

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЖПЛИТНОГО ПЛЮМ-ЗАВИСИМОГО МАГМАТИЗМА МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ, КАРБОНЕ И РАННЕЙ ПЕРМИ

© 2019 г. Д. Н. Салихов, В. В. Холоднов, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов

Аннотация. В работе рассмотрены продукты межплитного плюм-зависимого магматизма, сформированные в процессе причленения Магнитогорской палеодуги к краю Восточно-Европейского континента и последовавшей гиперколлизии. Установлено, что Южно-Уральский аккреционно-коллизийный пояс начал формироваться в заключительную фазу развития Магнитогорской островной дуги в позднем фране, фамене и раннем турне. Продукты вулканизма представлены порфиритовой формацией, а в восточном обрамлении дуги — субщелочной монзонит-шошонит-латитовой вулкано-интрузивной формацией — промежуточной между надсубдукционным и внутриплитным геодинамическими режимами формирования. Синхронно в граничной области, в задуговой обстановке, формировались вулканы пикритов и меймечитов, сопровождаясь верлитами, пироксенитами и габбро — производными мантийного плюма.

В процессе смены тектоно-магматического режима в Магнитогорской палеодуге формируются значительные по объемам вулканогенные и интрузивные мантийные серии внутриплитного типа. В этот период происходит подъем горячих астеносферных диапиров-плюмов к основанию новообразованной (аккрезированной) окраинно-континентальной литосферы, формируя сложную мантийно-коровую серию последовательных основных и кислых фаз магматизма. Кислые члены этих образований формировались при анатексисе окраинно-континентальной литосферы, геохимическая специфика их была обеспечена флюидами плюма. Промежуточные типы пород некоторых комплексов являются продуктами контаминации магм островодужными вулкано-осадочными ассоциациями, а также отчетливо выделяются продукты кристаллизационной дифференциации и кумулятивных процессов. На завершающем этапе плюм-зависимые магматические комплексы накладываются на межплитную структуру Уральского коллизийного орогена.

Все рассмотренные магматические образования характеризуются специфическими геохимическими признаками, соответствующими надсубдукционным и внутриплитным формациям, что связано с особенностями формирования магм в постостроводужной обстановке.

Ключевые слова: палеодуга, плюм, анатексис, контаминация, геохимия, внутриплитный и межплитный магматизм

GEOCHEMICAL FEATURES OF INTERPLATE PLUME-DEPENDENT MAGMATISM OF MAGNITOGORSK ZONE OF THE SOUTHERN URALS IN THE LATE DEVONIAN, CARBONIFEROUS AND PERMIAN

D. N. Salikhov, V. V. Kholodnov, V. N. Puchkov, I. R. Rakhimov

Abstract. The products of an interplate plume-dependent magmatism are described, that were formed in a process of an accretion of Magnitogorsk paleo-arc to the margin of the East European continent and subsequent hypercollision. The South Uralian accretionary belt began to form at the terminal stage of development of the Magnitogorsk Island Arc in the Late Frasnian, Famennian and Early Tournaisian. The products of its volcanism are represented mostly by a porphyrite complex, and in the eastern fringe of it — by a subalkaline monzonite-shoshonite-latitude volcano-intrusive complex, which was intermediate

Для цитирования: Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Геохимические особенности межплитного плюм-зависимого магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем девоне, карбоне и ранней перми // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 3–23. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-1>.

For citation: Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. Geochemical features of interplate plume-dependent magmatism of Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Devonian, Carboniferous and Permian // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 3–23. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-1>.

between the suprasubductional and intraplate geodynamic regimes. Synchronously, in the boundary zone of a backarc situation picrite and meymechite volcanics were formed, accompanied by wehrlites, pyroxenites and gabbro-products of a mantle plume.

In the process of a changing of tectono-magmatic regime, considerable volumes of volcanogenic and intrusive mantle series of intraplate type were formed in the Magnitogorsk paleo-arc. During the same period, an ascent of hot asthenospheric diapirs (plumes) to the base of a new-formed (accreted) lithosphere of a continental margin took place, forming a complex mantle-crustal series of successive basic and acid phases of magmatism. The acid members of these complexes were formed in a process of anatexis of the lithosphere of continental margin, with geochemical specifics, provided by plume fluids. The intermediate rock types of some complexes are the products of contamination of magmas by island-arc volcanosedimentary associations; products of a crystallization differentiation and cumulative processes are also well seen. At the final stages of development the plume-dependent magmatic complexes overprint the interplate structure of the Uralian collisional orogen.

All considered magmatic formations are characterized by specific geochemical features corresponding to suprasubduction and intraplate formations that was related with the peculiarities of magma formation in a post-island-arc setting.

Keywords: paleo-arc, plume, anatexis, contamination, geochemistry, intraplate and interplate magmatism

Эволюция первичной коры Южного Урала в девонско-раннетурнейское время происходила в процессе завершающего развития Магнитогорской островодужной системы, причлененной и частично надвинутой на край Восточно-Европейского континента. Магнитогорская палеодуга, а также причлененная к ней с востока Восточно-Уральская зона в позднем девоне – раннем карбоне испытали смену геодинамического режима — от островодужного к аккреционно-коллизийному, с последующим формированием активной континентальной окраины, что привело к процессам сдвигового скольжения мегаблоков с образованием грабенов и зон рифтогенеза.

В Магнитогорской зоне благодаря коллизии возникли условия для подъема горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию литосферы. Эти диапиры вызвали не только магматизм внутриплитного типа в зонах наиболее сильных сдвигораздвиговых деструкций, но и прогрев, метаморфизм и анатексис вышележащих пород мантийного клина и нижней коры. В связи с этим в таких деструктивных зонах наступает качественно новый

этап эволюции магматизма и рудогенеза рассматриваемой территории.

Эти диапиры-плюмы в Магнитогорской зоне, вызвав магматизм внутриплитного типа со специфическими геохимическими характеристиками, несли в своем составе флюидные компоненты и определяли неоднократное чередование различных по составу мантийных и корово-анатектических образований.

Далее приведена более детальная характеристика внутриплитных вулканогенных и интрузивных образований, формирование которых происходило последовательно в границах северной части Магнитогорской зоны с позднего девона по раннюю пермь включительно.

Ранний этап внутриплитного плюм-зависимого магматизма в Магнитогорской зоне проявился в Восточно-Магнитогорской подзоне (ВМП) и Уйско-Новооренбургской шовной зоне, отделяющей Магнитогорскую островодужную зону от более сложной по структуре Восточно-Уральской аккреционно-коллизийной зоны (рис. 1). Здесь в эпоху завершения островодужного магматизма

Условные обозначения к рис. 1: 1 — додевонские вулканогенно-осадочные образования; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы девона; 3 — вулканогенно-осадочные комплексы карбона; 4 — осадочные комплексы пермского возраста; 5 — гипербазиты; 6 — габброиды; 7 — гранитоиды; 8 — тектонические границы (а — разделяющие зоны, б — предполагаемые, разделяющие зоны, в — разделяющие подзоны); 9 — районы геологических исследований авторов. *Римскими цифрами обозначены:* I — Магнитогорская зона, II — Уйско-Новооренбургская сутурная зона, III — Восточно-Уральская зона, IV — Копейская сутурная зона, V — Троицкая зона, VI — Джетыгаринская зона, VII — Валерьяновская зона, подзоны: А — Западно-Магнитогорская, Б — Центрально-Магнитогорская, В — Восточно-Магнитогорская.

Legend to fig. 1: 1 — pre-Devonian volcanogenic-sedimentary formations; 2 — Devonian volcanogenic-sedimentary formations; 3 — Carboniferous volcanogenic-sedimentary formations; 4 — Permian sedimentary formations; 5 — hyperbasites; 6 — gabbroids; 7 — granitoids; 8 — tectonic boundaries (a — separating the Zones, б — separating the Zones, supposed, в — separating the SubZones); 9 — areas of geological investigation by authors. *Roman numerals denote:* I — Magnitogorsk Zone, II — Ui-Novooorenburg suture Zone, III — East Uralian Zone, IV — Kopeisk suture Zone, V — Troitsk Zone, VI — Dzhettygara Zone, VII — Valerianovka Zone, SubZones: A — West Magnitogorsk, Б — Central Magnitogorsk, В — East Magnitogorsk.

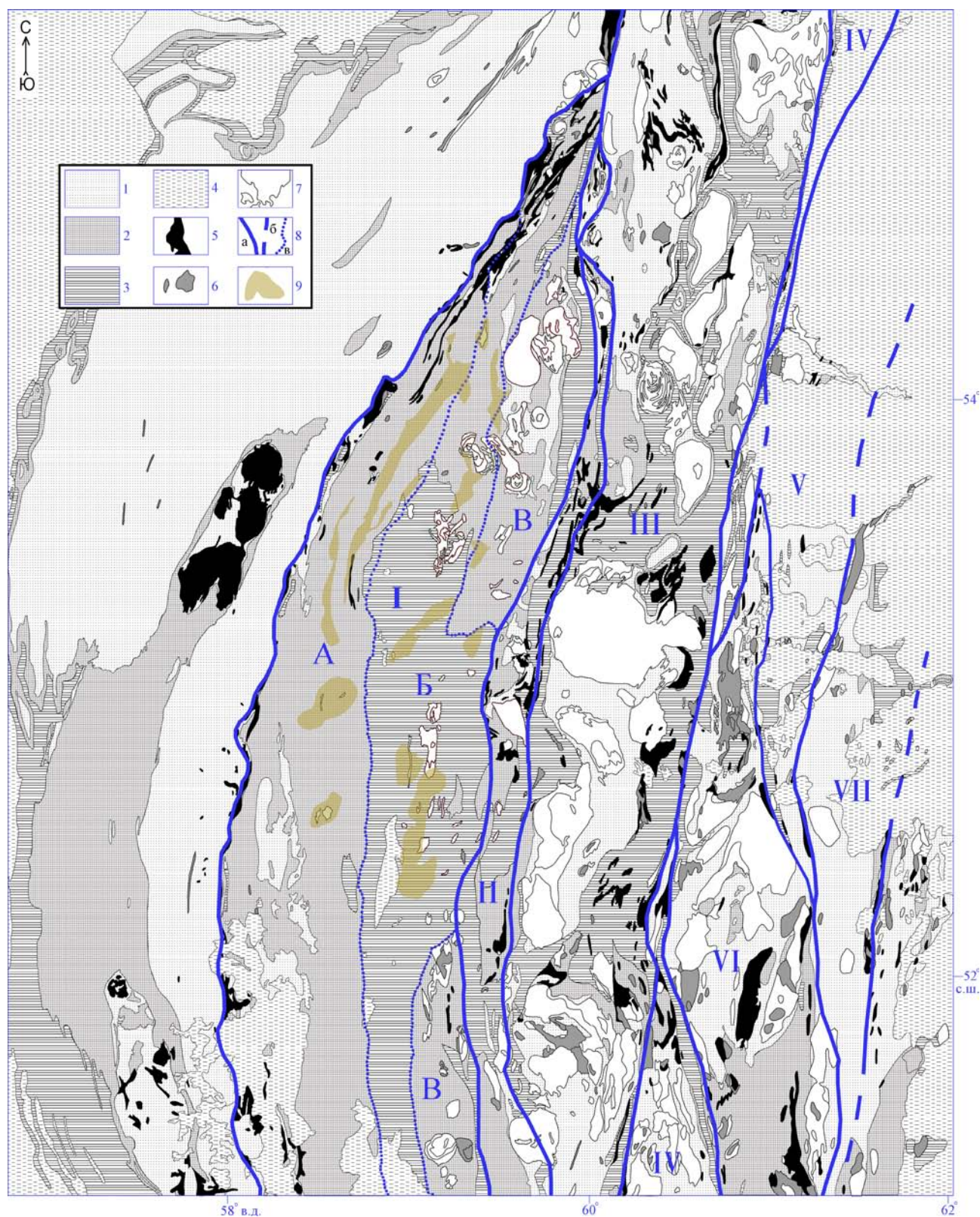


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Южного Урала, составлена по [Геологическая..., 1979]

Fig. 1. Structural-geological scheme of South Urals, made according [Geological..., 1979]

(фран-фаменское время) в тыловой части Магнитогорской палеодуги формируются вулcano-интрузивные образования субщелочного задугового ультраосновного (пикритоидного) составов — формационно самостоятельных комплексов, близких по геохимическим признакам к плюмовым ассоциациям [Мосейчук, Сурин, 1998].

Геохимические данные показывают, что от островодужных вулканитов верхнего франа и низов фамена, представленных бугодакской ($D_3f-C_1t_1$) и аблязовской (D_3fm) свитами, следующие синхронно формирующиеся шелудивогорская толща (D_3f), новоивановская (D_3fm) и шумилинская ($D_3fm-C_1t_1$) толщи трахибазальт-шошонит-латитовых серий и далее к высокомагнезиальным пикритоидам сара-тюбинской толщи ($D_3fm-C_1t_1$) и сахаринско-амамбайскому верлит-пироксенит-габброидному комплексу, происходит направленный рост в породах содержания Nb и других высокочarged элементов (ВЗЭ). По соотношениям Nb/Yb и Th/Yb породы бугодакской, аблязовской свит и новоивановской толщи характеризуются

островодужными признаками (рис. 2а). Фигуративные точки пород верхнеуральского монцодиорит-габбрового комплекса ложатся на тренд добавления в магматический источник осадочного вещества. А точки вулканитов сара-тюбинской толщи локализуются вблизи точки среднего состава базальтов океанических островов.

На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (рис. 2б) точки составов приведенных комплексов попадают на линию мантинной последовательности и ниже ее, характеризую близость к надсубдукционному источнику. Близкими геохимическими характеристиками обладают вулканические породы четвертичного возраста Срединного хребта Камчатки. Происхождение последних связывается с «гибридным» источником, образующимся при взаимодействии надсубдукционной и внутриплитной компонент [Волынец и др., 2018]. Например, поле кембрийских внутриплитных океанических базальтов Катунского палеоострова (Горный Алтай) располагается на данной диаграмме выше, вдоль мантинного тренда. Происхождение этих пород

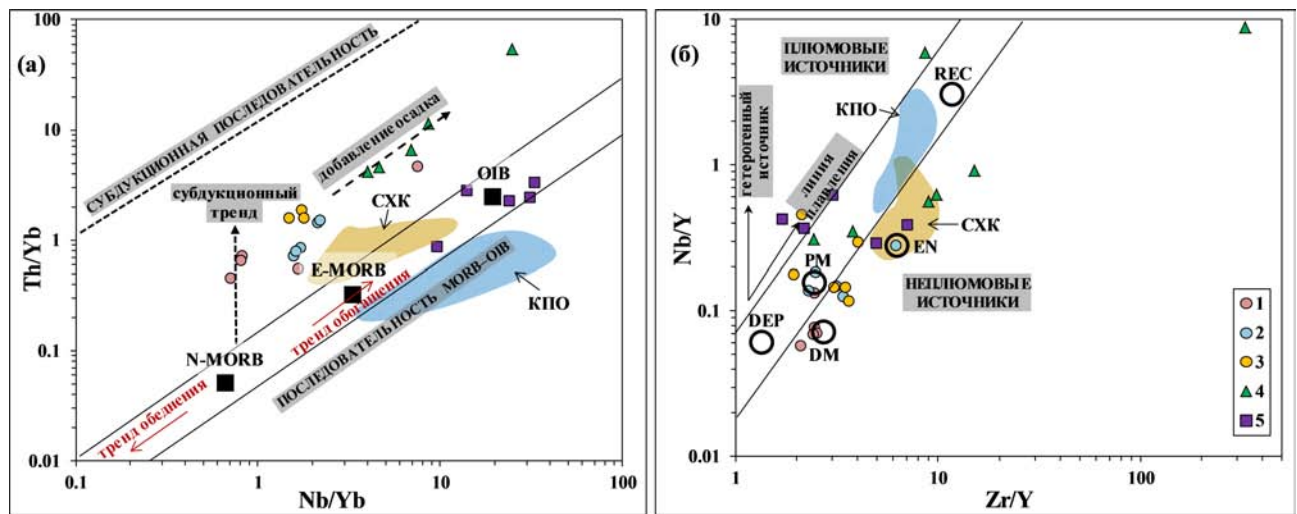


Рис. 2. Диаграммы Nb/Yb–Th/Yb (а) и Zr/Y–Nb/Y (б), по [Pearce, 2008], для характеристики геохимической эволюции вулканогенных и интрузивных образований франа и фамена, завершающих островодужный этап развития Магнитогорской островной дуги

Условные обозначения: 1 — бугодакская свита; 2 — аблязовская свита; 3 — новоивановская толща (шошонитовая); 4 — верхнеуральский комплекс; 5 — сара-тюбинская толща. Примечания: OIB — компонент базальтов океанических островов; N-MORB — компонент нормальных срединно-океанических базальтов; E-MORB, EN — обогащенный компонент срединно-океанических базальтов; REC — рециклированный мантинный компонент; PM — компонент примитивной мантин; DM — слабо деплетированный мантинный компонент; DEP — глубоко деплетированный мантинный компонент; СХК — четвертичные вулканиты Срединного хребта Камчатки [Волынец и др., 2018]; КПО — базальтоиды Катунского палеоострова [Сафонова, 2008].

Fig. 2. Geochemical evolution diagrams Nb/Yb–Th/Yb (a) и Zr/Y–Nb/Y (b) after [Pearce, 2008] of Frasnian and Famennian volcanogenic and intrusive rocks terminating the island-arc development stage of the Magnitogorsk Island Arc

Legend: 1 — Bugodak suite; 2 — Ablazovo suite; 3 — Novoivanovo strata; 4 — Verkhneural'sk Complex; 5 — Sara-Tyube strata. Notes: OIB — ocean island basalts; N-MORB — normal middle ocean ridge basalts; E-MORB, EN — enriched middle ocean ridge basalts; REC — recycling component; DM — depleted mantle; PM — primitive mantle; DEP — depleted mantle; СХК — Quaternary volcanites of Middle Kamchatka ridge [Volynets et al., 2018]; КПО — basaltoids of Katun paleo-island [Safonova, 2008].

связывается с глубинным мантийным плюмом [Сафонова, 2008].

Наличие подобной геохимической эволюции южноуральских вулcano-интрузивных комплексов свидетельствует о формировании их в процессе смешения разных по источникам магм. В результате этого смешения в магмы субдукционного генезиса последовательно, с нарастанием во времени, добавлялся плюмовый компонент. Химические составы вулканитов островодужной андезито-базальтовой серии характеризуются (%): SiO_2 — 49.0–54.9; TiO_2 — 0.7–1.0; Al_2O_3 — 16.0–18.0; FeO_t — 5.9–10.7; MgO — 4.4–10.0; CaO — 5.8–9.8; Na_2O — 2.8–4.0; P_2O_5 — 0.5–1.7; ВЗЭ (г/т): Nb — 0.78–3.3; Zr — 28.1–75; Ta — 0.04–0.08; Hf — 0.95–1.09; Y — 11.7–25 и другие компоненты (г/т): Cr — 30–103; Co — 23–35.4; Ni — 20.8–57.1; Rb — 8.1–24; Sr — 280–369; Sc — 20–30; Cs — 0.06–0.5. Пикриты и меймечиты сара-тюбинского комплекса представлены составами (%): SiO_2 — 32.4–47.8; TiO_2 — 0.54–0.66; FeO_t — 8.7–11.8; MgO — 13.9–29.7; CaO — 8.6–12.8; Na_2O — 0.1–1.25; K_2O — 0.1–2.6; P_2O_5 — 0.2–0.3; ВЗЭ (г/т): Nb — 6.3–15.3; Zr — 25.5–140; другие компоненты (г/т): Y — 15–28; Sc — 15–37; Cr — 103–810; Co — 25–52; Ba — 140–2286; Rb — 20–110; Cs — 0.5–4. Смешение вышеприведенных составов пород в разных отношениях компонентов вполне трансформируются в вулканиты шошонитовой серии, характеризующаясь распределением (%): SiO_2 — 48–57.9; TiO_2 — 0.67–0.96; Al_2O_3 — 14.6–16.8; FeO_t — 4.2–7.4; MgO — 3.4–11.0; CaO — 4.1–8.7; Na_2O — 2.7–6.5; K_2O — 1.6–3.8; ВЗЭ (г/т): Nb — 3.6–9.0; Zr — 32–99; Y — 18–51, другие компоненты: Cr — 104–250; Co — 21–40; Ni — 52–82; Rb — 33–223; Sr — 215–1517; Sc — 0.65–2.25.

Время воздействия этого фран-фаменского плюма на островодужный субдукционный магматизм Магнитогорской мегазоны, по нашим геологическим данным, можно датировать интервалом 375–360 млн лет.

Следующий этап рифтогенно-плюмзависимого магматизма, проявившийся в Западно-Магнитогорской подзоне (ЗМП), по нашим геологическим данным, характеризуется возрастным диапазоном 360–310 млн лет. В этот период магматизм проявился на обширной территории с миграцией его в западном направлении — к границам с Восточно-Европейским континентом и частично наложился на него с образованием ЗМП (см. рис. 1). Этот этап магматизма, как считают исследователи [Косарев и др., 2006], был связан с отрывом субдуцирующей

океанической плиты, образованием «slab-window» и подъемом горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккрезированной) окраинно-континентальной литосферы.

Важной особенностью ЗМП является развитие в самом конце девона и раннем карбоне серии синклинальных структур — мульды, имеющих субмеридиональное простирание. Эти структуры контролируют размещенные в бортах мульды силлы, лополиты и другие согласные с вмещающими осадками конформные базитовые тела, выделенные как утлыкташский, басаевский, файзуллинский и наурузовский комплексы [Салихов и др., 2016; Рахимов, 2017].

Все комплексы габброидов конформной серии характеризуются высокой железистостью (FeO_t до 20%), повышенным содержанием титана (TiO_2 до 2.9%) и фосфора (P_2O_5 до 0.54%), а также умеренно-повышенными показателями щелочности (4.4–5.5%) при преобладании Na_2O над K_2O . Для них также характерны повышенные концентрации ВЗЭ (Nb — 2.3–10 г/т; Ta — 0.18–0.72 г/т; Y — 19.4–49.8 г/т; Zr — 91.8–270 г/т; Hf — 2.5–7.0 г/т), а также крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ), особенно Rb — 6.1–19.9 г/т; Sr — 161–516 г/т; Ba — 124–408 г/т; Th — 1.1–4.6 г/т; U — 1.0–1.4 г/т. Редкоземельные элементы (РЗЭ) в породах фракционированы относительно слабо, что отражают La/Yb отношения, варьирующие в диапазоне 2–5 и только в файзуллинском комплексе это отношение возрастает до 10.

На породы конформных комплексов заметное влияние оказывают процессы смешения различных по составу и источникам исходных магм (внутриплитных — толеитовых и надсубдукционных — известково-щелочных). Так, габброиды *утлыкташского комплекса* по соотношению $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ отвечают типичной толеитовой серии со значительным накоплением железа (FeO_t 15.6–18.1%) и титана (TiO_2 2.1–2.9%), отражая феннеровский тип эволюции расплава. Этими особенностями обеспечивается обилие Fe–Ti рудных минералов (титаномагнетита и ильменита), которые составляют до 10% объема пород. Габброиды в таких сериях, при повышенном потенциале кислорода, перспективны на магматогенное титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение. Это и наблюдается в действительности. С конформным телом утлыкташского комплекса связано формирование скарново-магнетитовых руд Канакайского месторождения. *Файзуллинский комплекс* также

характеризуется в основном толеитовым трендом эволюции габброидов. Он более существенно обогащен КИЛЭ, тогда как содержание ВЗЭ здесь понижено. Состав РЗЭ наиболее фракционирован: $La/Yb = 10.0$ против 2.3–2.9 в утлыкташском. **Басаевский комплекс** характеризуется относительно повышенной магнезиальностью, что отличает его от пород утлыкташского комплекса. Более кислые разновидности пород в этом комплексе отвечают уже известково-щелочному составу. Вполне вероятно, что интрузивы басаевского комплекса формировались в процессе корово-мантийного взаимодействия, когда внутриплитные (плюм-зависимые) магмы контаминировались островодужным материалом. На участие различных магматических источников в его формировании указывает одновременное повышение концентраций как КИЛЭ ($Rb - 6.1-19.9$ г/т; $Sr - 161-516$ г/т; $Ba - 124-408$ г/т; $Th - 1.1-4.6$ г/т; $U - 1.0-1.4$ г/т), так и ВЗЭ ($Nb - 2.3-10$ г/т; $Ta - 0.18-0.72$ г/т; $Y - 19.4-49.8$ г/т; $Zr - 91.8-270$ г/т; $Hf - 2.5-7.0$ г/т и $V - 262$ г/т).

Показательными для различных по составу конформных комплексов являются различия в концентрациях сидерофильных металлов: Ni, Co, V и Cr. По содержаниям и соотношениям сидерофильных элементов все конформные комплексы можно условно разделить на две группы. Среди них басаевский и кизильский комплексы в пределах Худолазовской мульды имеют более высокие содержания Ni и, соответственно, повышенное Ni/Co отношение (1.5–2.0), а также повышенное количество Cr, при пониженном содержании V. В то же время для пород утлыкташского и файзуллинского комплексов характерно низкое Ni/Co отношение (0.50–0.60), несмотря на то, что породы файзуллинского комплекса выделяются высоким содержанием оксида Mg (до 13.4%), а количество V в породах данного комплекса является высоким (431 г/т).

Изучение флюидного режима интрузивных пород басаевского комплекса показало, что для апатитов этого комплекса, наряду с повышенным количеством хлора до 0.60 мас. %, характерно и повышенное количество сульфатной серы [Холоднов и др., 2015]. В апатитах габбродолеритов ее содержание наиболее высокое, с максимумом серы (до 0.30–0.45 мас. %) и фтора (до 2 мас. % и более) в верхней части басаевской габбродолеритовой интрузии, при некотором спаде содержаний хлора. В апатитах более поздних габбродiorитов содержание хлора остается устойчиво повышенным

до 0.60 мас. %, тогда как содержание серы сильно понижается (<0.05 мас. %). Для пород утлыкташского и файзуллинского комплексов наличие серы в составе апатитов не установлено, в то же время апатиты здесь более обогащены хлором. Так, апатиты в габбро и диоритах **файзуллинского комплекса** выделяются более высоким содержанием хлора (до 0.6–1.1 мас. %). Во всех пробах этого комплекса содержание хлора обратно пропорционально содержаниям фтора (2.08–2.93 мас. %), характеризую тренд кристаллизационной дифференциации: с ростом фтора содержание хлора в апатитах понижается. Таким образом, конформные комплексы ЗМП заметно различаются между собой по соотношению хлора, фтора и серы в составе апатитов.

Роль мантийно-корового взаимодействия при формировании конформных комплексов ЗМП наглядно характеризуют соотношения в породах $Nb/Yb - Th/Yb$ и $Zr/Y - Nb/Y$ (см. рис. 3а, б), отражая разную степень контаминации мантийных расплавов этих комплексов. Наиболее контаминированы островодужным веществом файзуллинский и наурузовский комплексы, на что указывает высокое значение Th/Yb отношения. Басаевский и утлыкташский комплексы являются менее контаминированными коровым и островодужным веществом. Точки составов утлыкташских пород практически отвечают тренду мантийной последовательности, приближаясь по значениям $Nb/Yb - Th/Yb$ (см. рис. 2) к обогащенным плюм-зависимым веществам базальтам E-MORB типа. Подобные значения Nb/Yb и Th/Yb отношений являются характерными для габброидов, потенциально продуктивных на магматогенное титаномагнетит-ильменитовое оруденение [Холоднов и др., 2016].

Несколько отличаются результаты анализа в породах приведенных комплексов Nb/Y и Zr/Y соотношений (см. рис. 3б). Наурузовский комплекс отвечает наиболее деплетированному источнику, в отличие от других комплексов. Утлыкташский комплекс отличается ростом Nb/Y отношения при аналогичном другим Zr/Y отношении. По уровню значений это соответствует наличию некоторой доли плюмового вещества. В басаевском комплексе промежуточные значения Nb/Y отношения и немного повышенное Zr/Y отношение. Наиболее контаминированный коровым веществом файзуллинский комплекс, кроме того, характеризуется максимальной обогащенностью пород цезием, где его количество превышает уровень недифференцированной мантии в 10 раз и более. Рост содержаний Cs в породах проявляется здесь на фоне

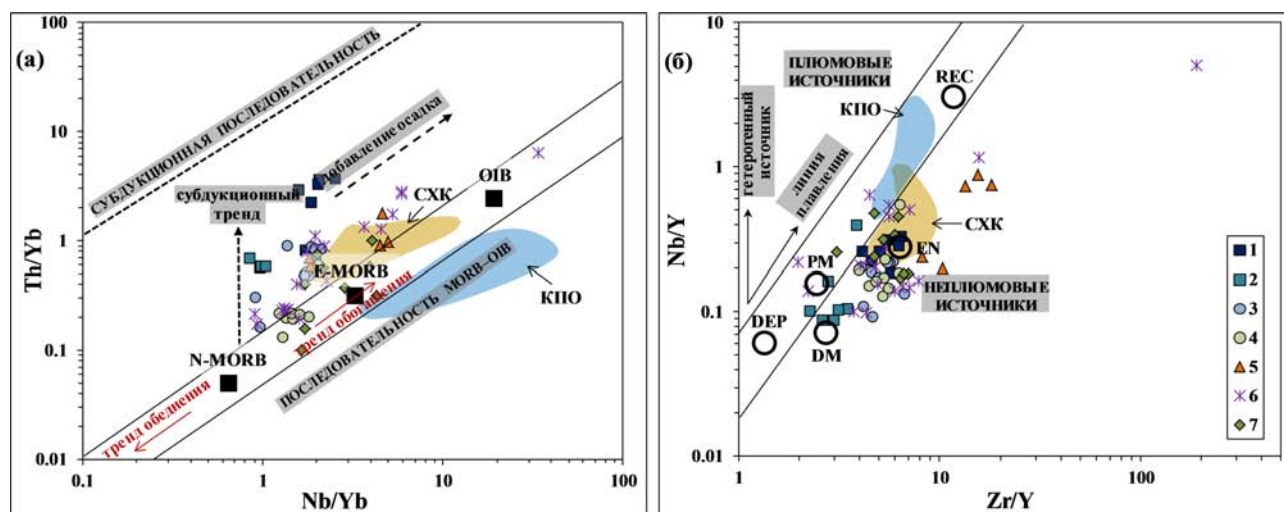


Рис. 3. Диаграммы Nb/Yb–Th/Yb (а) и Zr/Y–Nb/Y (б) для интрузивных комплексов Западно-Магнитогорской подзоны. Условные обозначения: 1 — фэйзуллинский, 2 — наурузовский, 3 — басаевский, 4 — утлыкташский, 5 — кизильский, 6 — худолазовский, 7 — улугуртауский комплексы. Другие условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Diagrams Zr/Y–Nb/Y (a) and Nb/Yb–Th/Yb (b) for intrusive complexes of the West Magnitogorsk Zone

Legend: 1 — Fayzullino Complex, 2 — Nauruzovo Complex, 3 — Basaev Complex, 4 — Utlyktash Complex, 5 — Kizil Complex, 6 — Khudolaz Complex, 7 — Ulugurtau Complex. For other legend keys see Fig. 2.

спада содержаний ВЗЭ, включая Nb, Ta, Zr, Hf, Y. Содержание РЗЭ в габброидах фэйзуллинского комплекса также относительно низкое, но степень фракционирования лантаноидов самая высокая. Басаевский комплекс имеет промежуточные значения по Cs, а наименее контаминированный утлыкташский комплекс беден Cs (0.05–0.30 г/т против 2–3 г/т в фэйзуллинском комплексе). Cs, как и Th, это типично коровый индикаторный элемент. Он концентрируется в верхней части континентальной коры, преимущественно в осадочных глинистых породах и продуктах их метаморфизма [Григорьев, 2009]. Взаимодействие магм с такими породами коры, а также с морскими осадками определяет возможную обогащенность первичных внутриплитных мантийных магм этим элементом. Взаимодействие мантийных магм с осадочными Cs-Th содержащими породами континентальной коры, по-видимому, определяет и особенности микроэлементного состава некоторой части базитовых даек басаевского комплекса. Такая группа даек обеднена Zr и Hf на фоне высоких содержаний Cs (до 2.5 г/т). Другая группа даек с высокими концентрациями Zr и Hf, напротив, обеднена Cs (0.3–0.6 г/т). В этой группе даек наблюдаются повышенные содержания Li, Rb, Sr, Ba, Nb, Ta и лантаноидов. Среди гранитных даек также выделяются тела, как более богатые Cs, так и с низкими его концентрациями. Эта особенность в составах —

как базитовых даек, так и гранитоидных, свидетельствует о том, что при их становлении часть из них испытала существенную коровую контаминацию. ДеPLETED плагиограниты кизильского комплекса, образовавшегося после басаевского комплекса, на диаграммах рис. 3 характеризуются островодужными геохимическими признаками.

В последующий этап в ЗМП формируются небольшие дискордантные залежи дифференцированных габброидов *худолазовского комплекса* [Салихов, Пшеничный, 1984]. Они по составу отвечают высокомагнезиальным, с повышенным количеством кальция и натрия, толеитовым долеритам и роговообманковым перидотитам (шрисгеймитам), а также в разной степени дифференцированным и контаминированным базитам известково-щелочного состава. Эти дискордантные интрузивы контролируются многочисленными разрывными нарушениями, свидетельствуя о синхронности внедрения расплавов с тектоническими движениями. Формирование худолазовского комплекса связано с активизацией процессов рифтогенеза в области сочленения Магнитогорской островной дуги и краевой области Восточно-Европейского континента. Время формирования комплекса, оцененное U–Pb методом, отвечает диапазону 324–328 млн лет [Салихов и др., 2012], т.е. соответствует визейскому и серпуховскому векам. Важно, что имеет место специализация определенных типов

интрузий этого комплекса на сульфидное медно-никелевое оруденение, которое в основном концентрируется в донных частях интрузивных тел.

Петрографическое и минералогическое разнообразие пород худолазовского комплекса демонстрирует сложность процессов эволюции и дифференциации первоначального мантийного расплава. По соотношению в породах $\text{FeO/MgO} - \text{SiO}_2$ ультраосновные породы и габброиды ближе отвечают позиции толеитовых комплексов, чем известково-щелочных. Индикаторными геохимическими признаками никеленосных высокомагнезиальных ультрабазитов этого комплекса (шрисгеймитов и др.) являются высокие концентрации Cr (до 1522 г/т) и Ni (до 1203 г/т) при сравнительно невысоком содержании титана (TiO_2 0.7–1.0 мас. %). Рудоносные породы худолазовского комплекса характеризуются высоким Ni/Co отношением (до 10), в нерудоносных базитах оно снижается до 1–3.5, а в предшествующих конформных комплексах это отношение существенно ниже — в утыкташском 0.3–0.6, в файзуллинском 0.47.

На фоне спада содержаний сидерофильных и халькофильных элементов от ранних фаз худолазовского комплекса к поздним, в гомодромной серии пород происходит существенный рост несовместимых ВЗЭ (Y — 8.3–70 г/т; Zr — 34.7–54.0 г/т; Hf — 0.9–7.8 г/т; Ta — 0.33–3.9 г/т; Nb — 1.45–11.8 г/т) и КИЛЭ (Ba — 37.2–249.5 г/т; Sr — 44.2–761.3 г/т; Rb — 5.8–33.0 г/т; Th — 2.24–3.96 г/т). Максимум их концентраций наблюдается в поздних тонкозернистых долеритах и низкомагнезиальных пегматоидах основного состава. Это указывает на накопление этих элементов совместно с титаном и фосфором в процессе дифференциации магм. РЗЭ в породах несколько фракционированы: $\text{La/Yb} = 4-10$.

Исследования флюидного режима показали, что для пород *худолазовского комплекса*, специализированного на Cu-Ni оруденение, характерны апатиты (в шрисгеймите и оливиновом габбро) с наиболее высокими содержаниями сульфатной серы (до 0.65 мас. %) и хлора (до 1.50 мас. %). Такой характер соотношения галогенов и серы в апатитах может рассматриваться в качестве одного из эффективных индикаторных петрологических признаков специализации позднепалеозойских габбродолеритов ЗМП Южного Урала на Cu-Ni оруденение.

Проявление более сложного по составу и интенсивности процессов дифференциации магматизма худолазовского комплекса, вслед за форми-

рованием конформных интрузий базитов в синклинальных структурах (мульдах) ЗМП, отражает новый этап тектонических процессов. Как было показано выше, размещение массивов худолазовского комплекса контролируется сложной системой разнонаправленных разломов. Связь с разрывной тектоникой определяет морфологию и пространственную позицию интрузий. В целом геологоструктурные данные указывают на связь интрузий худолазовского комплекса с областью локального растяжения сдвига-раздвиговой природы [Салихов и др., 2014], проявившегося на рубеже визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона.

Установлены и другие геохимические особенности пород худолазовского комплекса, характеризующие геодинамическую обстановку, природу магматических источников, а также роль процессов дифференциации и мантийно-корового взаимодействия. По соотношениям содержаний K_2O и TiO_2 в габброидах худолазовский комплекс сопоставим с траппоидным магматизмом. Он близок, например, к рудоносным интрузивным комплексам (плюмовой природы) Норильского района. На диаграмме Nb/Yb — Th/Yb [Pearce, 2008] фигуративные точки пород худолазовского комплекса образуют линейный тренд параллельно линии мантийной последовательности, но в области распространения островодужных полей (см. рис. 2а). На диаграмме Zr/Y — Nb/Y (см. рис. 2б) точки составов худолазовского комплекса образуют обширное поле, покрывающее составы конформных комплексов. Изотопный состав свинца в цирконе худолазовского комплекса также характеризует связь этого комплекса с обогащенным мантийным источником, тип которого близок к EM-II. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ худолазовский комплекс, согласно отношениям, соответствует составам плюмовых базальтов острова Вознесения, формировавшихся над горячей точкой в Южной Атлантике (рис. 4).

Таким образом, следует общий вывод, что геохимический с остав пород худолазовского дифференцированного комплекса отражает как гетерогенность исходных мантийных магматических источников, так и важную роль мантийно-корового и плюм-зависимого взаимодействия.

Магматизм в ЗМП завершается формированием дайковой серии улугуртауского комплекса лампрофир-долеритовой ассоциации. Этот этап магматизма связан с усиливающимся влиянием сдвигово-раздвиговых коллизионных процессов

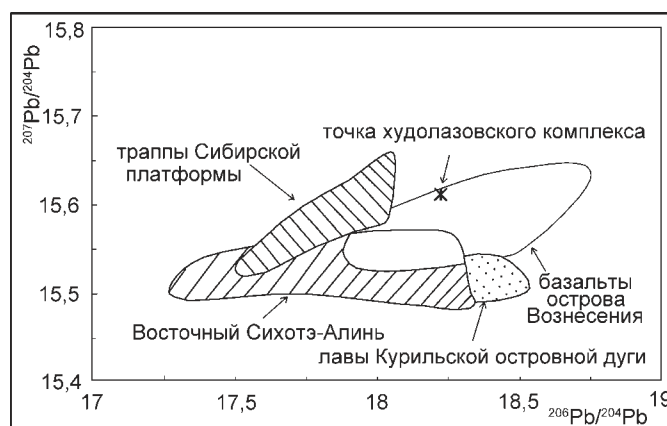


Рис. 4. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для базитов различных геодинамических обстановок с точкой изотопного состава циркона худолазовского комплекса

Составы трапповых вулканитов Сибирской платформы, по [Криволуцкая, 2013]; поле базальтов острова Вознесения, по [Пейве, Сколотнев, 2014]; состав позднемiocен-плиоценовых платобазальтов Восточного Сихотэ-Алиня, по [Мартынов, Ханчук, 2013]; поле четвертичных лав Курильской островной дуги, по [Мартынов и др., 2010].

Fig. 4. Diagram $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for basites of various geodynamic settings with the point of Zr isotopic composition (Khudolaz Complex)

Compositions of trap volcanites of the Siberian Platform according to [Krivolutskaya, 2013]; basalt field of Ascension Island according to [Paves, Skolotnev, 2014]; Late Miocene-Pliocene plateau basalts of the East Sikhote-Alin Ridge according to [Martynov, Khanchuk, 2013]; Quaternary lava field of the Kuril Island Arc according to [Martynov et al., 2010].

и следует за проявлением сравнительно кратковременного субплатформенного магматизма. В этот период образуются дуплексы локального растяжения и трансформные сдвиговые деформации на фоне общего аккреционно-коллизийного сжатия. Худолаз-Уртазымский дайковый ареал характеризуется наибольшим количеством даек. Выделяются три самостоятельных ассоциации даек: баишевская, имангуловская и улугуртауская. Изохронный Sm-Nd возраст этого комплекса 321 млн лет [Рахимов, Салихов, 2014]. С улугуртауским комплексом ассоциированы рудопроявления золото-кварцевого типа. Они контролируются контактовыми зонами даек, в их числе месторождение Тукал. Роль коллизийных сдвигов в региональном структурном контроле месторождений золота на этом этапе рассмотрена в работах [Серавкин и др., 2001; Знаменский и др., 2012].

По минеральному составу выделяются роговообманковые долериты, габбродолериты, лампрофиры (спессартиты и малхиты). Содержание кремнезема в них составляет 45–50 мас. %, по сумме щелочей они отвечают нормальным и умереннощелочным базитам. Содержание MgO — 6–9 мас. %, тип щелочности калий-натриевый и натриевый.

В микроэлементном составе отмечается широкий разброс содержаний КИЛЭ (Rb — 2–23 г/т;

Ba — 95–371 г/т), а также Th — 0.54–2.33 г/т; U — 0.22–0.96 г/т. Характер распределения РЗЭ различных ареалов даек ЗМП демонстрирует их генетическую общность. Повышенные содержания ВЗЭ: Nb — 5–10.4 г/т; Zr — 87.5–185.6 г/т; Ta — 0.4–1.23 г/т; Hf — 1.96–5.31 г/т; Y — 19.5–30.2 г/т вполне соответствуют магматизму внутриплитного типа. Распределения РЗЭ в дайках всех трех ареалов близки. Во многих пробах выявляются небольшие положительные аномалии Eu, максимум которого установлен в улугуртауском ареале ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2$). Небольшие различия в особенностях распределения РЗЭ между дайками разных ареалов выражаются в отношениях La_n/Lu_n и La_n/Gd_n : 2.08–2.18 и 1.38–1.52 — Баишевский, 2.96–5.33 и 1.96–3.81 — Улугуртауский, 3.18–3.78 и 2–2.4 — Имангуловский. Все эти данные характеризуют сравнительно невысокую степень фракционирования РЗЭ в породах данной ассоциации.

Апатиты в дайке габбродолеритов улугуртауского комплекса характеризуются умеренно повышенными содержаниями хлора (0.30–0.50 мас. %) и фтора (1.50–2.10 мас. %) на фоне относительно низких содержаний сульфатной серы — до 0.10 мас. %. Апатит обнаружен и в относительно поздних сегрегациях магматического кальцита. Он здесь характеризуется повышенным содержанием фтора (1.8–2.13 мас. %) при содержании хлора — 0.30–

0.38 мас. %, серы 0.06–0.10 мас. %. Вместе с апатитом в кальците наблюдаются включения ильменита и одной из поздних магматических генераций амфибола. Ильменит в этих кальцитовых сегрегациях богат марганцем (3.10 мас. %) и титаном (52.6 мас. %), но беден железом (40.4–41.8 мас. %) и магнием (0.06 мас. %). По составу он близок другим генерациям ильменита этих пород. Наличие апатит-ильменит-кальцитовых сегрегаций, возможно, отражает проявление жидкостной несмешиваемости в водно-солевой карбонатно-хлоридно-сульфатной флюидной системе. По-видимому, при гетерогенизации флюида здесь формировалась золотоносная газообразная фаза вместе с концентрированными карбонатно-сульфатными и хлоридными растворами. Эксперименты свидетельствуют [Боровиков и др., 2015], что при снижении давления и гетерогенизации флюида происходит фракционирование рудных металлов с радикальным перераспределением Au, As, Sb, Bi, Te в пользу газообразной фазы. Такие газообразные флюиды, богатые золотом, могли участвовать в формировании золоторудной минерализации в зальбандах даек улугуртауского комплекса [Холоднов и др., 2015].

Состав пород рассматриваемого дайкового комплекса по геохимическим признакам отвечает как внутриплитным, так и надсубдукционным известково-щелочным образованиям. В целом фигуративные точки на диаграммах рис. 3 располагаются вблизи точки обогащенного океанического базальта. Появление магматических комплексов с подобным смешанным характером магматических источников может быть объяснено вхождением недеплементированного астеносферного вещества в области метасоматизированной мантии N-MORB [Перепелов и др., 2006].

Плюм-зависимый магматизм проявился особенно ярко и в большом объеме в границах Центрально-Магнитогорской подзоны (ЦМП) и ВМП. Здесь в раннетурнейское время в связи с заложением наиболее крупного по размерам субмеридионального Магнитогорско-Богдановского грабена (МБГ) начали формироваться субщелочные высокотитанистые калий-натриевые базальты двух типов: греховского и березовского комплексов. Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский комплекс — разнообразными фациями вулканитов центрального типа. Первый из них отвечает субщелочным базальтам, второй — промежуточному типу между субщелочными и известково-

щелочными базальтами. Их сопровождали значительные по масштабам проявления кислых вулканитов, которые широко развиты в центральной, но в основном сконцентрированы в восточной части грабена и отвечают субщелочной трахидацилтриолитовой ассоциации.

Важной особенностью базальтов МБГ грабена является их высокая титанистость: в базальтах трещинного типа (греховской комплекс) содержание TiO_2 варьирует от 2.0% до 3.0%, в базальтах извержений центрального типа содержание титана понижается (от 2.0 до 1.0%). Базальты трещинного излияния в целом менее глиноземистые ($Al\# = 0.76–0.96$), содержание оксида алюминия в них 14–16%. При этом минимальные количества глинозема свойственны низам разреза раздвиговых зон. Содержания, превышающие 17%, отмечаются в трахиандезитобазальтах верхних горизонтов разреза тех же раздвиговых зон.

Сравнительный анализ распределения содержания микроэлементов в базальтах березовского и греховского комплексов с базальтами различных геодинамических обстановок [Наумов и др., 2010] выявил их преимущественную общность с породами «внутриконтинентальных горячих точек». Базальты МБГ по соотношению микрокомпонентов близки к продуктам внутриплитной геодинамической обстановки (см. рис. 5). При этом нельзя отрицать влияния на состав базальтоидов грабена процессов контаминации вмещающими островодужными образованиями. Это отражается в высоких содержаниях в базальтах крупноионных литофильных микроэлементов, таких как Ba — 34–1808 г/т; Sr — 75.9–372.2 г/т; Th — 0.95–5.9 г/т; Rb — 0.61–55.9 г/т, при заметных положительных аномалиях Nb (5.4–13.4 г/т) и Ta (0.38–0.77 г/т).

Изучение соотношений $Zr/Y - Nb/Y$ (рис. 5) в базальтах МБГ показало, что от базальтов трещинного типа (греховской комплекс) к базальтам извержений центрального типа (березовский комплекс) наблюдается рост отношений этих ВЗЭ при наличии для них общего эволюционного тренда. В базальтах греховского комплекса величины Nb/Y и Zr/Y отношений соответственно составляют 0.18–0.28 и 5.1–6.1, а в базальтах березовского комплекса — 0.28–0.46 и 6.1–7.4. Эти данные подтверждают исходно единый источник расплавов для базальтов того и другого типов при возможно большей доле плюмового вещества в составе базальтов березовского типа. Предполагается влияние на состав базальтов (центральные извержения) процессов фракционирования в промежуточных

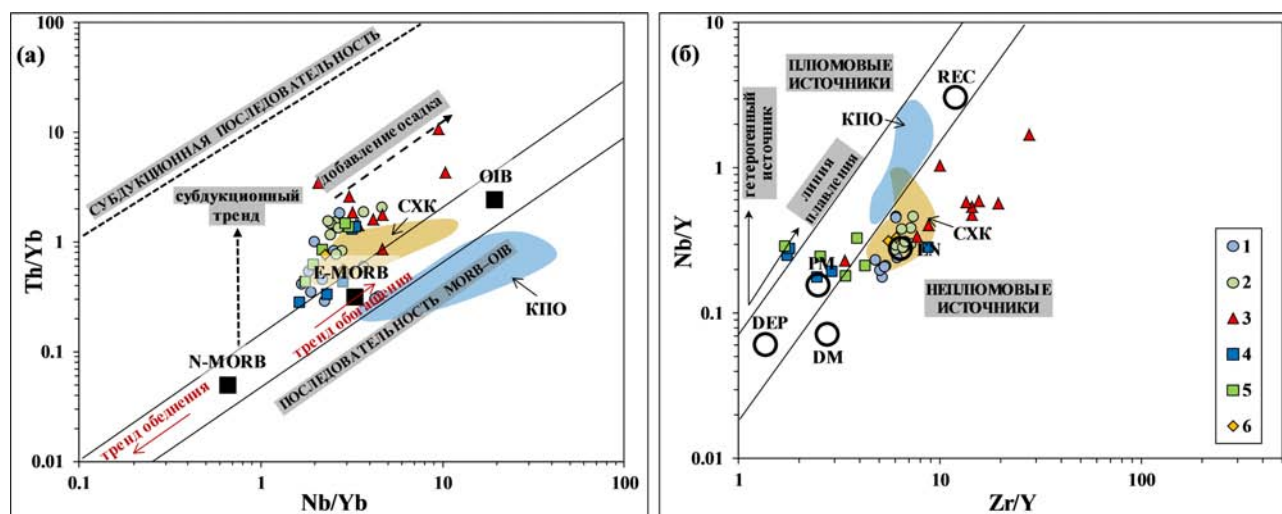


Рис. 5. Диаграммы Nb/Yb–Th/Yb (а) и Zr/Y–Nb/Y (б) для вулcano-интрузивных образований Магнитогорско-Богдановского грабена

Условные обозначения: 1 — греховская свита, 2 — березовская свита, 3 — кислые вулканы МБГ, 4 — богдановский комплекс, 5 — куйбасовский комплекс, 6 — дайки долеритов. Другие условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 5. Diagrams Nb/Yb–Th/Yb (a) and Zr/Y–Nb/Y (б) for intrusive rocks of the Magnitogorsk-Bogdanovka Graben

Legend: 1 — Grekhovka Formation, 2 — Berezovka Formation, 3 — acid volcanites, 4 — Bogdanovka Complex, 5 — Kuybas Complex, 6 — dolerite dykes. For other legend keys see Fig. 2.

магматических камерах, с накоплением в остаточных более щелочных расплавах несовместимых редких элементов. К ним очень близки четвертичные гибридные вулканы Среднего Камчатского хребта.

Согласно петрохимической классификации кислые вулканы МБГ отвечают в основном трахириодацитам и трахириолитам. В небольшом объеме присутствуют щелочные риодациты (пантеллериты), а также трахириолиты, дациты, риолиты и низкощелочные риолиты. Составы кислых вулканитов пространственно контролируются разными частями грабена. В северной части грабена развиты породы с низкими содержаниями щелочей (5.5–6.0%), в средней и южной частях — субщелочные (6–8%) и щелочные (8–11%) разновидности. Подавляющее большинство кислых вулканитов отвечают калий-натриевой серии. Среди риодацитов, трахириодацитов и риолитов широко развиты разновидности и с повышенной калиестью (5.5%). Общий состав микрокомпонентов в кислых вулканогенных породах грабена в целом близок спектру этих элементов в базальтах. В кислых вулканитах их содержания (Rb — 28–121.9 г/т; Ва — 155–1189 г/т; Th — 3.7–12.6 г/т; U — 2.4–4.17 г/т) относительно базальтов возрастают в незначительной мере. Сохраняются высокие значения Nb (7.88–20.1 г/т), Та (0.76–1.71 г/т). Распределения

РЗЭ в кислых вулканогенных породах грабена близки спектрам РЗЭ в базальтах. В риолитах раздвиговых зон преобладают более высокие концентрации РЗЭ (в сумме 92–150 г/т), а в областях проявления вулканитов центрального типа — пониженные (42–114 г/т). La/Yb отношения варьируют в диапазоне 3.4–6.7. Распределения РЗЭ осложнены отрицательными аномалиями Eu. Сравнительный анализ геохимических характеристик кислых вулканитов МБГ с кислыми расплавами активных континентальных окраин выявил обедненность первых (Rb — 29.1–80.2 г/т; Th — 4.8–13.4 г/т; U — 2.4–4.2 г/т) при аналогичных содержаниях для многих других микрокомпонентов, за исключением Li — 2.0–16.4 г/т; Sc — 1.6–10.9 г/т; Cr — 4.4–163.3 г/т; Cu — 5.8–77.7 г/т. Наблюдается обогащенность кислых вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена Ва (249–1189 г/т), Sr (103–180 г/т), Zr (106–535 г/т), Hf (2.9–11.5 г/т).

Формирование интрузивных образований МБГ, выделяемых в Магнитогорскую интрузивную серию, связано в основном со среднекаменноугольной стадией магматизма, отражая новую тектономагматическую активизацию региона. Внутреннее строение массивов Магнитогорской интрузивной серии дифференцированное, многофазное. Большинство интрузивных тел принадлежат габброгранитной ассоциации. Общей закономерностью

строения массивов этой ассоциации является уменьшение количества гранитоидов с глубиной. Объем габброидов при этом нарастает, также возрастает доля пород среднего состава. В контактовых зонах небольших тел габброидов и гранитоидов отмечается обилие интрузивных брекчий — обломков различных размеров габброидов с цементирующей массой гранитоидов. Подобно базальтам, габброидным интрузиям МБГ свойственны два различных геохимических типа пород, представленных *куйбасовским* и *богдановским* комплексами.

Габброиды богдановского типа отвечают умеренно-щелочным базитам натриевого и калий-натриевого типов щелочности. По коэффициенту глиноземистости они соответствуют породам умеренного ряда ($Al\# = 0.72-1.0$). Для габброидов этого типа характерны высокие содержания TiO_2 (до 2 мас. % и более) и P_2O_5 (0.25–0.40 мас. % и более). В этих габброидах, как и в базальтах березовского комплекса, заметно повышены концентрации литофильных компонентов ($Rb = 10.3-79.6$ г/т; $Ba = 197-429$ г/т; $Th = 0.9-2.9$ г/т; $U = 3.1-19.8$ г/т). Повышенные содержания имеют и ВЗЭ ($Nb = 6.1-7.9$ г/т; $Ta = 0.32-0.52$ г/т; $Zr = 50.8-215.9$ г/т; $Hf = 1.28-4.2$ г/т). Спектры распределения РЗЭ в габброидах богдановского комплекса фракционированы практически так же, как и в базальтах березовского комплекса, при относительно слабом преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb составляет 3.3–5.0, при суммарном количестве РЗЭ до 90 г/т. Согласно геохимическим данным габброиды богдановского комплекса отвечают базитам внутриплитного типа (см. рис. 5).

Куйбасовский тип габброидов характеризуется наибольшим разнообразием в составе пород. Особенно широко распространены здесь мезократовые габбро с габбровой и офитовой структурой. Значительный объем приходится и на кумулятивные образования. Габбро, обогащенное титаномагнетитом, является крайним членом таких кумулятивных пород. К ним отнесены оливиновые габбро с высокими содержаниями титаномагнетита до 10–15%. Среди этих габбро присутствуют тела сплошных титаномагнетитовых руд (месторождение Малый Куйбас). По химическому составу габброиды куйбасовского типа также являются умереннощелочными породами, отвечая калий-натриевому и натриевому типам щелочности. Глиноземистость в них соответствует высоким значениям — $al\# = 1.5-3.0$ г/т, количество оксида Ti повышенное: $TiO_2 = 1.5-3.0$ г/т. Распределение

редких элементов в породах в целом близко габброидам богдановского типа. Здесь также высокими концентрациями характеризуются $Rb = 12.6-51.4$ г/т; $Ba = 125.5-409.3$ г/т; $Th = 1.3-5.1$ г/т; $U = 0.7-1.4$ г/т, повышенные содержания имеют и ВЗЭ ($Nb = 5.3-11.4$ г/т; $Ta = 0.33-0.89$ г/т). Суммарное содержание РЗЭ в габброидах куйбасовского типа составляет 83–146 г/т. Оно несколько выше, чем в габброидах богдановского типа. Фракционирование РЗЭ также чуть выше, чем в габброидах богдановского комплекса, при относительно незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение $La/Yb = 5.4-6.5$. Составы пород богдановского и куйбасовского комплекса по сравнению с базальтами березовской и греховской свит более близки к внутриплитным магматитам (см. рис. 5). Также габброиды богдановского и куйбасовского типов, при близости Nb/Y отношений (0.18–0.33) с базальтами березовского и греховского комплексов, отличаются от них более низкими значениями Zr/Y отношения: в габброидах куйбасовского комплекса это отношение несколько выше (2.5–4.2), в богдановском комплексе оно ниже (1.8–2.9). В то же время, на диаграмме $Nb/Yb - Th/Yb$ габброиды богдановского и куйбасовского типов вместе с базальтами березовского и греховского комплексов образуют общий линейный тренд, указывающий на комагматизм вулканитов и интрузивных пород.

Среди гранитоидов Магнитогорской габброгранитной серии выделяется шесть комплексов (типов), варьирующих по составу от натриевых гранитов и тоналитов (узянский тип) до калий-натриевых гранитоидов нормальной щелочности (алексеевский тип) и далее к субщелочным калий-натриевым гранитам, граносиенитам, сиенитам мосовского, разборненского, борковского типов и к завершающим гранитный магматизм щелочным гранитам и граносиенитам чекинского типа. Соответственно, в породах выделенных типов нарастает суммарное содержание щелочей ($K_2O + Na_2O$): от 6–7 мас. % в узянском и алексеевском типах до 8 мас. % в мосовском, борковском и разборненском типах, и далее до 9 мас. % и более — в чекинском типе. Гранитоиды магнитогорской серии по многим геохимическим признакам близки как к предшествующим им во времени габброидам куйбасовского и богдановского типов, так и к бимодальным вулканитам (базальтам и риолитам) Магнитогорско-Богдановского грабена.

Выделенные типы гранитоидов и между собой близки по общему спектру микрокомпонентов.

Они в целом характеризуются высокими содержаниями как крупноионных редких элементов (Rb — 0.66–186 г/т; Ba — 15.6–576.6 г/т; Th — 3.4–8.3 г/т; U — 1.3–3.0 г/т), так и ВЗЭ (Zr — 50.5–885 г/т; Hf — 1.95–23.4 г/т; Nb — 7.6–21.2 г/т; Ta — 0.61–2.8 г/т) и иттриевых РЗЭ. Вместе с этим для гранитоидов выделенных типов наблюдается закономерный существенный рост в содержаниях Th и U, Zr и Hf, Nb и Ta, Y и иттриевых РЗЭ, при снижении в содержаниях Sr, от менее щелочных типов гранитоидов к более щелочным. По содержанию микроэлементов щелочные гранитоиды чекинского типа характеризуются наиболее высокими в магнитогорской серии концентрациями как КИЛЭ (Rb — 36.1–84.3 г/т; Ba — 208–1012 г/т; Th — 3.4–17.8 г/т; U — 1–4.6 г/т), так и особенно ВЗЭ (Nb — 9.9–41.1 г/т; Ta — 0.7–2.8 г/т; Zr — 130–885 г/т; Hf — 5.4–23.4 г/т; Y — 25.9–168.2 г/т). По-видимому, с учетом геохимических и других особенностей гранитоиды Магнитогорской интрузивной серии, как и кислые вулканы Магнитогорско-Богдановского грабена, могут быть отнесены к одной из наиболее вероятных на Урале плюм-зависимых гранит-риолитовых ассоциаций пород [Ernst, 2014; Холоднов и др., 2017; Пучков, 2018].

Завершают интрузивный габбро-гранитный магматизм этого грабена и в целом магматизм ЦМП и ВМП дайки и малые интрузивы долеритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиров с изотопными датировками некоторых из них 330–310 млн лет [Салихов и др., 2014]. Эти дайки и малые интрузии сопровождаются золото-кварцевым оруденением. Изучение петрохимических и геохимических особенностей этих поздних дайковых образований (риолит-порфировая, долерит-лампрофировая ассоциации и др.) показало, что независимо от их возрастной последовательности, все они несут в себе и плюмовые характеристики.

Так, геохимической особенностью дайковых пород долерит-лампрофировой ассоциации являются умеренно повышенные содержания КИЛЭ: Ba — 125–223 г/т, Sr — 228–340 г/т, Rb — 13.4–44.9 г/т. ВЗЭ (Nb — 4.9–6.5 г/т, Ta — 0.3–0.5 г/т, Zr — 87–120 г/т, Hf — 2.1–8 г/т, Y — 15.6–19.7 г/т) имеют здесь сравнительно невысокие содержания. Nb/Y — 0.24, Zr/Y — 5.1–6.1 (см. рис. 5) отношения в дайках несут островодужные черты состава.

Риолит-порфировая ассоциация даек неоднородна по составу. Часть пород (родниковый комплекс, часть пород петропавловского комплекса) характеризуется более высокими концентрациями

ВЗЭ (Nb — 16.11–29.71 г/т; Y — 17.4–58 г/т; Yb — 3.4–9.0 г/т; Zr — 188.9–628.1 г/т; Th — 8.1–13.1 г/т; U — 3.3–4.7 г/т), тогда как другая часть (спасский комплекс и частично петропавловский дайковый комплекс) отличается уже повышенными содержаниями КИЛЭ: Ba — 713–719 г/т; Cs — 3.1–3.7 г/т; Sr — 597–618 г/т и более глубоким минимумом: Nb — 5.8–6.0 г/т; Ta — 0.3–0.5 г/т. Первая группа близка кислым вулканикам Магнитогорско-Богдановского грабена, а также субщелочным гранитам магнитогорской серии (разборненский, мосовский типы и др.). По отношениям Nb/Y и Zr/Y дайки родникового и петропавловского комплексов, как и дайки более позднего по времени появления сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса, в целом близки к дифференцированным гранитным породам, имеющим генетическую связь с мантийным плюм-зависимым магматическим источником.

КИЛЭ (Rb — 5.4–109.4 г/т; Ba — 104–307 г/т; Th — 1.8–4.8 г/т; U — 0.31–1.39 г/т), как и ВЗЭ (Nb — 3.7–10.1 г/т; Ta — 0.39–0.64 г/т; Zr — 119–277 г/т; Hf — 3.2–7.2 г/т; Y — 28.2–39.6 г/т), в железнородженском комплексе даек также присутствуют в относительно умеренных и повышенных количествах. В дайках железнородженского комплекса отношения Nb/Y и Zr/Y имеют в целом минимальные значения (соответственно 0.22 и 5.7). Это свидетельствует о том, что по составу породы этого комплекса отвечают субдукционному магматическому источнику субщелочного трахибазальтового (сиенито-диоритового) состава.

Балбукский сиенит-диорит-гранит-порфировый комплекс распространен на севере ВМП в виде штокообразных тел, лакколлитов и даек среди слоистых и вулканогенных образований, а также серпентинитов докаменноугольного и каменноугольного времени формирования.

Размещение интрузий и даек балбукского комплекса и связанного с ним золотого оруденения здесь контролируют зоны локального растяжения на фоне общего регионального сжатия. Формирование балбукского комплекса связано с этапом коллизионного сдвигового скольжения блоков новообразованной коры в режиме левосторонней транспрессии [Знаменский, 2009]. Этот режим на Южном Урале существовал со среднего карбона по пермь включительно. При этом становление малых интрузий и даек балбукского комплекса происходило после прекращения активного субширотного стресса, в период релаксации, характеризовавшейся сохранением горизонтальной

составляющей взбросо-сдвиговых смещений по тектоническим зонам.

Условия преобладающего латерального растяжения способствовали реализации внедрения из глубинных очагов на нижнекоровый уровень плюм-зависимых сиенит-диоритовых расплавов, обогащенных не только ВЗЭ (Nb — 7.2–17.4 г/т; Ta — 0.46–1.44 г/т; Zr — 31–121.8 г/т; Hf — 0.95–3.69 г/т), но также серой и хлором. Здесь в апатитах ранних диорит-порфиритов содержания Cl достигали 1.8–2.6 мас. %, а в более кремнекислых породах (сиенит-диорит-порфирах и сиенит-порфирах) содержания хлора в апатитах дискретно понижались с нарастанием количества фтора. Общее распределение Cl и F в апатитах свидетельствует, что это была единая генетическая серия пород, которая образовалась в процессе кристаллизационной дифференциации диорит-сиенитового расплава. Кроме того, наличие высоких содержаний хлора в исходном расплаве, по-видимому, подтверждает его связь с мантийно-плюмовым источником. Относительно хлора и фтора сульфатная сера в апатитах этого комплекса имеет свой особый тренд распределения. В апатитах раннего диорит-порфирита ее содержание минимально. В апатитах сиенит-диорит-порфириров содержание ее возрастает до 0.12 мас. %. В более поздних сиенит-порфирах содержание серы вновь понижается до 0.03–0.08 мас. %. Такая закономерность может означать следующее: ее распределение отражает режим кислорода, более окислительный в расплавах сиенит-диорит-порфириров, что и определяет более высокое содержание SO_3 в апатитах таких пород. Во-вторых, появление серы в породах балбукского комплекса может быть связано с флюидно-магматическим взаимодействием мантийно-плюмового расплава с вмещающими сульфидоносными островодужными породами.

Таким образом, сравнительный анализ состава пород всех ассоциаций даек Магнитогорской серии среднего карбона свидетельствует, что независимо от их относительного возраста, они обладают смешанными надсубдукционными и внутриплитными геохимическими характеристиками, но по геологическим условиям авторы относят все ассоциации даек к внутриплитному геодинамическому режиму. Диапир-плюм, контролировавший магмагенерацию базальтового, субщелочного и гранитного составов, проявился на разных гипсометрических уровнях мантийно-корового разреза, взаимодействуя с островодужными источниками.

Следующий этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской мегазоне датируется поздним карбоном — ранней пермью. Начинается этот позднекаменноугольный этап рифтогенно-плюмового магматизма с формирования **калымбаевского комплекса** лампроитов и лампрофириров с изотопным возрастом 308–305 млн лет [Прибавкин и др., 2007] и **желтинского комплекса** ультракалиевых габбро-порфириров и мелкозернистых гранитов, условно датированных C_3 – P_1 .

Лампроиты **калымбаевского комплекса** в Магнитогорской мегазоне в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас рассекают рудоносный нижнекаменноугольный магнитогорский габбро-гранитный комплекс. Дайки этого комплекса имеют распространение и в сопредельном Александринском рудном районе, и в Верхнеуральском монодиорит-сиенитовом массиве. Наряду с Магнитогорской зоной (Куйбасовский массив) тела этого комплекса рассекают девонские карбонатные породы в Шеинском карьере вблизи г. Челябинска. К западу от г. Троицка (пос. Скалистый) дайки лампроитов и лампрофириров секут каменноугольные адамеллиты Нижне-Санарского массива. Все породы комплекса, располагаясь в разных структурных зонах Южного Урала, характеризуются близким возрастом, а также близким минеральным и химическим составом [Прибавкин, 2017].

Лампрофиры **калымбаевского комплекса** по соотношению суммы щелочей (Na_2O — 0.37–2.99%; K_2O — 0.69–5.38%) и количеству кремнезема (42.0–48.6%) отвечают субщелочным породам, а лампроиты занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами. Щелочность лампроитов — калиевая, а лампрофириров — натриевая и калий-натриевая. Лампрофиры имеют более высокую глиноземистость (al' — 0.33–0.8), чем лампроиты — 0.33–0.68, хотя те и другие низкоглиноземистые. Лампроитам свойственна также повышенная титанистость (TiO_2 — 0.89–1.11%). Общая железистость пород (FeO , 5.85–8.15 г/т) умеренная. Это является отличительной чертой лампроитовой серии. В породах **калымбаевского комплекса** наблюдаются также высокие содержания редких щелочей (Li — 13.8–32.8 г/т; Rb — 20.9–111 г/т; Cs — 0.45–4.5 г/т), КИЛЭ (Ba — 253–8775 г/т; Sr — 527–1431 г/т; U — 2.2–8.0 г/т; Th — 2.4–18.7 г/т) и повышенные количества ВЗЭ (Ta — 0.32–1.2 г/т; Nb — 6.7–16.6 г/т; Hf — 2.9–6.6 г/т; Zr — 124–345 г/т; Y — 13.2–27.1 г/т) и сидерофильных элементов (Cr — 88–945 г/т; Ni — 36.7–635 г/т; Co — 22.4–55.5 г/т; V — 140–5832 г/т; Sc — 13.8–

22.8 г/т). Состав РЗЭ в породах этого комплекса дифференцирован, с существенным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. При этом La/Yb отношения для лампроитоидов и лампрофириров близки и соответственно составляют 18–33 и 13–57. В алмазонасных платформенных лампроитах, как известно, La/Yb отношение значительно выше (63–147) [Сурин, 1999].

По концентрациям скандия, ниобия и иттрия калымбаевский комплекс заметно отличается от типичных внутриплитных образований, включая и алмазонасные лампроиты Австралии, сравнительно более низкими содержаниями этих элементов. По этим показателям они близки к магматитам коллизионной области Юго-Востока Испании [Сурин, 1999]. По данным [Прибавкин, 2017], породы калымбаевского комплекса ближе соответствуют характеристикам шощонитов активных континентальных окраин и орогенным лампроитам складчатых областей, чем анорогенным лампроитам платформ. Видимо, не случайно время внедрения комплекса отвечает орогеническому развитию Урала на период «жесткой» коллизии (гиперколлизии) C₃–P [Пучков, 2010].

Вместе с тем на диаграммах Nb/Yb–Th/Yb и Zr/Y–Nb/Y (рис. 6) породы калымбаевского комплекса демонстрируют принадлежность к гетерогенному мантийно-коровому источнику. Наибо-

лее высокая доля плюмового вещества (Nb/Y 0.73) в калымбаевском комплексе характерна для лампроитов ультраосновного состава (<44% SiO₂). Затем она последовательно снижается к лампроитам (Nb/Y 0.46) основного (44–52% SiO₂) и среднего состава (>52% SiO₂; Nb/Y 0.39), отражая рост доли корового компонента. Лампрофиры близки к лампроитам по диапазону значений Nb/Y (0.41–1.16), отличаясь от них несколько более низкими значениями Zr/Y отношения (соответственно 8.2–9.4 против 10.6–12.7).

Изотопный состав лампроитов Малого Куйбаса характеризуется величиной εNd +2.8 и εSr 24.5 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.70594) [Попов и др., 2003]. Близкие значения εNd (+0.7...+3.9) получены и для других лампроитов калымбаевского комплекса [Прибавкин, 2017]. Эти изотопные данные свидетельствуют о формировании пород из источника, имеющего характеристики, сопоставимые с деплетированным мантийным (DM) резервуаром, обогащенным компонентами рециклированной океанической коры (EM2), а также веществом нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферной мантии (EM1). По этим признакам лампроиты калымбаевского комплекса подобны мафическим разностям плато Колорадо или чуйского комплекса Горного Алтая [Прибавкин и др., 2017].

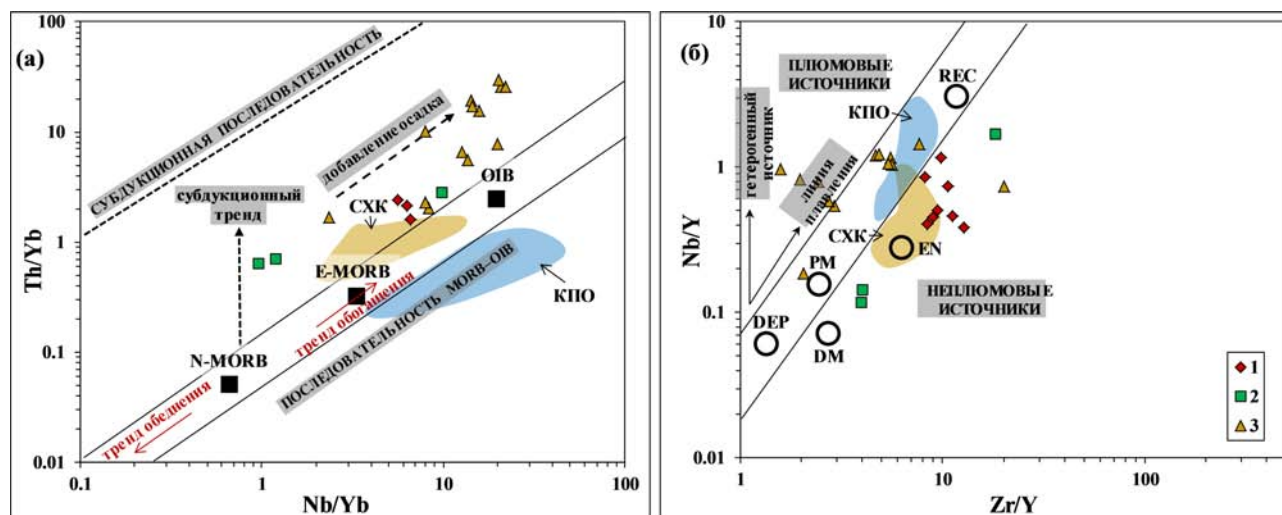


Рис. 6. Диаграммы Nb/Yb–Th/Yb (а) и Zr/Y–Nb/Y (б) для позднекаменноугольных и раннепермских магматических образований Магнитогорской зоны

Условные обозначения: 1 — калымбаевский комплекс, 2 — желтинский комплекс, 3 — гумбейский комплекс. Другие условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 6. Diagrams Nb/Yb–Th/Yb (a) and Zr/Y–Nb/Y (b) for Late Carboniferous and Early Permian magmatic rocks of the Magnitogorsk Zone

Legend: 1 — Kalymbay Complex, 2 — Zheltinsky Complex, 3 — Gumbeyka Complex. For other legend keys see Fig. 2.

На возможную связь с процессами ассимиляции указывает состав флюида, в котором присутствовали высокие концентрации сульфатной серы. Апатит в них образует включения во вкрапленниках флогопита и широко развит в санидиновом и апостекловатом базисе. Его состав соответствует F-апатиту (с содержанием фтора 3.3–4.0%), в котором фосфор изоморфно замещается сульфатной серой и кремнием, а кальций — стронцием. Содержание серы составляет в апатитах 0.87–1.25 мас. % SO_3 , при отсутствии хлора. Такие составы характерны для апатитов окраинно-континентальных мантийно-коровых и коровых магматических серий [Холоднов, Бушляков, 2002]. Кроме того, обогащенность апатита сульфатной серой, при отсутствии капель или микровключений магматических сульфидов, указывает на высокую окисленность лампроитовых расплавов Урала, так как переход серы в окисленное состояние осуществляется при летучести кислорода в магме выше значения буфера $\text{NNO}+1$ [Clemente et al., 2004]. Флюидные и геохимические данные свидетельствуют, что лампроиты характеризуются метками не только внутриплитных (рифтогенно-плюмовых) образований, но и метками окраинно-континентальной обстановки.

Ультракалиевая *габбро-гранит-порфировая ассоциация даек*, на примере желтинского комплекса, условно датируется поздним карбоном и ранней пермью. Этот комплекс объединяет дайки долеритов и габбро-порфиритов с повышенной щелочностью (ранняя фаза) и ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты (последующая фаза). Дайки этого комплекса рассекают все охарактеризованные выше типы гранитоидов и габброидов магнитогорской серии, включая сиенит-порфириты и гранит-порфиры железнодородженского комплекса. Простираение даек разное, но преобладают северо-восточное и северо-западное направления. Самая крупная интрузивная залежь этого комплекса размером 800×60 м расположена на г. Железнодородная. Северо-восточная ее часть прорывает кварцевые монциты Мосовского массива. Одно из тел гранитоидов этого комплекса расположено в 2 км юго-западнее ст. Куйбас, а другое — в районе железорудного месторождения «Малый Куйбас». По химическому составу породы желтинского комплекса отвечают субщелочным разновидностям. При этом долериты являются калий-натриевыми и калиевыми ($\text{Na}_2\text{O} - 4.0\%$; $\text{K}_2\text{O} - 2\%$), а граниты ультракалиевыми ($\text{Na}_2\text{O} - 4.0\%$; $\text{K}_2\text{O} - 4.2\%$), с пониженным содержанием глинозема (12.9%). В породах ранней фазы отмечается высокое содер-

жание TiO_2 (до 2.5 мас. %). Отмечается обогащенность всех пород КИЛЭ (Rb — 47.1–80.2 г/т; Sr — 47.9–367.5 г/т), а ультракалиевых гранитов — также и Ba (1026 г/т); U (1.99 г/т); Th (2.2 г/т); Nb (7.7 г/т); Ta (1.1 г/т); Zr (85.2 г/т); Hf (3.1 г/т). Отношение La/Yb в долеритах составляет 0.7, в гранитах 5.1. По соотношениям Zr/Y и Nb/Y долериты желтинского комплекса существенно отличаются от более поздних гранит-порфиров этого комплекса. Для первых Nb/Y 0.12–0.14, для гранит-порфиров 1.67, Zr/Y соответственно в первых 4.0 и во вторых 18.5. Наиболее близким аналогом по составу микроэлементов для долеритов желтинского комплекса являются сиенито-диориты и диорит-порфириты железнодородженского комплекса. Здесь также отношения Nb/Y и Zr/Y имеют минимальные значения (соответственно 0.22 и 5.7). Пространственно дайковые образования желтинского и железнодородженского комплексов сближены и в некоторых случаях первые из них рассекают вторые. Возможно, это свидетельствует о том, что магматические источники для этих двух разновозрастных комплексов имели близкий состав. В то же время гранит-порфиры желтинского комплекса по составу и соотношению высокозарядных редких элементов Nb, Zr, Y и других близки к гранит-порфирам балбукского и петропавловского комплексов, для которых весьма вероятно связь с исходными, обогащенными плюмовым веществом расплавами. На диаграммах рис. 6 фигуративные точки желтинского комплекса образуют тренды, характерные для островодужных образований, что связано с гетерогенностью источника расплава.

В заключительный этап (290–250 млн лет) проявления плюмового магматизма, на фоне завершающих орогенетических процессов в уралоидах, сформировался монцит-гранитный гумбейский комплекс. Гумбейский комплекс проявился в виде небольших штокообразных массивов и даек, среди которых наиболее крупными являются Новобуранный и Балканский массивы, вытянутые в субширотном направлении. Гумбейский комплекс двухфазный. Породы первой фазы имеют повышенную щелочность: это монцодиориты, монциты, реже — сиениты, кварцевые монциты и кварцевые сиениты, изредка монцогаббро и шонкиниты. Породы второй фазы представлены граносиенитами и умеренно-щелочными гранитами. Возраст гумбейского комплекса 290 млн лет [Овчинников и др., 1969] получен по циркону U-Pb методом. Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией он сопровождается гнез-

довыми и прожилковыми кварц-шеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом.

Широкий диапазон количественных вариаций кремнезема (43–71%) и глинозема (6.9–19%) является характерной особенностью пород рассматриваемого комплекса. Общая щелочность отвечает калий-натриевому (Na_2O — 3.2–4.1%; K_2O — 2.6–4%) типу и лишь в биотит-пироксеновых пикритах (шонкинитах) — калиевому (Na_2O — 0.37–2.5%; K_2O — 3.69–3.48%). По общей щелочности в шонкинитах отсутствуют минералы фельдшпатоидов, но нормативный нефелин отмечается всегда. Магнезиальность пород имеет повышенные характеристики (MgO 18–20%). Умеренно повышенные содержания характерны также для TiO_2 (0.67–1.69%) и P_2O_5 (0.43–1.85%). В распределении микроэлементов в гумбейском комплексе отмечаются следующие закономерности. Высокими концентрациями выделяются как литофильные, так и сидерофильные микроэлементы (Rb — 22.0–114.0 г/т; Ba — 332–1558 г/т; U — 1.5–4.6 г/т; Th — 3.5–22.1 г/т; Pb — 3.8–26.6 г/т; Sr — 345–2184 г/т; V — 25.2–204.6 г/т; Cr — 42.8–337.3 г/т и Ni — 55.4–143.1 г/т). ВЗЭ (Nb — 12.2–18.8 г/т; Ta — 0.33–1.45 г/т; Zr — 31.5–108.9 г/т) также присутствуют в повышенных количествах, при этом Nb и Ta имеют широкий диапазон количественных вариаций. Согласно этим данным состав первичной пикрит-шонкинитовой магмы отвечал, по-видимому, внутриплитному плюм-зависимому источнику. Это частично подтверждают Nb/Y 0.54–0.58 и Zr/Y 2.70–2.95 (см. рис. 6б) соотношения. Точки состава пород (монцогаббро и шонкинитов) гумбейского комплекса отвечают составам, характерным для других более ранних рифтогенно-плюмовых ассоциаций Магнитогорской мегазоны. Для флюидного режима гумбейского комплекса также характерна повышенная начальная активность хлора, в апатитах монцодиоритов содержание хлора составляет 0.62%. Содержание фтора в минералах сравнительно невысокое: в апатитах монцодиоритов 2.0%. Бедны фтором также амфиболы и биотиты 0.25–0.58%. Возможно, такое соотношение галогенов в его составе и определяет специализацию гумбейского комплекса на вольфрамовое и золотое оруденение.

Заключение

Таким образом, плюм-зависимый магматизм специфического межплитного типа проявился в границах Магнитогорской островной дуги в пост-

островодужную эпоху с некоторым временным перекрытием продуктов порфиритового островодужного вулканизма $D_3-C_1t_1$ и продлился вплоть до орогенического этапа (C_3-P), где он наложился на орогеническую обстановку и по своему тектоническому положению формально не может называться внутриплитным. По сути дела, описанный магматизм является результатом и иллюстрацией тесного взаимодействия двух первично независимых процессов: плюмового и плейт-тектонического [Пучков, 2016]. Максимальный объем продуктов магматизма проявился в раннем и среднем карбоне с последовательным формированием вулканогенных, интрузивных и дайковых фаций основного и кислого состава. Конформные интрузивные тела габброидов контролируются ЗМП, которая надвинута на Восточно-Европейский континент. В позднем карбоне и перми магматизм контролируется малыми интрузивами и дайками ВМП и Уйско-Новооренбургской шовной зоны. Все они принадлежат субщелочным калий-натриевым образованиям с постепенным увеличением щелочности в них вплоть до ультракалиевых пород, проявившихся в позднюю эпоху магматизма.

Продукты магматизма сформировались в результате взаимодействия различных мантийно-коровых источников. Межплитный магматизм был связан с подъемом расплавов из зон взаимодействия плюмов с подлитосферной мантией, обогащенной субдукционными компонентами, к основанию новообразованной литосферы. Для этой геодинамической обстановки характерны также субщелочные породы монцонит-граносиенит-гранитной ассоциации, формирование которых происходило при многократном проявлении корового анатексиса на фоне потока, насыщенного плюмовым флюидом.

В процессе эволюции тектоно-магматического режима в Магнитогорской палеодуге в позднем девоне сформировались две группы комплексов. Одна из них объединяет ассоциацию пород мантийной серии, более близких по геологическим условиям и/или геохимическим характеристикам к продуктам внутриплитного магматизма. Они представлены сара-тюбинским вулканогенным комплексом пикритов и меймечитов (D_3fm) восточного обрамления ВМП, утлыкташским и басаевским комплексами конформных интрузий габбро и габбро-диоритов (C_1t_2), худолазовским комплексом (328–324 млн лет) дискордантных интрузий шрисгеймитов, габбро и габбродиоритов, в т.ч. и пегматоидными разновидностями, а также

дайками долеритов (321 млн лет), получивших распространение в ВМП и, наконец, комплексом даек лампроитов и лампрофиров (302–304 млн лет) восточного обрамления Магнитогорской палеодуги. Присутствие надсубдукционных характеристик, также возможно, является следствием контаминации расплава островодужными вулканогенно-осадочными образованиями.

Другая группа комплексов образовалась в процессе подъема астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккретированной) окраинно-океанической литосферы, формируя сложную мантийно-коровую серию последовательно внедряющихся фаз основного, среднего и кислого состава. К ним относятся базальт-риолитовые комплексы, габбро-гранитные интрузивные комплексы и долерит-сиенито-диорит-гранит-порфиновые дайковые комплексы Магнитогорской серии (C_{1t_2} – C_2 с изотопными датировками 333–310 млн лет). Наряду с внеплитными магматическими ассоциациями подлитосферного типа и сериями пород с промежуточными характеристиками, для этой геодинамической обстановки характерны также граносиенит-гранитные ассоциации, формирование которых происходило при проявлении корового анатексиса на фоне насыщенного потока плюмовых флюидов.

Здесь, так же как и в предыдущей генетической группе, присутствуют породы с геохимическими характеристиками, свойственными контаминированным образованиям. Заметим, что здесь (куйбасовский комплекс габбрового состава) известны также породы, формирование которых обязано кристаллизационной дифференциации и кумулятивным процессам. Завершают вторую группу комплексов дайки и малые интрузии субщелочных калий-натриевых с повышенным содержанием калия пород желтинского и гумбейского комплексов. Они накладываются на активно формирующуюся структуру гиперколлизии орогена Урала и уже не могут относиться к внутриплитным.

Список литературы:

- Боровиков А.А., Бульбак Т.А., Борисенко А.С., Рагозин А.Л., Палесский С.В. Поведение рудных элементов в окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных гетерофазных флюидах Cu–Mo(Au)-порфировых месторождений (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – С. 557–570.
- Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. – 2018. – № 12. – С. 1979–1996.
- Геологическая карта Урала. М 1:500 000 / Ред. И.Д. Соболев. – М., 1979. – 24 л.
- Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. – Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 383 с.
- Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизии месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.
- Знаменский С.Е., Светлакова А.Н., Пучков В.Н. Особенности структуры Джетыгаринско-Троицкой зоны Южного Урала по данным профиля УРСЕЙС-95 // Докл. РАН. – 2012. – Т. 447, № 3. – С. 314–317.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизии вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 3–21.
- Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt–Cu–Ni рудообразование в Норильском районе. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. – 306 с.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. – 2013. – Т. 21, № 1. – С. 94–108.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Д.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканов Курильской островной дуги // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 5. – С. 512–535.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенез. – Уфа, 1998. – 118 с.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. – 2010. – № 12. – С. 1266–1288.
- Обвинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 2-го Уральского петрогр. совещ. – Свердловск: УФАН СССР, 1969. – Т. 1. – С. 173–204.
- Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Основные закономерности вариаций состава, геохимии и изотопии вулканитов линейных тектоно-магматических поднятий Бразильской котловины // Геохимия. – 2014. – № 2. – С. 124–144.
- Перелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М. Базаниты г. Хухч — первые минералого-геохимические данные по K–Na (внутриплитному) щелочному магматизму Западной Камчатки // Докл. РАН. – 2006. – Т. 408, № 6. – С. 795–799.
- Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия кора – мантия // Записки ВМО. – 2003. – Т. 132, № 3. – С. 16–38.
- Прибавкин С.В. Лампроиты Южного Урала: проблемы номенклатуры, возраста, геодинамической интерпретации // Литосфера. – 2017. – № 1. – С. 53–67.

Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Докл. РАН. — 2007. — Т. 412, № 5. — С. 1–3.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.

Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника. — 2016. — № 4. — С. 88–104.

Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. — 2018. — Т. 18, № 5. — С. 692–706.

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Уфа, 2017. — 183 с.

Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. Коллизионный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. — 2014. — № 1. — С. 12–20.

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. — Уфа: БФАН СССР, 1984. — 112 с.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. — 2014. — № 5. — С. 33–55.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. Магматизм и оруденение (карбон — пермь) в эволюции аккреционно-коллизионного складчатого пояса Южного Урала // Литосфера. — 2016. — № 5. — С. 35–57.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седерлунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. — 2012. — № 6. — С. 66–72.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология. — 2008. — Т. 16, № 5. — С. 527–547.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.

Сурин Т.Н. Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (Калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия, петрогенез. — Уфа, 1999. — 127 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. — Екатеринбург: УрО РАН, 2002. — 392 с.

Холоднов В.В., Крук Н.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С. Гранитоидный магматизм и рудоносность Урала и Горного Алтая как отражение особенностей формирования и эволюции континентальной коры // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Матер. 3-ей международной научной конференции. — Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. — С. 198–200.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразование,

предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера. — 2017. — № 2. — С. 5–27.

Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Галогены и сера в апатитах как признак специализации позднепалеозойских аккреционно-коллизионных габбро-долеритов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала на Cu-Ni и Au оруденение // Ежегодник — 2014. — Екатеринбург, 2015. — С. 214–221. — (Тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 162).

Clemente B., Scailet B., Pichavant M. The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. Journal of Petrology. — 2004. — V. 45, No. 11. — P. 2171–2196.

Ernst R. Large Igneous Provinces. — Cambridge University Press, London. — 2014. — 653 p.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. — 2008. — V. 100. — P. 14–48.

References:

Borovikov A.A., Bul'bak T.A., Borisenko A.S., Ragozin A.L., Palesskii S.V. Povedenie rudnykh elementov v oksislennykh khloridnykh i karbonatno-khloridno-sul'fatnykh geterofaznykh flyuidakh Cu—Mo(Au)-porfirovykh mestorozhdenii (po eksperimental'nym dannym) [The behavior of the ore elements in oxidized chloride and carbonate-chloride-sulphate heterophase fluids of Cu-Mo(Au)-porphyry deposits (after experimental data)] // Geologiya i geofizika. 2015. V. 56. P. 557–570 (In Russian).

Clemente B., Scailet B., Pichavant M. The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. Journal of Petrology. 2004. V. 45, No. 11. P. 2171–2196.

Ernst R. Large Igneous Provinces. London: Cambridge University Press, 2014. 653 p.

Geologicheskaya karta Urala. M 1:500 000 [Geological map of Urals by scale on 1:500 000] / I.D. Sobolev (ed.). Moscow, 1979. 24 sheets. (In Russian).

Grigor'ev N.A. Raspredelenie khimicheskikh elementov v verkhnei chasti kontinental'noi kory [Distribution of chemical elements in the upper part of continental crust]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2009. 383 p. (In Russian).

Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. Galogeny v endogenom rudoobrazovanii [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2002. 392 p. (In Russian).

Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. Rifeiskii magmatizm i rudoobrazovanie, predshestvuyushchie raskrytiyu Ural'skogo paleoокеана (zapadnyi sklon Yuzhnogo Urala) [Riphean magmatism and ore formation, previous to opening of Ural Paleo-Ocean (West slope of Southern Urals)] // Litosfera. 2017. No. 2. P. 5–27 (In Russian).

Kholodnov V.V., Kruk N.N., Petrov G.A., Shagalov E.S. Granitoidnyi magmatizm i rudonosnost' Urala i Gornogo Altaya kak otrazhenie osobennosti formirovaniya i evolyutsii kontinental'noi kory [Granitoid magmatism and ore bearing of the Urals and Gorny Altai as a reflection of the features of the formation and evolution of the continental crust] // Korrelyatsiya altaid i uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geokhronologiya, geodinamika i metallogeniya. Mater. 3-ei mezhdunarodnoi

nauchnoi konferentsii [Correlation of altaides and uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny: Materials of 3-th International science conference]. Novosibirsk: Institut geologii i mineralologii SO RAN, 2016. P. 198–200 (In Russian).

Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Rakhimov I.R., Shagalov E.S., Konovalova E.V. Galogeny i sera v apatitakh kak priznak spetsializatsii pozdnePaleozoiskikh akkretionno-kollizionnykh gabbro-doleritov Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala na Cu-Ni i Au orudnenie [Halogens and Sulfur in apatites as a sign of a specialization of Late Paleozoic accretionary — collision gabbro-dolerites of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals for Cu-Ni and Au mineralization] // *Ezhegodnik — 2014*. Ekaterinburg, 2015. P. 214–221. (Tr. IGG UrO RAN; Is. 162). (In Russian).

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrologo-geokhimicheskie osobennosti srednedevonsko-rannekamennougol'nykh vulkanitov Magnitogorskoy zony v geodinamicheskom kontekste [Petrological-geochemical features of Middle Devonian — Early Carboniferous island — arc and collisional volcanites in the Magnitogorsk Zone in geodynamic context] // *Litosfera*. 2006. V. 1. P. 3–21 (In Russian).

Krivolutskaya N.A. Evolyutsiya trappovogo magmatizma i Pt-Cu-Ni rudobrazovanie v Noril'skom raione [Evoluion of flood basalt magmatism and Pt-Cu-Ni ore formation in Norilsk region]. M.: Tovarishch. nauch. izd. KMK, 2013. 313 p. (In Russian).

Martynov Yu.A., Khanchuk A.I. Kainozoiskii vulkanizm vostochnogo Sikhote-Alinya: rezul'taty i perspektivy petrologicheskikh issledovaniy [Cenozoic volcanism of the eastern Sikhote-Alin, the results and prospects of petrological studies] // *Petrologiya*. 2013. V. 21, No. 1. P. 94–108 (In Russian).

Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Kimura D.I., Rybin A.V., Martynov A.Yu. Geokhimiya i petrogenesis chetvertichnykh vulkanov Kuril'skoi ostrovnoidugi [Geochemisry and petrogenesis of quaternary volcanoes of the Kurily island arc] // *Petrologiya*. 2010. V. 18, No. 5. P. 512–535 (In Russian).

Moseichuk V.M., Surin T.N. Famen-turneyskaya bazal't-pikritovaya (sara-tyubinskaya) tolshcha Vostochno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala: geologiya, geokhimiya, mineralogiya i petrogenez [Famen-Tournaisian basalt-picrite (sara-tiubinskaya) unit of the Vostochno-Magnitogorsk zone of the Southern Urals: geology, geochemistry, mineralogy and petrogenesis]. Ufa, 1998. 118 p. (In Russian).

Naumov V.B., Kovalenko V.I., Dorofeeva V.A., Girnis A.V., Yarmolyuk V.V. Srednii sostav magmaticheskikh rasplavov glavnykh geodinamicheskikh obstanovok po dannym izuchenii rasplavnykh vklyucheni v mineralakh i zakalochnykh stekol porod [An average composition of magmatic melts of the main geodynamic situations after data of study of melt inclusions in minerals and chill glasses of rocks] // *Geokhimiya*. 2010. No. 12. P. 1266–1288 (In Russian).

Ovchinnikov L.N., Stepanov A.I., Krasnobaev A.A., Dunaev V.A. Obzor dannykh po absolyutnomu vozrastu geologicheskikh obrazovaniy Urala [The overview of data on the isotopic age of geological complexes of the Urals] // *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala: tr. 2-go Ural'skogo petrograf. soveshch. [Magmatism, Metamorphism, Metallogeny of the Urals: Proceedings of the 2nd Ural Petrographic Conference]*. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 1969. V. 1. P. 173–204 (In Russian).

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.

Peive A.A., Skolotnev S.G. Osnovnye zakonomernosti variatsii sostava, geokhimii i izotopii vulkanitov lineinykh tektono-magmaticheskikh podnyatii Brazil'skoi kotloviny [The main regularities of composition, geochemistry and isotope variations of volcanics of linear tectono-magmatic uplifts of the Brazilian depression] // *Geokhimiya*. 2014. No. 2. P. 124–144 (In Russian).

Perpelov A.B., Puzankov M.Yu., Ivanov A.V., Filosofova T.M. Bazanity g. Khukhch — pervye mineralogo-geokhimicheskie dannye po K-Na (vnutriplitnomu) shchelochnomu magmatizmu Zapadnoi Kamchatki [Bazanites of Khukhch mountain — the first mineralogo-geochemical data on the K-Na (intraplate) alkaline magmatism of the Western Kamchatka] // *Dokl. RAN*. 2006. V. 408, No. 6. P. 795–799 (In Russian).

Popov V.S., Tevelev A.V., Belyatskii B.V., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Zhuravlev D.Z., Osipova T.A. Izotopnyi sostav Nd i Sr v granitakh Urala kak pokazatel' vzaimodeistviya kora — mantiya [Isotopic composition of Nd and Sr in granites of the Urals as an indicator of a crust-mantle interaction] // *Zapiski VMO*. 2003. V. 132, No. 3. P. 16–38 (In Russian).

Pribavkin S.V. Lamproity Yuzhnogo Urala: problemy nomenklatury, vozrasta, geodinamicheskoi interpretatsii [Lamproites of the Southern Urals: problems of nomenclature, age geodynamic interpretation] // *Litosfera*. 2017. No. 1. P. 53–67 (In Russian).

Pribavkin S.V., Ronkin Yu.L., Travin A.V., Ponomarchuk V.A. Novye dannye o vozraste lamproit-lamprofirovogo magmatizma Urala [New data on the age of lamproite-lamprophyre magmatism of the Urals] // *Dokl. RAN*. 2007. V. 412, No. 5. P. 1–3 (In Russian).

Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual topics of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizainPoli-grafServis Publ., 2010, 280 p. (In Russian)

Puchkov V.N. Vzaimosvyaz' plitotektonicheskikh i plumovykh processov [Interconnection of plate-tectonic and plume-tectonic processes] // *Geotektonika*. 2016. No. 4. P. 88–104 (In Russian).

Puchkov V.N. Plyum-zavisimyi granit-riolitovyi magmatizm [Plume-depending granite-rhyolite magmatism] // *Litosfera*. 2018. V. 18, No. 5. P. 692–706 (In Russian).

Rakhimov I.R. Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Geology, Petrology and ore potential of her West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals]: Dis. ... kand. geol.-min. nauk. Ufa, 2017. 183 p. (In Russian).

Rakhimov I.R., Salikhov D.N. Kollizionnyi magmatizm Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Collisional magmatism of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals] // *Vestnik Akademii nauk Respubliki Bashkortostan*. 2014. No. 1. P. 12–20 (In Russian).

Safonova I.Yu. Geokhimicheskaya evolyuciya vnutriplitnogo okeanicheskogo magmatizma Paleoaziatskogo okeana ot pozdnego proterozoya do rannego kembriya [Geochemical evolution of intraplate magmatism in the Paleo-Asian Ocean

from the Late Neoproterozoic to the Early Cambrian] // Petrology. 2008. V. 16, No. 5. P. 492–511 (In Russian).

Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. Magmatizm i orudnenie zony rannei konsolidatsii Magnitogorskoi evgeosinklinali [Magmatizm and ore mineralization in the zone of early consolidation of the Magnitogorsk eugeosyncline]. Ufa: BFAN SSSR, 1984. 112 p. (In Russian).

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Osipova T.A., Rakhimov I.R. Magmatizm i orudnenie (karbon – perm') v evolyutsii akkretsiionno-kollizionnogo skladchatogo poyasa Yuzhnogo Urala [Magmatizm and ore mineralization (Carboniferous – Permian) in the zone of early consolidation of the Magnitogorsk eugeosyncline] // Litosfera. 2016. No. 5. P. 35–57 (In Russian).

Salikhov D.N., Moseichuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. Kamennougol'nyi vulkano-intruzivnyi magmatizm Magnitogorsko-Bogdanovskogo grabena v svete novykh geologo-geokhimicheskikh dannyykh [The Carboniferous volcano-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben in the light of new geologo-geochemical data] // Litosfera. 2014. No. 5. P. 33–55 (In Russian).

Salikhov D.N., Belikova G.I., Puchkov V.N., Ernst R., Sederlund U., Kamo S., Rakhimov I.R., Kholodnov V.V. Nikeleunosnyi intruzivnyi kompleks na Yuzhnom Urale [Ni-bearing intrusive complex in the Southern Urals] // Litosfera. 2012. No. 6. P. 66–72 (In Russian).

Seravkin I.B., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya [Fault tectonics and ore potential of the Bashkirian Transuralia]. Ufa: Poligrafkombinat, 2001. 318 p. (In Russian).

Surin T.N. Triasovye lamproitoidy i lamprofiry (Kalymbayevskii kompleks) Vostochno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala: mineralogiya, geokhimiya, petrogenez [Triassic lamproitoid and lamprophyre (Kalymbayevsky complex) of the East-Magnitogorsk zone of the Southern Urals: mineralogy, geochemistry, petrogenesis]. Ufa, 1999. 127 p. (In Russian).

Volynets A.O., Pevzner M.M., Tolstykh M.L., Babansky A.D. Volcanism of the southern part of the Sredinny Range of Kamchatka in the Neogene-Quaternary // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59, No. 12. P. 1533–1732.

Znamenskii S.E. Strukturnye usloviya formirovaniya kollizionnykh mestorozhdenii zolota vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala [Structural conditions of formation of collisional gold deposits of the eastern slope of the Southern Urals]. Ufa: Gilem, 2009. 348 p. (In Russian).

Znamenskii S.E., Svetlakova A.N., Puchkov V.N. Osobennosti struktury Dzhetygarinsko-Troitskoi zony Yuzhnogo Urala po dannym profilya URSEIS-95 [The features of the structure of the Dzhetygarinsko-Troitsk zone of the Southern Urals after data of URSEIS-95 profile] // Dokl. RAN. 2012. V. 447, No. 3. P. 314–317 (In Russian).

Сведения об авторах:

Салихов Делир Нурзадаевич, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: magm@ufaras.ru

Холоднов Владимир Васильевич, доктор геол.-мин. наук, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Пучков Виктор Николаевич, член-корреспондент РАН, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: puchkv@ufaras.ru

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: rigel92@ufaras.ru

About the authors:

Salikhov Delir Nurzadaevich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: magm@ufaras.ru

Kholodnov Vladimir Vasil'yevich, doctor of geological and mineralogical sciences, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS (IGG UB RAS), Ekaterinburg. E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Puchkov Viktor Nikolaevich, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS (IGG UB RAS), Ekaterinburg. E-mail: puchkv@ufaras.ru

Rakhimov Ildar Rashitovich, Candidate of Geology and mineralogy of Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: rigel92@ufaras.ru