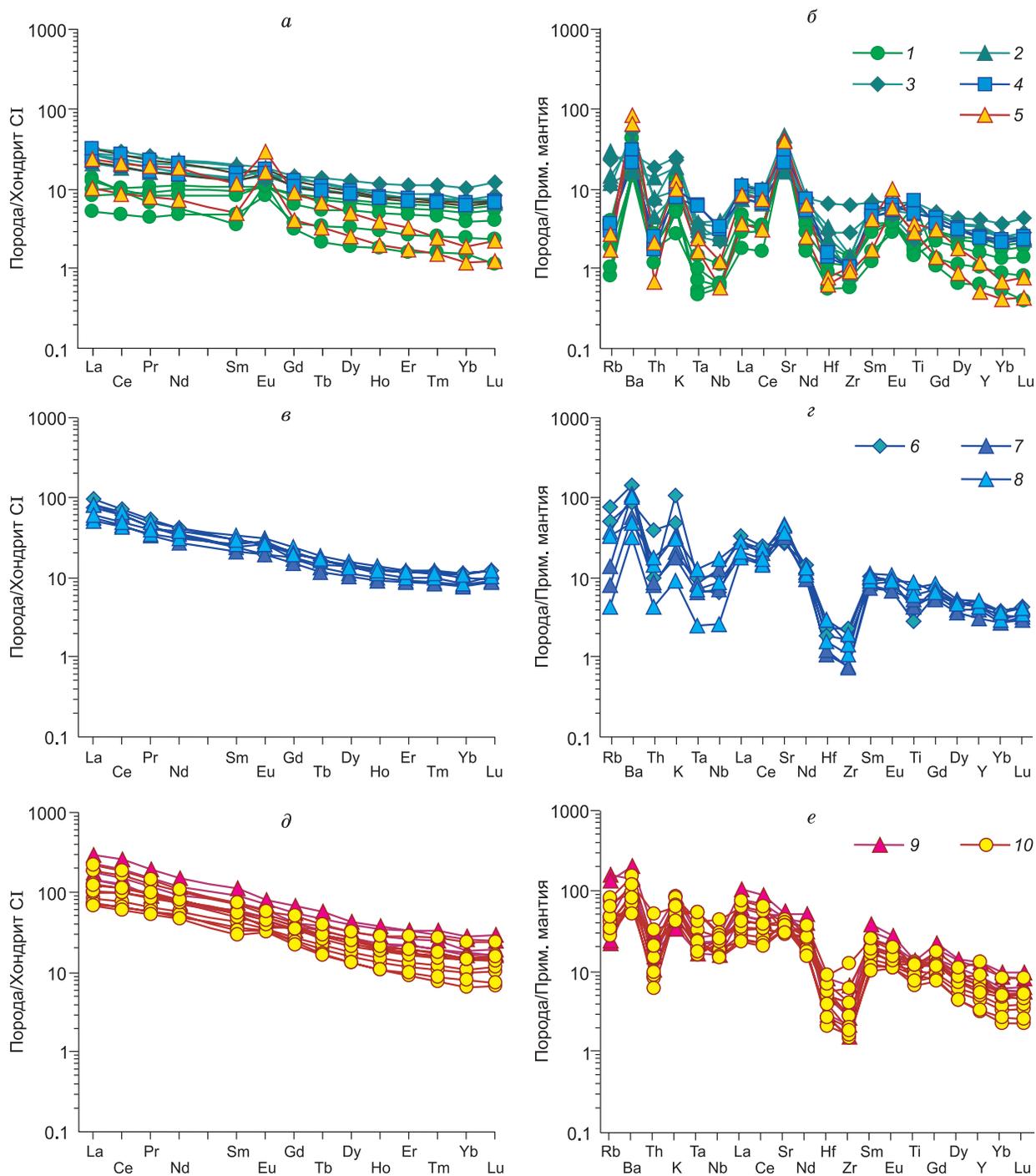


Рис. 5. Спектры нормированных содержаний редких и редкоземельных элементов в габброидах Крестовской зоны.

а, б — габброиды первой фазы бирхинского комплекса: *1* — Крестовский, *2* — Улан-Нурский, *3* — Бирхинский, *4* — Таловский массивы, *5* — массив м. Бора-Елга; *в, з* — габброиды второй фазы бирхинского комплекса: *6* — Бирхинский, *7* — Бугульдейский, *8* — Улан-Нурского массивы; *д, е* — габброиды усть-крестовского комплекса: *9* — трахидолериты Тажеранского, *10* — монцогаббро Усть-Крестовского массивов. Редкоземельные элементы (*а, в, д*) нормированы на хондрит CI, по [Sun, McDonough, 1989], редкие элементы (*б, з, е*) нормированы на примитивную мантию, по [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/г) элементов в габброидах Крестовской зоны Ольхонского района

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	11A249A ¹	11A249B ¹	SE434B	SE435A	11A109	12A013	12A010	SE2255	SE2257	11A199	11A191	06A158	05A070	06A147	11A244	SE424D	SE445A	06A167
SiO ₂	47.79	45.68	48.16	48.57	51.71	50.29	49.36	49.79	48.35	50.57	52.83	43.51	45.12	42.82	55.53	54.74	52.59	54.98
TiO ₂	0.36	1.32	0.38	0.31	0.44	0.6	0.77	1.06	1.53	0.5	0.58	1.47	1.04	1.34	0.85	0.62	1.13	0.92
Al ₂ O ₃	13.77	19.19	15.35	18.8	25.4	21.03	20.04	17.95	17	12.8	18.3	19.32	10.85	19.35	17.08	16.7	17.95	18.7
Fe ₂ O ₃	1.36	4.06	1.55	1.62	0.65	1.18	1.65	4.04	2.83	1.21	1.16	5.69	3.84	5.42	1.91	2.27	3.86	3.48
FeO	7.31	7.19	6.66	6.07	3.26	4.94	6.37	5.46	8.01	9.37	6.01	7.02	9.2	7.16	5.4	5.7	5.7	3.98
MnO	0.16	0.11	0.17	0.14	0.04	0.07	0.12	0.17	0.16	0.19	0.12	0.14	0.21	0.12	0.12	0.13	0.15	0.14
MgO	10.88	5.54	9.72	7.9	2.05	6.21	6.96	5.98	6.65	9.79	6.17	5.61	12.48	6.11	3.54	4.74	4.88	3.92
CaO	13.78	12.34	13.35	12	11.42	10.09	8.32	10.27	11.18	12.02	10.45	13.98	13.44	14.13	6.65	7.76	8.81	7.6
Na ₂ O	1.79	2.59	1.98	2.59	4.1	3.63	3.95	3.33	2.48	2.19	3.3	1.58	0.95	1.35	4.13	4.02	3.59	4.89
K ₂ O	0.18	0.16	0.08	0.15	0.39	0.3	0.38	0.33	0.23	0.74	0.67	0.28	0.55	0.26	3.14	1.46	0.53	0.63
P ₂ O ₅	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.03	0.04	0.32	0.23	0.08	0.06	0.08	0.1	0.06	0.06	0.28	0.28	0.25	0.23
H ₂ O ⁻	0.02	0.06	0.19	0.14	0.12	0.06	0.05	0.03	0.02	0.1	0.03	0.15	0.17	0.22	0.03	0.08	0.09	0.08
П.л.п.	1.45	1.21	2.43	2	0.69	0.56	0.71	1.23	1.26	0.68	0.56	1.28	2.37	1.46	0.92	1.68	0.55	0.55
Сумма	99.81	100.21	100.02	100.29	100.38	99.57	99.83	100.15	99.78	100.22	100.26	100.12	100.28	100.02	99.87	100.22	100.08	100.1
CO ₂	0.85	0.66	Не обн.	Не обн.	0.08	0.56	0.85	0.31	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Не обн.	0.22	0.13	Не обн.	Не обн.	Н.п.о.
Rb	1.2	0.5	0.7	2.3	2.5	1.1	1.7	1.8	2.3	14.3	6.9	9.1	18.6	7.4	48.4	31.4	5	8.6
Sr	468	660	551	750	752	825	839	595	433	380	572	980	345	808	553	594	655	948
Cs	0.16	0.07	0.28	0.07	0.15	0.04	0.14	1.19	0.23	0.43	0.19	0.1	0.58	0.26	0.38	1.54	0.21	0.27
Ba	106	99	122	145	299	444	574	209	143	184	356	255	122	114	1006	589	396	752
La	2.3	1.2	1.9	3	3.2	2.4	5.6	7.4	5.2	7.5	6.2	6.7	6.5	5	22.2	17.7	13.2	18.9
Ce	6.2	2.9	5.2	5.9	5.8	5.3	12.9	16.8	11.6	17.6	13.2	15.9	14.6	11.2	44	36.1	26.9	36
Pr	0.99	0.43	0.87	0.78	0.65	0.74	1.81	2.2	1.52	2.44	1.77	2.31	2.02	1.54	5.1	4.13	3.21	4.09
Nd	5.1	2.2	4.6	3.8	2.6	3.4	8.5	9.9	7	10.4	7.7	10.6	9.2	7.2	19.3	15.3	12.7	16
Sm	1.62	0.73	1.43	1.26	0.55	0.76	1.79	2.35	1.94	2.99	2.1	3.12	2.69	2	4.53	3.59	3.24	3.7
Eu	0.62	0.48	0.63	0.64	0.67	0.95	1.66	1.03	0.89	0.78	0.99	1.08	0.89	0.84	1.52	1.13	1.11	1.47
Gd	1.78	0.78	1.68	1.32	0.65	0.83	1.84	2.59	2.19	2.95	2.13	2.95	2.69	2.27	4.28	3.58	3.07	3.5
Tb	0.3	0.13	0.28	0.2	0.08	0.12	0.25	0.4	0.35	0.51	0.35	0.44	0.44	0.36	0.61	0.54	0.44	0.49
Dy	1.85	0.82	1.71	1.36	0.48	0.65	1.28	2.37	2.21	3.16	2.2	2.51	2.65	2.16	3.62	3.46	2.63	2.87
Ho	0.38	0.17	0.36	0.28	0.1	0.11	0.22	0.45	0.43	0.67	0.47	0.49	0.53	0.45	0.7	0.7	0.52	0.55
Er	1.05	0.45	0.92	0.8	0.27	0.28	0.53	1.26	1.18	1.81	1.25	1.28	1.42	1.28	1.91	1.92	1.41	1.49
Tm	0.16	0.07	0.14	0.12	0.04	0.04	0.06	0.18	0.17	0.29	0.19	0.19	0.22	0.18	0.29	0.29	0.21	0.22
Yb	0.96	0.42	0.85	0.65	0.26	0.21	0.33	1.14	1.05	1.76	1.22	1.13	1.22	1.14	1.85	1.67	1.32	1.35
Lu	0.16	0.06	0.14	0.1	0.03	0.03	0.06	0.18	0.17	0.31	0.21	0.18	0.18	0.17	0.31	0.23	0.22	0.23
Y	11	4.7	9.6	7.2	2.9	2.3	5.3	11.5	10.8	18.8	13.1	15.3	15.5	11.9	20.4	19.3	14.1	18.1
Zr	15.6	8.3	12.8	12	6.4	10.1	11.4	11.4	11.7	68	31.1	15.7	15.8	9.9	25.9	17.9	8.4	8.5
Hf	0.58	0.28	0.51	0.35	0.17	0.2	0.24	0.43	0.48	2.02	0.87	0.72	1.03	0.68	0.72	0.57	0.37	0.33
Ta	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.07	0.1	0.25	0.24	0.15	0.1	0.15	0.14	0.11	0.4	0.28	0.26	0.34
Nb	0.5	0.4	0.4	0.4	0.8	0.4	0.9	2.1	2.4	2.4	1.6	2.8	1.7	2	7.4	4.6	5.1	9.1
Pb	0.22	0.21	0.09	0.99	2.18	0.89	0.84	2.65	1.66	2.72	3.49	1.38	2.62	1.02	10.18	5.93	4.14	5.37
Th	0.15	0.1	0.15	0.17	0.22	0.06	0.18	0.15	0.21	1.53	0.6	0.64	1.18	0.38	0.85	3.35	0.73	0.68
U	0.03	Н.п.о.	0.01	0.08	0.07	0.03	0.09	0.09	0.35	1.02	0.31	0.4	0.53	0.23	0.54	1.54	0.35	0.31

Компо- нент	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	05A064	05A080	05A053	SE406A	SE722	SE406B	SE409B	SE719A	11A182D	11A181	SE1503C	10A004A	SE1505F	11A186	12A183A ²	12A183C ³	12A184A ³	12A184B ³
SiO ₂	45.59	49.07	50.15	46.56	47.69	47.25	52.11	47.01	50.32	52.1	52.5	48.15	50.74	47.28	49.69	46.96	52.67	46.68
TiO ₂	1.28	1.87	1.56	2.64	2.63	2.93	2.23	2.99	2.25	1.63	1.63	2.87	2.63	2.17	1.95	2.6	1.48	2.74
Al ₂ O ₃	18.1	16.75	17.3	16.45	16.45	16.15	20	16.5	18.1	19.85	16.35	16.55	15.04	17.8	19.66	18.28	20.3	18.59
Fe ₂ O ₃	6.67	3.55	3.94	3.64	5.4	4.9	2.01	2.89	1.88	2.31	2.26	2.78	3.19	2.16	4.05	3.38	2.66	4.38
FeO	4.97	6.65	7.02	8.45	7.23	7.5	5.93	8.68	8.55	6.16	6.66	8.56	8.61	9.2	6.59	8.74	5.72	8.28
MnO	0.2	0.17	0.19	0.16	0.18	0.16	0.1	0.21	0.15	0.11	0.15	0.16	0.2	0.15	0.12	0.17	0.12	0.16
MgO	6.48	6	4.77	6.13	4.69	5.22	2.58	3.86	3.38	3.29	4.83	4.31	3.97	5.65	3.16	4.63	2.64	3.95
CaO	12.2	11.18	9.24	8.2	8.94	7.89	5.31	7.33	6.33	7.08	8.1	7.52	6.75	7.8	7	8	7.11	7.85
Na ₂ O	2.83	2.92	3.48	4	3.29	4.08	5.8	4.52	4.43	4	3.9	3.94	4.17	3.56	4.14	3.57	4.7	3.83
K ₂ O	0.27	0.89	0.98	1.33	1.05	1.79	1.82	2.62	2.44	1.43	1.26	2.53	1.9	1.93	2.04	1.73	1.29	1.55
P ₂ O ₅	0.42	0.33	0.41	0.7	0.62	0.87	0.55	1.37	0.87	0.44	0.56	0.64	0.88	0.51	0.72	0.61	0.48	0.63
H ₂ O ⁻	0.02	0.08	0.16	0.15	0.14	0.16	0.07	0.14	0.04	0.1	0.06	0.07	0.1	0.13	0.06	0.06	0.05	0.07
П.пл.	0.55	1.01	1.04	1.77	1.53	1.26	1.31	1.46	1.41	1.43	1.39	1.48	1.29	1.55	1.11	1.69	1.18	1.33
Сумма	99.58	100.47	100.24	100.23	99.84	100.23	99.9	99.73	100.15	99.93	99.91	99.91	99.81	100.23	100.4	100.42	100.39	100.12
CO ₂	He обн.	0.11	He обн.	He обн.	0.11	0.18	0.18	0.34	0.11	He обн.	He обн.	0.08						
Rb	2.7	20.5	23.2	14.1	15.3	28.8	100.2	86.5	51.9	27.8	30	47	40.3	30.8	26.2	20.2	17.7	21.4
Sr	910	751	775	1125	1206	1033	985	1081	853	914	775	882	645	787	715	600	724	634
Cs	0.12	0.59	0.52	0.53	0.5	0.66	9.47	9.77	0.43	0.38	0.67	0.46	0.9	0.42	0.3	0.21	0.28	0.19
Ba	219	333	697	676	619	1037	995	1429	1086	596	366	642	820	411	679	498	486	585
La	11.8	14	19	34.8	34.6	41.7	54.1	71.2	43.9	16.5	28.8	30.2	52.1	19.8	17.3	23	16.2	24
Ce	25.8	29.4	39.5	76.9	73.4	92.4	121	157.1	98.2	39.6	69.4	69	113.9	46.7	40.4	60.6	36.9	59.8
Pr	3.3	3.76	4.51	8.71	8.53	10.9	14.04	18.31	12.31	5.4	9.22	8.96	13.61	6.2	5.4	8.45	4.91	8.07
Nd	14.4	17.4	18.8	34.7	33	43.4	54.7	70.4	48	22.8	36.7	36.6	49.6	26.4	24.1	37.5	21.3	35
Sm	3.94	4.45	4.97	9.05	8.42	11.18	13.98	17.05	10.79	5.61	8.57	8.92	11.23	6.45	5.09	7.98	4.5	7.34
Eu	1.59	1.51	1.78	2.87	2.57	3.45	4.07	4.61	3.07	1.9	2.62	2.79	3.34	2.05	1.94	2.1	1.85	2.28
Gd	4.15	3.91	4.91	7.73	6.9	8.55	11.24	13.71	8.55	5.11	6.96	7.69	10.31	5.63	4.82	7.45	4.49	7.09
Tb	0.61	0.62	0.69	1.25	1.04	1.42	1.74	2.11	1.25	0.73	1.08	1.11	1.47	0.81	0.63	1.03	0.61	0.98
Dy	3.54	3.39	3.93	6.85	6.42	8.09	10	10.67	6.91	4.03	6.26	6.21	8.05	4.53	3.32	5.66	3.33	5.34
Ho	0.64	0.7	0.79	1.3	1.2	1.58	1.93	2.11	1.2	0.75	1.18	1.12	1.61	0.83	0.59	1.08	0.61	1.03
Er	1.62	1.92	2.04	3.65	3.56	4.27	5.43	5.56	3.12	1.89	3.16	2.88	4.59	2.14	1.49	2.82	1.59	2.74
Tm	0.24	0.29	0.31	0.5	0.49	0.62	0.75	0.86	0.43	0.27	0.44	0.4	0.68	0.3	0.19	0.41	0.22	0.38
Yb	1.42	1.78	1.87	2.97	2.79	3.06	4.3	4.8	2.55	1.63	2.48	2.4	4.06	1.84	1.11	2.57	1.34	2.43
Lu	0.26	0.31	0.31	0.42	0.42	0.48	0.62	0.73	0.41	0.26	0.39	0.38	0.61	0.29	0.17	0.38	0.19	0.34
Y	19.4	23.3	23.4	33.3	30.1	40	50.5	59.7	33.8	20.4	40.4	30.6	59	23	14.2	26.7	15.2	24.9
Zr	16.4	21.3	11.9	75.4	29.7	17.3	45.8	25	69.3	17	44.8	46.7	141.2	31	18.2	31.5	22.4	21
Hf	0.91	0.9	0.48	2.56	1.49	0.84	1.53	0.91	1.73	0.84	2.14	1.54	2.81	1.57	0.66	1.78	0.82	1.21
Ta	0.1	0.29	0.51	0.91	0.7	0.93	0.96	1.1	1.76	0.78	0.66	1.33	0.73	0.81	1.01	2.23	0.96	2.24

Nb	1.9	6	12.1	15.8	11.5	17.8	16	20.7	31.4	13.5	16.7	18.7	18.4	13.1	11.2	21.6	10.8	20
Pb	1.9	4.05	4.47	4.82	5.53	5.94	7.94	10.2	5.14	3.47	10.9	4.19	13.19	2.76	3.37	2.67	3.6	2.7
Th	0.36	1.5	1.2	1.94	1.5	0.9	1.3	2.52	1.79	1.83	2.77	1.28	4.5	0.72	0.77	0.53	1.77	0.84
U	0.25	0.65	0.58	0.89	0.86	0.73	0.74	1.7	0.79	0.49	1	0.55	1.46	0.26	0.36	0.33	0.62	0.56

Примечания: 1—14 — габброиды первой фазы бирхинского комплекса: 1—5 — Крестовский массив, 6, 7 — массив м. Бора-Елга, 8, 9 — Таловский массив, 10, 11 — Бирхинский массив, 12—14 — Улан-Нурский массив; 15—21 — габброиды второй фазы бирхинского комплекса: 15, 16 — Бирхинский массив, 17, 18 — Бугульдейский массив, 19—21 — Улан-Нурский массив; 22—36 — габброиды усть-крестовского комплекса: 22—26 — трахидолериты Тажеранского участка, 27—36 — монцогабброиды Усть-Крестовского массива. Не опр. — не определялось, Н.п.о. — ниже предела обнаружения.

¹ Пробы из сближенных ритмов Крестовского массива: 11А249А — меланогаббро, 11А249В — лейкогабро, пробоотбор из обнажения, показанного на рис. 2, а.
^{2,3} Пробы из зоны, насыщенной включениями меланократовых монцогаббро в лейкократовых монцогаббро Усть-Крестовского массива: 12А183А — лейкомонцогаббро матрикса, 12А183С — меланомонцогаббро включения, пробоотбор из обнажения, показанного на рис. 2, в; 12А184А — лейкомонцогаббро, 12А184В — меланомонцогаббро включения, пробоотбор из обнажения, показанного на рис. 2, д.

Породы второй фазы бирхинского комплекса слагают Бугульдейский массив и основную часть Бирхинского и Улан-Нурского массивов (см. рис. 1). Они представлены оливиновыми и безоливиновыми габбро, монцогаббро, монцогабброноритами, монцодиоритами. В породах второй фазы иногда отмечаются слабоконтрастные линзовидно-полосчатые текстуры с мощностью полос до нескольких сантиметров. В габброидах постоянно присутствует флогопит, пластинки которого часто изогнуты (см. рис. 3, д) и иногда образуют скопления. Лейсты плагиоклаза также изогнуты (см. рис. 3, б), в скрещенных николях наблюдается обильное погасание, что свидетельствует о тектонически беспокойных условиях кристаллизации магмы. В лейкогабро и монцодиоритах заметную роль играет калишпат, в интерстициях иногда появляется кварц. На границах с кварцем в калишпате встречаются мирмекитоподобные структуры. Степень вторичного изменения габброидов нарастает при приближении к внешним границам массивов, где наблюдается чередование амфиболизированных массивных габбро и метагабро с полосчатыми амфиболитами, сходными по химическому составу с габбро. Изменениям в первую очередь подвергаются темноцветные минералы, которые замещаются зеленой роговой обманкой. Фактически границы массивов представляют собой зоны перехода от габбро к амфиболитам мощностью до нескольких десятков метров, с чередованием массивных, часто амфиболизированных габбро и амфиболитов, при этом сланцеватость амфиболитов конформна простиранию контактовой зоны. В амфиболитах иногда отмечаются реликтовые будинообразные участки слабоамфиболизированных габбро. Все это свидетельствует о том, что амфиболиты, окружающие габброидные массивы бирхинского комплекса, развивались по этим габброидам, а не служили вмещающими породами габброидных массивов.

Фигуративные точки пород второй фазы на диаграмме кремнезем—сумма щелочей (см. рис. 4) располагаются вдоль линии, разделяющей породы нормального и субщелочного ряда. Для них характерны небольшие вариации содержания оксидов магния (3—9 мас. %), кальция (6—13 мас. %) и алюминия (14—20 мас. %). Отмечается слабая положительная корреляция MgO с CaO. Содержания оксида титана, как и в породах первой фазы, не превышают 2 мас. %.

В геохимическом плане габброиды второй фазы бирхинского комплекса отличаются от пород первой фазы повышенными содержаниями несовместимых элементов (см. рис. 5). Редкоземельные спектры более крутые $((La/Yb)_n = 5—9.5)$ без значительных аномалий даже в лейкократовых разностях. Так же, как и для пород первой фазы, на мультиэлементных диаграммах проявлены отрицательные Ta-Nb и Zr-Hf аномалии. Положительная стронциевая аномалия выражена слабее, поскольку содержания стронция в породах первой и второй фаз близки, в то время как содержания легких редких земель в породах второй фазы в два раза выше их содержания в породах первой фазы.

Возраст габброидов первой фазы бирхинского комплекса по данным $^{40}Ar-^{39}Ar$ метода составляет 500.2 ± 3.4 млн лет [Юдин и др., 2005]. Однако следует отметить, что эта оценка возраста получена для паргасита оливиновых габбро первой фазы бирхинского массива, которые окружены кольцом пород второй фазы. Кроме того, в этих породах развиты коронитовые структуры вокруг зерен оливина, что свидетельствует о постмагматических высокотемпературных преобразованиях пород. В связи с этим по-

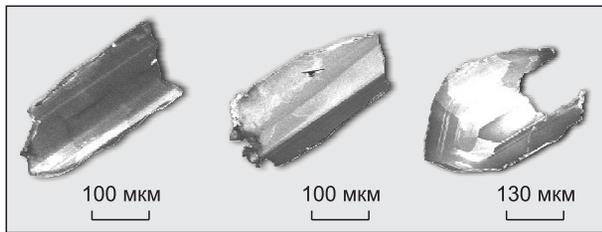


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из монцогаббро второй фазы Бирхинского массива (пр. SV303С), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме катодоллюминесценции.

лученная ^{40}Ar - ^{39}Ar методом оценка возраста может интерпретироваться и как время температурного воздействия пород второй фазы на породы первой фазы. Другие данные о возрасте пород первой фазы комплекса отсутствуют.

Для определения возраста Бирхинского массива использована проба (SV303С) монцогаббро его второй фазы, отобранная из карьера Нарин-Кунта (см. рис. 1). Химический состав пр. SV303С (мас. %): SiO_2 — 51.16, TiO_2 — 1.49, Al_2O_3 — 16.35, Fe_2O_3 — 2.92, FeO — 8.11, MnO — 0.2, MgO — 4.99, CaO — 9.22, Na_2O — 3.23, K_2O — 0.97, P_2O_5 — 0.4, H_2O — 0.03, п.п.п. — 1.4, сумма — 100.47. Акцессорный циркон, выделенный из монцогаббро, представлен прозрачными и полупрозрачными субидiomорфными кристаллами светло-желтого цвета призматического габитуса. Внутреннее строение кристаллов характеризуется хорошо проявленной осцилляторной зональностью (рис. 6).

U-Pb геохронологические исследования проведены для наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций 100—150 и >150 мкм (табл. 2). Циркон из размерной фракции >150 мкм был подвергнут предварительной кислотной обработке в течение 4 ч [Mattinson, 1994] (№ 2, см. табл. 2). Как видно на рис. 7, точки изотопного состава циркона располагаются практически на конкордии. Среднее значение его возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 499 ± 2 млн лет (СКВО=0.1), а конкордантный возраст циркона из размерной фракции >150 мкм (№ 2, 3; см. табл. 2) — 496 ± 2 млн лет (СКВО=2.0, вероятность конкордантности 0.16). Морфологические особенности изученного циркона, и в том числе хорошо проявленная осцилляторная зональность, указывают на его магматическое происхождение. Это позволяет рассматривать полученную для него оценку возраста 499 ± 2 млн лет в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации монцогаббро второй фазы Бирхинского массива. В пределах погрешности она совпадает с оценкой возраста паргасита из оливинного габбро первой фазы Бирхинского массива [Юдин и др., 2005].

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из монцогаббро второй фазы Бирхинского массива и кварцевого монцогаббро усть-крестовского комплекса

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb	U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Монцогаббро первой фазы Бирхинского массива (пр. SV303С)													
1	100—150	0.15	38.6	487	21579	0.0572 ± 1	1.1081 ± 1	0.6242 ± 9	0.0792 ± 1	0.81	492 ± 1	491 ± 1	498 ± 1
2	>150, кисл. обр. = 4	—	U/Pb=12.37		2491	0.0572 ± 1	0.9589 ± 1	0.6283 ± 9	0.0797 ± 1	0.85	495 ± 1	494 ± 1	498 ± 2
3	>150	0.62	29.5	372	30416	0.0572 ± 1	0.9859 ± 2	0.6303 ± 8	0.0799 ± 1	0.96	497 ± 1	496 ± 1	499 ± 1
Кварцевое монцогаббро усть-крестовского комплекса (пр. 12А006)													
4	100—150, 50 зер.	0.43	43.6	589	12633	0.0563 ± 1	0.1340 ± 1	0.5594 ± 11	0.0720 ± 1	0.79	451 ± 1	448 ± 1	465 ± 2
5	85—100, 30 зер.	0.39	86.6	1136	1727	0.0564 ± 1	0.1267 ± 1	0.5627 ± 11	0.0723 ± 1	0.88	453 ± 1	450 ± 1	469 ± 2
6	100—150, кисл. обр = 2	—	U/Pb=13.9		1736	0.0566 ± 1	0.0777 ± 2	0.5653 ± 23	0.0725 ± 1	0.82	455 ± 2	451 ± 1	474 ± 5
7	100—150, A = 20 %	0.50	37.2	502	8024	0.0564 ± 1	0.1429 ± 1	0.5575 ± 10	0.0716 ± 1	0.92	450 ± 1	446 ± 1	470 ± 1

Примечание. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Прочерк — навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 4 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (ч), A = 20 % — количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

*Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обыкновенный свинец.

Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из монцогаббро второй фазы Бирхинского массива (пр. SV303C).

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

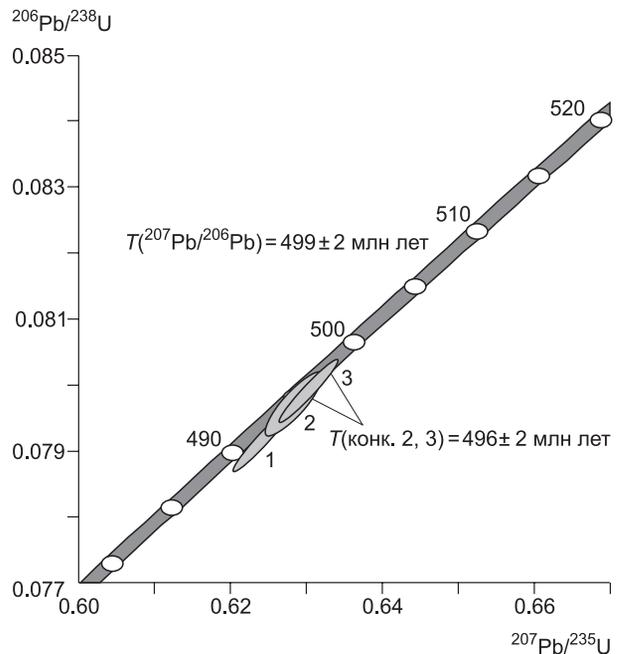
Усть-крестовский комплекс

В ходе проведения крупномасштабных геолого-съёмочных работ 2005—2012 гг. [Федоровский и др., 2009; Скляров и др., 2009, 2012; Лавренчук и др., 2012] в Крестовской зоне были обнаружены интрузии субщелочных габброидов, существенно отличающихся по химическому составу от монцогаббро бирхинского комплекса. Эти интрузии объединены нами в усть-крестовский трахидолерит-монцогаббро-сиенитовый комплекс.

Наиболее крупный массив комплекса расположен на берегу оз. Байкал в устье пади Крестовская и назван Усть-Крестовским (см. рис. 1). В плане массив субизометричный неправильной формы с размерами до 3.5 км в поперечнике. Часто в габброидах массива наблюдаются включения меланократовых мелкозернистых монцогаббро в матриксе лейкократовых средне- и крупнозернистых монцогаббро (см. рис. 2, з, д). Неправильная форма и «фестончатые» границы таких включений (см. рис. 2, е) позволяют сделать вывод, что включения представляют собой не ксенолиты, а продукты кристаллизации дезинтегрированных фрагментов магмы, внедрившейся в еще не застывший матрикс с образованием минглинг-структур, что свидетельствует о неодновременном внедрении субщелочной магмы в процессе становления интрузии. Иногда такой минглинг проявляется в чередовании лейкократовых и меланократовых слоев толщиной от первых сантиметров до метра без зон закалки и с апофизами одних пород в других.

Породы массива варьируют по соотношению калиевого и мафического минералов от монцогаббро и кварцсодержащих монцогаббро до кварцевых сиенитов. Плаггиоклаз образует изометричные или таблитчатые кристаллы, в некоторых разновидностях лейсты плаггиоклаза субпараллельно ориентированы. Пироксены практически полностью замещены роговой обманкой, лишь в единичных образцах в центре скоплений кристаллов амфибола сохраняются резорбированные реликты зерен клинопироксена. В породах постоянно присутствует флогопит, при этом соотношение роговой обманки и флогопита варьирует в зависимости от общего цветового индекса породы: в меланократовых разновидностях преобладает роговая обманка, в лейкократовых — флогопит, в некоторых кварцевых сиенитах отмечаются лишь единичные мелкие зерна амфибола. Лейсты плаггиоклаза и пластинки флогопита иногда изогнуты и надломлены, что может свидетельствовать о кристаллизации пород в процессе тектонических движений (см. рис. 3, д, е). Содержание титаномагнетита, как и содержания амфибола и флогопита, коррелирует с цветовым индексом пород от единичных зерен в кварцевых сиенитах до 10% в меланомонцогаббро. Калишпат появляется только в сиенитах. Кварц присутствует в интерстициях в кварцсодержащих монцогаббро и кварцевых сиенитах. Несколько мелких тел, сложенных аналогичными породами, были обнаружены в береговых скалах оз. Байкал в 7 км юго-западнее массива в районе пади Марта. В них также наблюдаются включения меланократовых монцогаббро в более лейкократовых.

Близкие по составу породы были обнаружены в Тажеранском массиве, где они слагают дайки, секущие сиениты [Скляров и др., 2009; Федоровский и др., 2009]. Мощность даек составляет 3—50 м, редко до 200 м. Породы даек претерпели значительные вторичные изменения, однако в ряде случаев удается распознать реликтовые участки с порфириновой и офитовой структурами и классифицировать породы как трахидолериты. Содержание вкрапленников плаггиоклаза в породах различного состава, встречающиеся разновидности без вкрапленников правильно будет называть микромонцогаббро. Такие микрогаббро ранее были описаны А.А. Коневым и В.С. Самойловым [1974] в качестве продуктов габброизации роговиков под воздействием сиенитовой магмы. На отдельных участках в дайках, как и в Усть-Крестовском массиве, наблюдаются неправильной формы включения более меланократовых трахидолеритов в более лейкократовых. Такой своеобразный минглинг с участием близких по составу пород, по-видимому, является характерным для всего усть-крестовского комплекса. Основными породообразующими



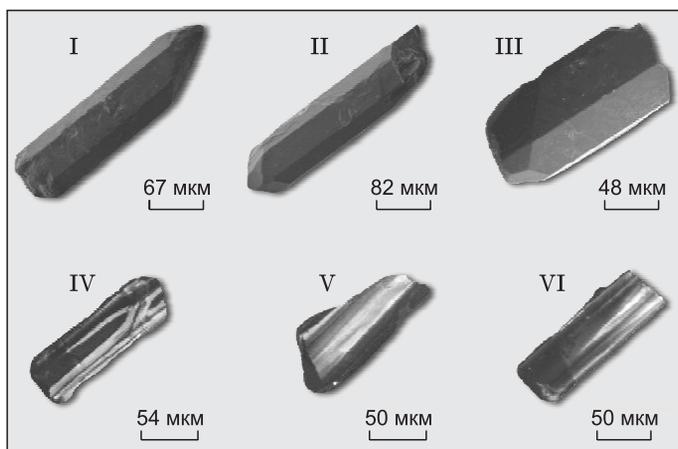


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов циркона из кварцевого монцогаббро усть-крестовского комплекса (пр. 12A006), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55:

I—III — в режиме вторичных электронов; IV—VI — в режиме катодолуминесценции.

щими минералами трахидолеритов являются плагиоклаз, флогопит и роговая обманка, которая, скорее всего, является продуктом замещения пироксена. В трахидолеритах постоянно присутствует титаномагнетит.

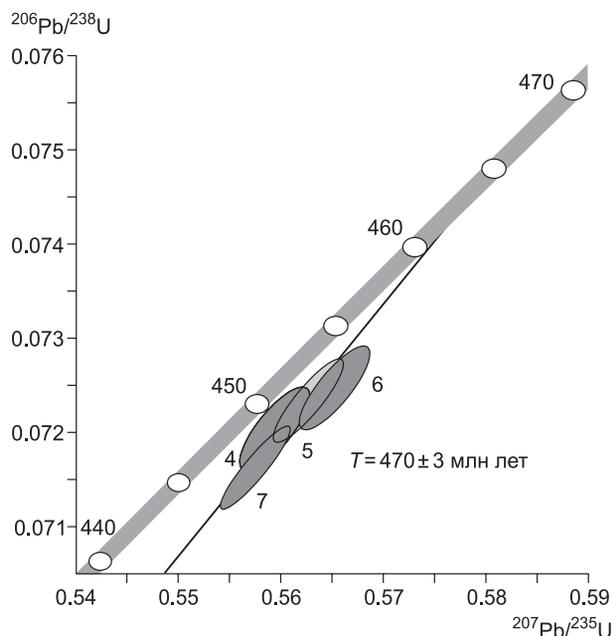
По петрохимическим характеристикам габброиды усть-крестовского комплекса соответствуют основным, реже средним субщелочным породам (см. рис. 4). Для них, как и для монцогабброидов второй фазы бирхинского комплекса, типичны небольшие вариации содержаний оксидов магния, кальция и алюминия. В отличие от пород бирхинского комплекса усть-крестовские монцогаббро содержат больше оксида титана и меньше оксида кальция, что позволяет достаточно надежно различать субщелочные габброиды этих двух комплексов. В химическом составе пород наблюдаются положительная корреляция MgO с CaO, отчетливые отрицательные корреляции содержания кремнезема с содержаниями оксидов титана, кальция и магния, менее выражена отрицательная корреляция Al₂O₃ с MgO. При этом отмечена зависимость химического состава пород от соотношения минералов: лейкократовые породы более кислые, содержат меньше оксидов титана и кальция, что может объясняться фракционированием клинопироксена и титаномагнетита и раскислением плагиоклаза в процессе кристаллизации.

Содержания редкоземельных элементов в породах усть-крестовского комплекса в несколько раз превосходят их содержания в габброидах бирхинского комплекса (см. рис. 5), что является еще одним диагностическим признаком для надежного различия пород этих двух комплексов. Габброиды характеризуются высокими содержаниями редкоземельных элементов с вариациями отношения (La/Yb)_n от 8 до 10. Отчетливо выражен минимум по Zr и Hf, менее проявлен минимум по Ta и Nb, значимые европиевая и стронциевая аномалии отсутствуют.

Ранее были получены оценки возраста трахидолеритов, секущих сиениты Тажеранского массива (не древнее 471±5 млн лет [Скляров и др., 2009]). Для оценки возраста усть-крестовского комплекса использована проба (12A006) кварцевого монцогаббро, отобранная в береговых скалах из небольшого (до 6 м в поперечнике) тела в 1.5 км юго-западнее пади Марта (см. рис. 1). Химический состав пробы 12A006 (мас. %): SiO₂ — 49.79, TiO₂ — 2.21, Al₂O₃ — 16.19, Fe₂O₃ — 3.32, FeO — 7.7, MnO — 0.17, MgO — 5.31, CaO — 7.37, Na₂O — 3.62, K₂O — 1.55, P₂O₅ — 0.53, H₂O — 0.04, п.п.п. — 1.46, CO₂ — 0.627, сумма — 99.88. Из этой пробы выделен аксессуарный циркон, который представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными и субидиоморфными призматическими и длинно-призматическими кристаллами светло-коричневого цвета. Огранка кристаллов циркона определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {112}, {211} (рис. 8). Размер кристаллов циркона изменяется от 80 до 350 мкм; K_{уд} = 2.0—3.0. Они обладают четко выраженным зональным строением (см. рис. 8).

Рис. 9. Диаграмма с конкордией для циркона из кварцевого монцогаббро усть-крестовского комплекса (пр. 12A006).

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 2.



U-Pb геохронологические исследования проведены для наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций 85—100 и 100—150 мкм (рис. 9, см. табл. 2), в том числе для навески циркона, которая была подвергнута предварительной кислотной обработке в течение 2 ч (№ 6, см. табл. 2) [Mattinson, 1994], и циркона, подвергнутого предварительной аэроабразивной (№ 7, см. табл. 2) [Krogh, 1982] обработке. Изученный циркон характеризуется близким изотопным составом и незначительной «прямой» ($t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$) возрастной дискордантностью (см. рис. 9, табл. 2). Его возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 470 ± 3 млн лет (СКВО=1.4). Хорошая огранка кристаллов циркона и четко выраженное зональное строение свидетельствуют о его кристаллизации из расплава. Это дает все основания интерпретировать полученную для него оценку возраста 470 ± 3 млн лет как возраст становления интрузий габброидов усть-крестовского комплекса. Практически такой же возраст (471 ± 5 млн лет, ID TIMS) имеют трахидолериты, секущие сиениты Тажеранского массива [Скляр и др., 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В пределах Крестовской зоны Ольхонского террейна проявлены два этапа базитового магматизма субщелочной специализации, интрузивные массивы этих этапов объединены в бирхинский (около 500 млн лет) и усть-крестовский (около 470 млн лет) комплексы. В обоих комплексах проявлено несколько фаз внедрения. Породы фаз бирхинского комплекса образуют гомодромную последовательность (породы второй фазы обогащены несовместимыми компонентами как петрогенными, так и редкими по сравнению с породами первой фазы), что может интерпретироваться как эволюция расплава в глубинной промежуточной камере. Для пород усть-крестовского комплекса отмечены признаки внедрения магм, обогащенных тугоплавкими компонентами (главным образом оксидами магния и кальция), в не полностью консолидированные магмы, обогащенные легкоплавкими (кремнеземом и щелочами), с образованием минглинг-структур. Это может быть объяснено либо фракционированием магм в камере на месте с последующим внедрением более примитивных магм в зоны остаточных расплавов, либо последовательным внедрением магм при продвинутом плавлении источника, либо как комбинация этих двух механизмов. В структурах пород обоих комплексов наблюдаются признаки синплутонических пластических деформаций.

В габброидах бирхинского комплекса четко проявлены отрицательная Ta-Nb и положительная Sr аномалии, что обычно интерпретируется как участие в магомгенерирующем источнике надсубдукционной компоненты. С учетом возраста комплекса появление надсубдукционных геохимических меток может интерпретироваться по-разному:

1. Набор пород, слагающих бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию, их геохимическая специфика и положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ позволили Д.П. Гладкочубу с соавторами [2014] интерпретировать эту ассоциацию пород как фрагмент разреза развитой островной дуги с возрастом около 500 млн лет. В этом случае предполагается надсубдукционная природа родоначальных магм массивов бирхинского комплекса. Однако для островных дуг характерно широкое проявление андезитового (диоритового) и дацитового (плагиогранитного) магматизма. Например, в Озерной зоне Западной Монголии, которая рассматривается в качестве фрагмента крупной венд-кембрийской палеоостроводужной системы, широко проявлены диориты, тоналиты и плагиограниты, которым предшествуют низкотитанистые и низкощелочные плагиоперидотит-троктолит-габброноритовые дифференцированные интрузивы хиргиснурского комплекса [Изох и др., 1990; Руднев и др., 2012]. Устанавливается латеральная зональность базитового магматизма вкост палеоостроводужной системы с возрастанием к тыловой зоне содержания титана и натрия, но не калия. При этом ширина палеоостроводужной системы превышает 100 км. Габброиды повышенной калиевой щелочности, включая монцогаббо и монцодиориты, на островодужном этапе отсутствуют и появляются в Озерной зоне только на коллизионном этапе 510—490 млн лет (Бэгерский и Битуутский массивы). В Приольхонье же габброиды бирхинского комплекса имеют отчетливый субщелочной (сиенитовый и монцодиоритовый) тренд фракционирования. Кроме того, «надсубдукционные геохимические метки» в породах не всегда однозначно указывают на надсубдукционную природу магматизма. Так, например, в Западном Забайкалье аналогичные «надсубдукционные» геохимические характеристики отмечены в породах дайкового пояса (305—285 млн лет), Тамирской (≈ 250 млн лет) и Малохамардабанской (160—145 млн лет) вулканотектонических структур [Цыганков и др., 2010], при этом верхнепалеозойско-нижнемезозойский магматизм Западного Забайкалья развивался на континентальной коре в рифтогенных условиях без какого-либо участия зон субдукции.

2. Согласно другой модели, габброиды бирхинского комплекса внедрялись во время коллизии островной дуги с Сибирским кратоном и скупчиванием задугового бассейна. При этом родоначальные магмы массивов бирхинского комплекса «представляют собой “коллизионные отжимки” надсубдукционных расплавов мантийного клина», как это предлагалось А.Г. Владимировым с соавторами [2011,

с. 795]. Присутствие в породах признаков пластических деформаций позволяет предположить, что их становление происходило в условиях активного тектогенеза в процессе коллизионного столкновения кембрийской островной дуги с микроконтинентом. Однако следует отметить, что центральные части массивов бирхинского комплекса не подвергались интенсивному воздействию динамометаморфизма, в то время как их периферические части и вмещающие силикатные породы представляют собой отчетливо рассланцованные амфиболиты и гнейсы. Из этого следует, что в основной коллизионный этап породы массивов комплекса находились в консолидированном и «холодном» состоянии, в процессе сдвиговых движений массивы вовлекались в «роллинг» как жесткие блоки в относительно маловязкой метаморфической среде [Федоровский, Складаров, 2010].

3. Альтернативной является модель взаимодействия мантийного плюма с надсубдукционной литосферной мантией. При этом появление родоначальных магм бирхинского комплекса связано с плавлением литосферной мантии, сформированной ранее (в рифее и венде) в надсубдукционной обстановке [Конников и др., 1994]. В этом случае причиной плавления древней надсубдукционной литосферной мантии является тепловое воздействие аномально разогретой подлитосферной мантии, которое могло происходить синхронно с аккреционными событиями. Надсубдукционные геохимические метки в этом случае будут унаследоваться выплавками от литосферного источника [Лавренчук и др., 2004; Цыганков и др., 2010]. Этот механизм объясняет и тренд габброидов в область субщелочных составов, и их надсубдукционные геохимические характеристики, и синплутонические пластические деформации минералов в породах комплекса. Что касается источника тепла, то, как было показано в [Ярмолюк и др., 2013], под структурами Саяно-Байкальской складчатой области аномально разогретая мантия, или крупная низкоскоростная мантийная провинция (Large Low Shear Velocity Province — LLSVP), присутствовала с венды до мезозоя. С точки зрения последовательности событий предлагаемая модель является промежуточной между двумя первыми, предложенными ранее: выплавление габброидов бирхинского комплекса происходит после отмирания зоны субдукции, но до масштабного проявления коллизионных процессов.

Субщелочные габброиды усть-крестовского комплекса значительно обогащены несовместимыми компонентами по сравнению с породами бирхинского комплекса. При том же содержании кремнезема, что и габброидах бирхинского комплекса, в породах усть-крестовского комплекса повышаются концентрации легких и средних лантаноидов, тантала, ниобия, титана, циркония, увеличиваются отношения легких и средних РЗЭ к тяжелым, уменьшается тантал-ниобиевый минимум. Образование таких магм вряд ли возможно при плавлении того же источника без дополнительного привноса некогерентных элементов. Однако масштаб такого привноса с учетом того, что основные аномалии сохранились, не мог быть значительным. Источником обогащенной базитовой магмы может быть опять же LLSVP. Эти магмы могли подниматься к поверхности в тектонических структурах типа *pull-apart*, возникших в результате коллизионного сдвигового тектогенеза.

Для Центрально-Азиатского складчатого пояса обосновывается крупный этап мантийного плюмового магматизма, проявление которого фиксируется в конце кембрия—ордовике [Ярмолюк и др., 2000; Изох и др., 2005; Кузьмин и др., 2011]. Полученные в последнее время геохронологические данные по габброидным и щелочно-базитовым ассоциациям подтверждают проявления плюмового магматизма в ордовике. Позднеордовикский возраст даек камптонитов агардагского комплекса Западного Сангилена (441—446 млн лет) позволяет рассматривать их как проявление постколлизионного плюмового щелочно-базитового магматизма [Изох и др., 2001a]. Ордовикский возраст (457 ± 10 млн лет) получен U-Pb методом по цирконам для щелочных пород Сайбарского массива Восточного Саяна [Изох, 2005]. Позднекембрийские и раннеордовикские датировки получены для карбонатитовых ассоциаций Горного Алтая и Кузнецкого Алатау [Врублевский, 2012], что также является прямым признаком проявления плюмового магматизма.

По особенностям петрохимического и геохимического состава ультрамафит-мафитовые и базитовые ассоциации кембро-ордовикского этапа чрезвычайно разнообразны. Во многих террейнах аккреционно-коллизионного ансамбля установлены расслоенные низкотитанистые, низкощелочные, высокоглиноземистые ультрамафит-мафитовые интрузии, которые по геологическим особенностям и геохимическим характеристикам неотличимы от островодужных высокоглиноземистых перидотит-габбровых ассоциаций. Их отнесение к коллизионному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований [Изох и др., 1998].

Во многих ареалах, как и в Приольхонье, устанавливается несколько этапов базитового магматизма, разделенных интервалом в 20—25 млн лет. Так, на Западном Сангиле и Таннуольском массиве базитовый магматизм проявился на двух временных рубежах — 495—485 и 465—450 млн лет. На первом этапе проявлены как низкощелочные и низкотитанистые ультрамафит-мафитовые ассоциации (Мажалькский массив, 485 млн лет), так и габбро-монцодиоритовые (Баянкольский и Эрзинский массивы, 495—490 млн лет). На втором этапе проявились только массивы габбро-монцодиоритовой формации (Башкымугурский, 465 млн лет), которые по своим геохимическим характеристикам неотличимы от

аналогичных массивов первого этапа, что позволяет предполагать близкий источник магмогенерации для обоих этапов. На заключительной стадии второго этапа проявились щелочные дайки агардагского комплекса, имеющие плюмовые характеристики (обогащение Ta, Nb, Zr). Таким образом, как в Приольхонье, так и на Сангилене эволюция химического состава базитов свидетельствует о смене типа мантийного источника с деплетированного надсубдукционного на раннем этапе к обогащенному в позднем ордовике. Широкое проявление разнообразного ультрамафит-мафитового магматизма в террейнах с различной мощностью и историей развития литосферной мантии позволяет для ордовикского этапа предполагать модель взаимодействия глубинного мантийного плюма и литосферной мантии и выделять специфическую крупную изверженную провинцию [Izokh et al., 2008].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование габброидов разных геохимических типов в одних и тех же участках земной коры с незначительным разрывом во времени может быть свидетельством сочетания закономерной смены геодинамического режима субдукция—аккреция—коллизия и горячего поля (LLSVP). На аккреционном этапе под действием тепла горячего поля идет массовое выплавление базитовых магм из литосферной мантии, сформировавшейся ранее над зоной субдукции. Отделяющиеся расплавы, поднимаясь к поверхности, внедряются в кору на разных уровнях. Дальнейшее плавление литосферной мантии невозможно без повышения температуры горячего поля. При переходе тепловой системы в стационарный режим прекращается повышение температуры, а также массовое плавление, хотя небольшой процент расплава в литосферной мантии сохраняется. Следующий импульс магматизма связан с коллизионным сдвиговым тектогенезом, в ходе которого образуются структуры типа *pull-apart*, служащие подводящими каналами не только литосферных, но и подлитосферных магм. При их смешении могут формироваться гибридные магмы, которые, с одной стороны, обогащены несовместимыми элементами (компонента LLSVP), с другой, — несут надсубдукционную компоненту литосферной мантии. Если предположить, что при сдвиговой тектонике структурные ловушки формируются и раскрываются довольно часто, то новые порции магмы должны поступать в камеры, содержащие еще не полностью застывшие магмы предыдущих порций, образуя минглинг-структуры с фракционированными магмами этих камер. При таком сценарии нет необходимости привлекать несколько механизмов магмогенерации — магмы разных этапов образуются под воздействием горячего поля, на начальных этапах без участия обогащенного вещества, на последующих с вовлечением глубинного обогащенного вещества.

Авторы выражают признательность академику Н.Л. Добрецову, д.г.-м.н. О.М. Туркиной и С.З. Смирнову, чьи конструктивные критические замечания позволили улучшить рукопись.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0003), при поддержке РФФИ (гранты 14-05-00231, 16-05-00202).

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргаполов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикова 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, 1999, т. 7, № 5, с. 28—42.

Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb-датирование и Sm-Nd-изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, т. 423, № 5, с. 651—655.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

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—201.

Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Тарасова Е.Н. Метаморфические породы в контакте Бирхинского габброидного массива // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Материалы международной конференции, 20—25 августа 2007 г. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2007, с. 451—456.

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 Центральном-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945—963.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН, 2014, т. 457, № 4, с. 429—433.

Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск, Наука, 1987, 150 с.

Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А., Мельников А.И., Морозов Ю.А., Шкандрий Б.О. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1979, 118 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширинский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.

Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН, 2008, т. 420, № 1, с. 92—96.

Иванов А.Н., Шакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М., Наука, 1980, 219 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская экспедиция. Новосибирск, Наука, 1990, вып. 46, 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы — свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // ДАН, 2001а, т. 379, № 5, с. 511—514.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Эволюция базитового магматизма кембро-ордовикского коллизионного этапа Алтае-Саянской складчатой области (на примере Западного Сангилен) // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Тезисы докладов конференции. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001б, с. 24—26.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 10—14 октября 2005 г.). Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 106—108.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Философова Т.М. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Ч. 2. Петролого-минералогические особенности, модель петрогенезиса // Вулканология и сейсмология, 2013, № 2, с. 63—89.

Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, Наука, 1974, 245 с.

Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляр Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7-8), с. 152—168.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6, с. 3—23

Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 663—677.

Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Федоровский В.С., Котов А.Б., Мазукабзов А.М. Геохимические типы габброидов Ангинской зоны (Ольхонский район) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания (г. Иркутск, 17—20 октября 2012 г.). Вып. 10. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 150—152.

Левицкий В.И., Федоровский В.С., Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Левицкий И.В. Породы Чернорудской зоны — индикаторы условий петрогенезиса в сдвиговых структурах Приольхонья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Материалы научного совещания (г. Иркутск, 18—21 окт. 2011 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 124—126.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы совещания. Томск, Изд-во Томского ЦНТИ, 2001, с. 165—170.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А. Базит-ультрабазитовые комплексы зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, с. 174—177.

Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 41 с.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Оригами Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Склярв Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1409—1427.

Склярв Е.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский — Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М., Изд-во «Группа компаний А1 ТИС», 2012.

Склярв Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // Геотектоника, 2013, № 3, с. 58—77.

Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источник и геодинамика формирования пород рифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана. // ДАН, 2008, т. 423, № 5, с. 667—671.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, № 6, с. 56—71.

Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М., Геологический музей им. Вернадского РАН, 2004.

Федоровский В.С., Склярв Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, № 4, с. 331—418.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов 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., Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран. М-6 1:10 000. М., Изд-во «Группа компаний А1 ТИС», 2009.

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

Федоровский В.С., Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части Приольхонья (Байкал). Зоны Нутгей и Оргойта-Змеиная падь. Ольхонский геодинамический полигон. М., Изд-во «Группа компаний А1 ТИС», 2011.

Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. М., Изд-во «Группа компаний А1 ТИС», 2012.

Федоровский В.С., Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Котов А.Б. Тектоника коллизионного коллажа (500—460 млн лет) в Западном Прибайкалье (Ольхонский полигон) // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания. Вып. 13. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2015, с. 241—243.

Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // ДАН, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Филимонов А.В. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ₃—MZ): источники магм, эволюция, геодинамика // Литосфера, 2010, № 3, с. 78—86.

Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилены: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2006, 16 с.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э. Габбро-монцодиоритовые ассоциации кембро-ордовикского этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания (Иркутск, 18—21 октября 2011 г.). Вып. 9. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 252—254.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Руднев С.Н. Петрогенетические механизмы формирования габбро-монцодиоритовых ассоциаций на примере Центральной и Юго-Восточной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания (г. Иркутск, 17—20 октября 2012 г.). Вып. 10, Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 156—158.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневский А.В. Sm-Nd изотопные характеристики источников габбро-монцодиоритовых массивов Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания (Иркутск, 15—18 октября 2013 г.). Вып. 11. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 268—270.

Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизонных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН, 2005, т. 405, № 2, с. 251—255.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 343—366.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1831—1850.

Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // Geostand. Newslett., 1993, v. 17, p. 81—97.

Tran Trong Hoa, Polyakov G.V., Tran Trong Anh, Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo Thi Phuong, Pham Thi Dung. Intraplate magmatism and metallogeny of North Vietnam, Springer, 2016, 372 p.

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. May 2008 LIP of the Month, 2008, <http://www.largeigneousprovinces.org/08may>.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 485—494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 637—649.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21. U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991, 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ., 1999, № 1a, 49 p.

Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 116, p. 117—129.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev., 1994, v. 37, Iss. 3—4, p. 215—224.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta. Part B: At. Spectrosc., 2003, v. 58, № 2, p. 341—350.

Rollinson H. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. London, Longman Scientific & Technical, 1993, 352 p.

Shellnutt J.G. The Emeishan large igneous province: A synthesis // Geosci. Front., 2014, № 5, p. 369—394.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.

Sun S.S., McDonough W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 42, 1989, p. 313—346.