

Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэфельское время

А. М. Косарев¹, В. Н. Пучков^{1,2}, **И. Б. Серавкин¹**, Г. Т. Шафигуллина¹

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: amkosarev@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 13.10.2020 г., принята к печати 15.08.2021 г.

Объект исследований. Обобщение геодинамических условий и колчеданообразования в среднепалеозойское время в палеостроводужной Магнитогорской мегазоне (ММЗ) Южного Урала. **Материалы и методы.** По большей части колчеданных месторождений исследуемой площади авторами проведены маршрутные исследования, включая геологическую съемку отдельных рудных полей и карьеров месторождений, изучен керн глубоких скважин и прозрачные шлифы, сделаны представительные анализы петрогенных и микроэлементов методами мокрой химии и ICP-MS в аналитических центрах России и Европы. Геодинамические реконструкции проводились с учетом региональных данных по гравитке, тепловому полю, магнитометрии и сейсмическим исследованиям, включая “Ур-сейс-95”. Наряду с авторскими данными использованы и аналитические материалы, опубликованные в российских и зарубежных изданиях. **Результаты.** В ходе геодинамических реконструкций установлено, что главными элементами палеоструктуры Южного Урала в девоне была зона субдукции восточного падения и астеносферные диапиры, внедрявшиеся в “slab-window”, которые определяли тип вулканических поясов, состав и объем вулканитов колчеданосных комплексов и рудного вещества колчеданных месторождений. В ММЗ нами выделены следующие геодинамические зоны: 1 – полихронная аккреционная призма; 2 – фронтальная и развитая островные дуги (D_{1e2} – D_{2ef1}); 3 – зона задугового спрединга (D_{1e2}); 4 – тыловая островная дуга (D_{2ef1}). **Заключение.** Для каждой зоны и рудных районов характерны автономное развитие вулканизма, особое глубинное строение, разный состав, и объем колчеданных месторождений, различающихся соотношениями Cu и Zn, количествами Pb, Ba, Au. В вулканических комплексах ММЗ выделены три группы базальтов плюмовых источников. Результаты исследования могут быть использованы при прогнозно-оценочных и поисковых работах на колчеданное оруденение.

Ключевые слова: островные дуги, зона субдукции, геохимия, геодинамика, металлогения, базальты, кислые породы, колчеданные месторождения

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного задания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0078) и программы РАН № 8

Geodynamic conditions of massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone

Alexandr M. Kosarev¹, Victor N. Puchkov^{1,2}, **Igor B. Seravkin¹**, Gulnara T. Shafigullina¹

¹Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: amkosarev@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 13.10.2020, accepted 15.08.2021

Research subject. Volcanism, rock geochemistry, geodynamics, and massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone (MMZ) of the Southern Urals in the Middle Paleozoic. **Materials and Methods.** Across the largest part of the massive sulfide deposits under investigation, the authors conducted route studies, including geological surveys of individual

Для цитирования: Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2021) Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэфельское время. *Литосфера*, 21(6), 775–804. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-775-804>

For citation: Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2021) Geodynamic conditions of massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 775–804. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-775-804>

© А.М. Косарев, В.Н. Пучков, И.Б. Серавкин, Г.Т. Шафигуллина, 2021

ore fields and quarries of deposits, core samples of deep wells and transparent sections. Representative analyses of petrogenic and microelements were performed using wet chemistry and ICP-MS in analytical centers in Russia and Europe. Along with the authors' data, analytical materials published by Russian and foreign researchers were used. Geodynamic reconstructions were carried out taking into account regional data on gravities, thermal field, magnetometry, and seismic studies, including "Urseis-95". **Results.** The geodynamic reconstructions established that the main elements of the paleostructure of the Southern Urals in the Devonian were the subduction zone of the eastern dip and asthenospheric diapirs that penetrated into the "slab-window", which determined the type of volcanic belts, the composition and volume of volcanic rocks of pyrite-bearing complexes, and ore matter of pyrite deposits. The following geodynamic zones in the MMZ were identified: 1 – polychronous accretion prism; 2 – frontal and developed island arcs (D_{1e_2} – D_{2ef_1}); 3 – zone of back-arc spreading (D_{1e_2}); 4 – rear island arc (D_{2ef_1}). **Conclusions.** All investigated zones and ore areas are characterized by an autonomous development of volcanism, a special deep structure and a different composition, as well as by a different volume of massive sulfide deposits that vary in the Cu and Zn ratios and Pb, Ba, Au amounts. In the MMZ volcanic complexes, three groups of plume source basalts are distinguished. The results can be used in predictive-estimation and search operations for massive sulfide mineralization.

Keywords: island arcs, subduction zone, geochemistry, geodynamics, metallogeny, basalts, acidic rocks, massive sulfide deposits

Funding information

The work was performed in the framework of the state task of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the RAS (No. 0246-2019-0078) and the RAS Programme No. 8

ВВЕДЕНИЕ

Работа представляет собой обобщение многолетних исследований вулканизма, колчеданной металлогении и геодинамики Южного Урала (Серавкин, 1986; Вулканизм..., 1992; Пучков, 2000, 2010; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005, 2009, 2010, 2018; Косарев, Артюшкова, 2007).

На базе новых данных охарактеризованы колчеданосные комплексы Магнитогорской мегазоны Южного Урала: 1) эмского возраста – ивановский (зоны Главного Уральского разлома (ГУР)), бурибайский, баймакский, макан-октябрьский, гайский (Тубинско-Гайского пояса, Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ)), домбаровский (ЮВ части Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ)); 2) раннеэйфельского возраста – подольский, восточно-подольский (восточной части ЗМЗ) и джусинский (западной части ВМЗ) (рис. 1).

Проблемы тектоники, вулканизма и металлогении Южного Урала изучаются авторами в течение многих десятилетий (Вулканизм..., 1992; Пучков, 2000, 2010; Косарев и др., 2005, 2018; и др.).

В развитии продуктивного на колчеданное оруждение вулканизма в Магнитогорской мегазоне выделяются два этапа: I – эмско-раннеэйфельский и II – позднеэйфельско-живетский. Первый из них подразделяется на два подэтапа – (D_{1e_2}) и (D_{2ef_1}), которые контролировались субдукционной геодинамической обстановкой. Зона субдукции имела восточное падение (рис. 2). На раннем этапе формирования бурибайского комплекса в субдуцирующей плите возникло "slab-window", с которым связано появление в разрезе эффузивных базальтов, близких по составу к океаническим плато-базальтам.

Для оценки возможного участия плюмового вещества в петрогенезе колчеданосных и безруд-

ных вулканических комплексов позднеэмско-раннеэйфельского возраста (фронтальная и развитая островные дуги) были построены диаграммы Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008) и Zr/Y–Nb/Y (Fitton et al., 1997; Condie, 2003; Ernst et al., 2006), которые использованы для выделения в составе комплексов плюмовой, субдукционной и других неплюмовых составляющих.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД

В работе использованы авторские и опубликованные количественные аналитические материалы. Анализы ICP-MS методом сделаны в ИГЕМ (Москва), ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), в Университете г. Гранады (Испания); рентгено-флюоресцентный анализ – в ИГЕМ (Москва); силикатный, атомно-абсорбционный и рентгено-флюоресцентный анализы – в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) и в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс); ICP-AES метод – в Музее Естественной истории (г. Лондон).

Колчеданосные комплексы эмско-раннеэйфельского возраста

Колчеданосные комплексы Магнитогорской мегазоны различаются по особенностям составов руд и стратиграфическому положению групп или отдельных колчеданных месторождений. Выделены следующие типы колчеданосных комплексов эмско-раннеэйфельского возраста: ивановский, бурибайский, баймакский, макан-октябрьский, гайский, подольский, джусинский, домбаровский. В эмское время начинается главная фаза островодужного вулканизма, в результате которой форми-

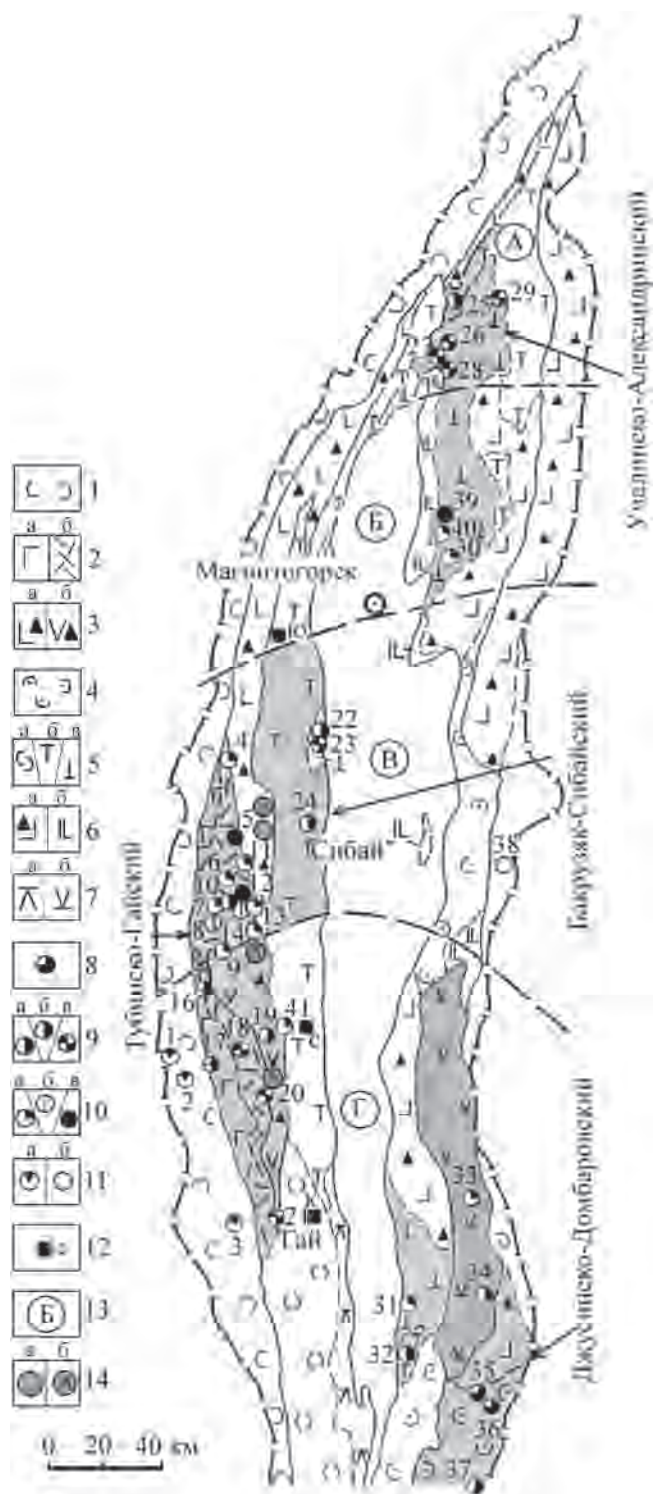


Рис. 1. Размещение колчеданных месторождений в вулканических комплексах ММЗ, по (Серавкин, 1986, 2007), с дополнениями А.М. Косарева.

Формации: 1 – базальтовая (O-S) с включениями субщелочной базальт-трахитовой (D_{1e1}) и базальт-риолитовой (D_{1e2}); 2 – бонинито-базальт-риолитовая (D_{1e2}): контрастный (а) и непрерывно дифференцированный (б) комплексы; 3 – андезит-базальтовая (D_{2ef1}): базальт-андезит-базальтовый (а) и гибридный базальт-кварцевый андезит-риодацитовый (б) комплексы; 4 – пиллоу-базальтовая (D_{2ef2}); 5 – базальт-риодацитовая

(D_{2ef2}): базальтовый (а), базальт-риодацитовый (б) и непрерывно дифференцированный (в) комплексы; 6 – андезит-базальтовая (D_2) (а), базальт-андезит-базальтовая (D_{2f}) (б); 7 – базальт-андезит-риодацитовая: юсинский (а) (D_2) и субщелочной джусинский (б) (D_{2ef}) комплексы.

Колчеданные месторождения: 8 – медноколчеданные (домбаровский тип); 9 – медно-цинковоколчеданные ($Cu < Zn$), уральский I подтип (а), цинково-медноколчеданные ($Cu > Zn$), уральский II подтип (б) и цинково-медноколчеданные с полиметаллической минерализацией, уральский III подтип (в); 10 – золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в) (баймакский тип); 11 – кобальт-медноколчеданные (ивановский тип) и (б) – цинково-колчеданные (филизчайский тип); 12 – безрудные участки: С – Савельевский, К – Калиновский, Ю – Юлдашевский.

Названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкинское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уваряж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семёновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Кайн, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссиргузинское, 32 – Западно-Ашчебутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарыкинское, 41 – Восточно-Подольское.

Схема районирования: 13 – поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский; 14 – вулканические сооружения в Ирландско-Гадилевской зоне (а) и анкармит-содержащие постройки (б). Серым показаны колчеданосные палеовулканические пояса.

Fig. 1. Location of massive sulfide deposits in volcanic complexes of MMZ, by (Seravkin, 1986, 2007), with additions by A.M. Kosarev.

Rock formations: 1 – basaltic (O-S) with inclusions of subalkaline basalt-trachyte (D_{1e1}) and basalt-rhyolitic (D_{1e2}) strata; 2 – basalt-boninite-rhyolitic (D_{1e2}): contrast (a) and continuously differentiated (b) complexes; 3 – andesite-basalt (D_{2ef1}): basalt-basaltic andesite (a) and hybrid basalt-quartz-andesite-rhyodacite (b) complexes; 4 – pillow-basaltic (D_{2ef2}); 5 – basalt-rhyodacite (D_{2ef2}): basaltic (a), basalt-rhyodacite (b), and continuously differentiated (v) complexes; 6 – andesite-basalt (D_2) (a), basalt-basaltic andesite (D_{2f}) (b); 7 – basalt-andesite-rhyodacite: Yusa (a) (D_2) and subalkaline Djusinsk (b) (D_{2ef}) complexes.

Massive sulfide deposits: 8 – Cu massive sulfide (Dombarovka type); 9 – Cu-Zn massive sulfide, $Cu > Zn$, Urals type, subtype I (a), Zn-Cu massive sulfide, $Cu < Zn$, Urals type, subtype II (b), and Zn-Cu massive sulfide with polymetallic mineralization, Urals type, subtype III (v); 10 – gold massive sulfide polymetallic (a), gold-barite-polymetallic (b), and gold-massive sulfide (b) (Baymak type); 11 – Co-Cu massive sulfide (Ivanovka) (a) and Zn massive sulfide (Filizchai type) (b); 12 – barren areas: C – Savel'evka, K – Kalinovka, and Ю – Yuldashevo.

Massive sulfide deposits: 1 – Ivanovka, 2 – Dergamysh, 3 – Ishkinino, 4 – Tubinsk Group, 5 – Kul'-Yurt-Tau, 6 – Uvaryazh, 7 – Bakr-Tau, 8 – Gornaya Baikara, 9 – Maiskoe, 10 – Tash-Tau, 11 – Tanalyk-Baymak, 12 – Semenovka, 13 – Yulaly, 14 – Tubinsk-Kain, 15 – Balta-Tau, 16 – Yubileiny, 17 – Buribay, 18 – Makan Group, 19 – Podolsk, 20 – Mambet, 21 – Gai, 22 – Bakr-Uzyak, 23 – Southern Bakr-Uzyak, 24 – Sibay, 25 – Uchaly, 26 – Ozerne, 27 – Uzel'ga, 28 – Molodezhnoe, 29 – Tash-Yar, 30 – Aleksandrino, 31 – Issirguzhi, 32 – Western Ashchebutak, 33 – Djusinsk, 34 – Barsuchy Log, 35 – Letnee, 36 – Osennee, 37 – Vesennoe, 38 – Amurskoe, 39 – Sabanovka, 40 – Babaryk, 41 – Eastern Podolsk.

Zoning scheme: 13 – transverse blocks: A – Uchaly, B – Magnitogorsk-Verkhneuralsk, V – Baymak-Katsbakh, G – Orsk-Dzhusinsk; 14 – volcanic structures in Irendyk-Godilevsky zone (a) and ankaramites containing volcanic buildings (b). Massive sulfide paleovolcanic belts are indicated in gray.

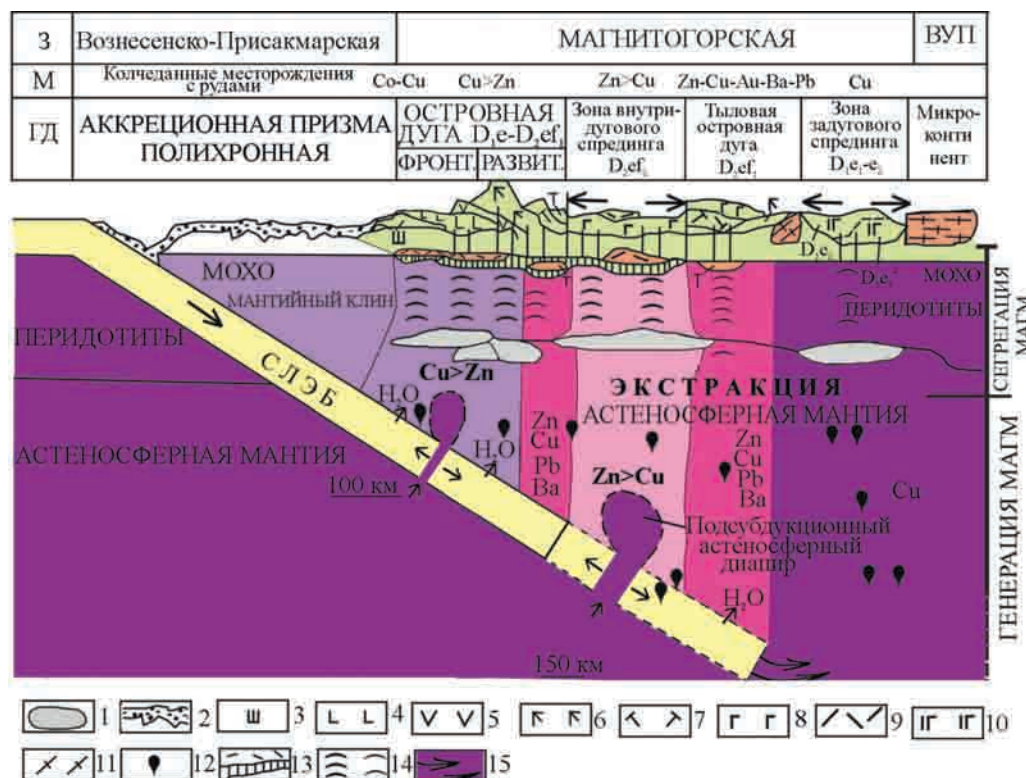


Рис. 2. Схема развития надсубдукционного вулканизма и колчеданообразования в ММЗ. В зависимости от глубины погружения слэба в верхнюю мантию меняется состав водных субдукционных флюидов, интенсивность экстракции рудогенных элементов (Cu, Zn, Pb, Ba) из мантийного субстрата в ходе парциального выплавления магм в надсубдукционной зоне, что влияет на состав и объем рудного вещества в колчеданных месторождениях (пояснения см. в тексте).

1 – зоны магнеобразования в мантийном клине; 2 – серпентинитовый меланж; 3–10 – базальтовые магмы, исходные для петрогенетических серий и соответствующих магматических комплексов: 3 – шошонитовая серия, мостостроевский комплекс (D_{1e1}); 4 – бонинитовая серия, бурибайский комплекс (D_{1e2}); 5 – известково-щелочная серия, верхнетаналыкский комплекс (D_{1e2}); 6 – известково-щелочная и толеитовая серии, ирендыкский комплекс (D_{2ef1}); 7 – шошонитовая серия с известково-щелочным уклоном, сукраковский и джусинский комплексы (D_{2ef1}); 8 – толеитовая островодужная серия, карамалыташский комплекс и его возрастные аналоги (D_{2ef2}); 9 – кремнекислые породы в составе карамалыташского комплекса; 10 – базальты субконтинентальные, джайланский комплекс (D_{1e2}) и базальты субокеанические, киембаевский комплекс (D_{1e2}); 11 – кристаллические сланцы Восточно-Уральского микроконтинента; 12 – генерация магм; 13 – очаги базальтовых и кислых магм на границе нижняя кора–верхняя мантия; 14 – поднимающиеся мантийные диапиры; 15 – направление миграции субдукционных флюидов в зону задугового спрединга. Сокращения: 3 – зоны, М – металлогения колчеданная, ГД – геодинамические обстановки, ВУП – Восточно-Уральское поднятие.

Fig. 2. Scheme of development of suprasubduction volcanism and massive sulfide formation of the MMZ. Depending on the depth of the slab sinking into the upper mantle, the composition of water subduction fluids and the intensity of extraction of ore elements (Cu, Zn, Pb, Ba) from the mantle substrate during partial melting of magmas in the suprasubduction zone change, which affects the composition and volume of ore matter in massive sulfide deposits (explanations in the text).

1 – magma formation zones in mantle wedge; 2 – serpentinite melange; 3–10 – basaltic magmas, primary for petrogenetic series and corresponding magmatic complexes: 3 – shoshonite series, Mostostroy complex (D_{1e1}), 4 – boninite series, Buribay complex (D_{1e2}), 5 – calcalkaline series, Upper Tanalyk complex (D_{1e2}), 6 – calc-alkaline and tholeiitic series, Irendyk Complex (D_{2ef1}), 7 – shoshonite series with calc-alkaline trend, Sukrakov and Djusinsk complexes (D_{2ef1}), 8 – tholeiitic island-arc series, Karamalytash complex and its age analogues (D_{2ef2}), 9 – silicic rocks in Karamalytash complex, 10 – subcontinental basalts of Djalga complex (D_{1e2}) and suboceanic basalts of Kiembai complex (D_{1e2}); 11 – the schists of East-Uralian Microcontinent; 12 – magma generation; 13 – basaltic and felsic magma chambers at lower crust–upper mantle boundary; 14 – uplifting mantle diapirs; 15 – direction of migration of subduction fluids to the zone of back-arc spreading. Abbreviations: 3 – zones, М – massive sulfide metallogeny, ГД – geodynamic settings, ВУП – East Ural Uplift.

ровались фронтальная островная дуга (D_{1e2}), развита и тыловая островные дуги (D_{2ef1}), зона задугового спрединга (D_{1e2}). В позднейфельское вре-

мя формируется колчеданосная внутридуговая карамалыташско-шуулдакская спрединговая зона, которая в данной статье не рассматривается.

Комплексы эмского возраста

Ивановский колчеданосный комплекс расположен преимущественно в южной части зоны ГУР. Он включает в себя Дергамышское, Ишкининское и Ивановское Ni-Co-Cu-колчеданные месторождения (см. рис. 1) с рудными телами, состоящими из обломков руд пирит-пирротинового и халькопирит-пирротинового состава и из блоков и обломков серпентинитов. Севернее в зоне ГУР залегают Кизникеевское месторождение и рудопроявления того же типа (Красная жила, Кутуевское и др.). Главный Уральский разлом представляет собой зону меланжа, включающую в себя блоки, обломки и пластины серпентинитов, разновозрастных базальтов, латитов (D_{1e1} ?), вулканогенно-осадочных и кремнистых пород, редко углеродистых пород, содержащих силурийский граптолиты (Зайков и др., 2009; Косарев и др., 2018). Оруденение ивановского комплекса залегает главным образом в пачке эдафогенных серпентинито-обломочных брекчий, иногда перекрывающих пластину массивных серпентинизированных гипербазитов со стратиграфическим контактом. Возраст ивановского комплекса определяется по результатам изучения конодонтовой фауны как поздний эмс (D_{1e2}) (Маслов, Артющкова, 2000) и сопоставляется с баймак-бурибайской свитой, но нижняя граница его не датирована. В разрезах Гайского рудного района на Репинском участке, ниже вулканогенной толщи, соответствующей баймак-бурибайской свите, располагаются толщи мостостроевского трахибазальт-трахитового комплекса раннеэмского возраста (Стратиграфия и корреляция..., 1993). Верхние рудные тела серноколчеданных руд на Ивановском месторождении расположены среди базальтов, образующих вышележащую пластину. В вулканитах комплекса, наряду с базальтами, присутствуют бониниты, магнезиальные андезиты, дациты и риолиты. С вулканитами ассоциируют интрузивные породы габбро-диорит-плагиогранитного ряда, близкие к ним по петро-геохимическим свойствам.

Базальты ивановского комплекса относятся к низкотитанистому островодужному типу, они детально изучались В.А. Симоновым и В.В. Зайковым, П. Йонасом (Зайков и др., 2001, 2009; Jonas, 2004; Nimis et al., 2010) и авторами данной статьи. Представительность выборок вулканитов различной основности в пределах отдельных рудных полей неравномерна. Базальты преобладают в верхней части разреза Ивановского месторождения, ассоциируясь с серноколчеданной минерализацией. Базальты относятся к магнезиальному типу: MgO – 5.92–12.02 мас. %, коэффициент магнезиальности $Mg\#$ – 59.47–75.44; натриевому: Na_2O – 2.08–5.08 мас. %, низкокалиевому: K_2O – 0.04–1.17 с умеренными содержаниями Al_2O_3 – 13.85–15.48 мас. %. Присутствуют выщелоченные разновидности ба-

зальтов с низким Na_2O – 0.01–0.99 мас. %. Большая часть вулканитов основного и среднего состава принадлежит к бонинитовой серии (рис. 3г), которые на диаграмме (рис. 3в) располагаются в поле известково-щелочной серии. На спайдер-диаграмме (рис. 3е) виден преобладающий хондритовый тип распределения РЗЭ. Общее пониженное содержание РЗЭ при обогащении ЛРЗЭ и дефиците СРЗЭ и ТРЗЭ, обнаруживается у ожелезненного базальта с раложенным плагиоклазом и, соответственно, низкими CaO , Na_2O и K_2O . Кремнекислые породы эффузивной фации (рис. 3а, б) относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям, в небольших объемах присутствует умереннощелочная серия. Концентрации K_2O в последней достигают 0.97 мас. %, в субщелочных разновидностях – 1.87 при Na_2O – 6.7 мас. %. Кремнекислые породы, представленные интрузивной фацией, обогащены РЗЭ. В кварцевых диоритах и субщелочных гранитах видны повышенные концентрации ЛРЗЭ по сравнению с СРЗЭ и ТРЗЭ.

Главными геохимическими особенностями базальтов являются их высокая магнезиальность, низкая титанистость и калиевость (см. рис. 3), хондритовый тип распределения РЗЭ (см. рис. 3е). Присутствуют также низкомагнезиальные вулканиты андезибазальт-андезитового состава, принадлежащие к островодужной толеитовой и известково-щелочной сериям. Кислые породы ивановского комплекса обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ, повышены концентрации Zr (73.8–155 г/т) (Jonas, 2004).

Габброиды из эдафогенных брекчий горы Див (д. Байгускарово) обнаруживают комагматичность с бонинитовыми базальтами и бонинитами Ишкининского и Ивановского рудных районов (см. рис. 3а–г), выделяются разновидности с повышенной щелочностью (см. рис. 3а).

На диаграммах (рис. 4а, б) базальты ивановского комплекса в координатах Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) в большинстве своем приурочены к полю бонинитов (БОН Br) бурибайского вулканического комплекса, что подтверждает правильность выделения баймак-бурибайской свиты в Вознесенско-Присакмарской зоне. Фигуративная точка одной из проб располагается близко к пробе Т-4Б и к стандарту ОРВ (океанических плато-базальтов). В координатах Zr/Y–Nb/Y большинство точек базальтов ивановского комплекса расположены вблизи стандарта NMORB и бонинитовых базальтов бурибайского комплекса в поле плюмовых источников. Три фигуративные точки базальтов ивановского комплекса попадают в поле плюмовых источников вблизи разделительной линии и рядом со стандартом ОРВ. Эти данные позволяют предполагать возможность смешения магм надсубдукционного типа бонинитовой серии с магмами типа ОРВ. Причем в ивановском комплексе участие плюмового источника выражено более определенно.

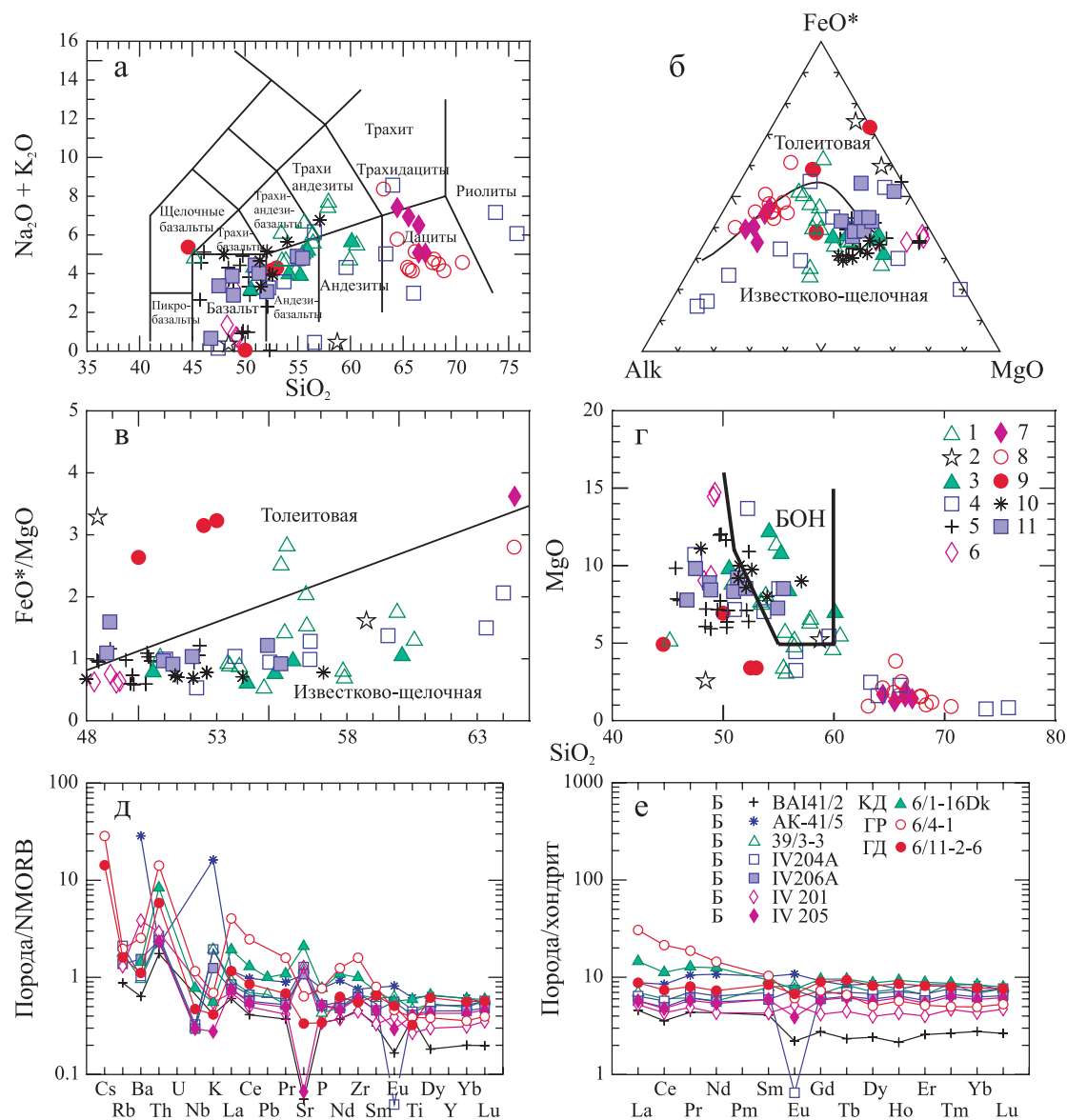


Рис. 3. Особенности химизма вулканитов ивановского вулcano-интрузивного комплекса. Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 – FeO^*/MgO (в) и SiO_2 – MgO (г). Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989), и РЗЭ, нормированных по хондриту (е) (Nakamura, 1974), в вулканитах ивановского комплекса.

Ишкининское рудное поле: 1, 2 – эффузивные породы: 1 – базальты и андезибазальты, 2 – базальты и андезибазальты выщелоченные; 3 – дайки тонкозернистых габброидов и диоритов; 4 – интрузивные породы (Jonas, 2004). Ивановское рудное поле: 5 – базальты (Nimis et al., 2010). Дергамышское рудное поле: 6 – габбро; 7 – эффузивные породы (Nimis et al., 2010); 8 – кислые лавы Дергамышского месторождения (Зайков и др., 2009); 9 – базальты баймак-бурибайской толщи района д. Казанки и надрудной толщи Дергамышского месторождения; 10 – габброиды и диориты из обломков олигостромовой толщи района д. Байгускарово; 11 – базальты баймак-бурибайской свиты из района д. Чингизово.

BAI41/2, AK-41/5 – базальты баймак-бурибайской толщи района д. Казанки и из надрудной толщи Дергамышского месторождения (коллекция А.М. Косарева); 39/3-3, IV204A, IV206A, IV201, IV205 – базальты Ивановского рудного поля (Nimis et al., 2010); 6/1-16Dk, 6/4-1, 6/11-2-6 – кислые интрузивные породы Ишкининского рудного поля (Jonas, 2004).

Сокращения: БОН – бонинитовая серия, Б – базальт, КД – кварцевый диорит, ГР – гранит, ГД – гранодиорит.

Fig. 3. Petrochemical features of volcanites of the Ivanovka intrusive-volcanic complex. Diagrams: TAS (a), AFM (b), SiO_2 – FeO^*/MgO (c) and SiO_2 – MgO (d). Distribution of trace elements, normalized by NMORB (e) (Sun, McDonough, 1989) and rare-earth elements normalized by chondrites (e) (Nakamura, 1974) in the volcanic rocks of the Ivanovka complex.

Ishkinino ore field: 1, 2 – effusive rocks: 1 – basalts and andesibasalts, 2 – basalts and andesibasalts leached; 3 – dikes of fine-grained gabbroids and diorites; 4 – intrusive rocks (Jonas, 2004). Ivanovka ore field: 5 – basalts (Nimis et al., 2010). Dergamysh

ore field: 6 – gabbro; 7 – effusive rocks (Nimis et al., 2010); 8 – acid lavas of the Dergamysh deposit (Zaikov et al., 2009); 9 – basalts Baymak-Buribay strata of the district Kazanka and supra-ore strata of the Dergamysh deposit; 10 – gabbroids and diorites of the fragments olistostrome strata of the district Baiguskarovo village; 11 – basalts of the Baymak-Buribay formation from district Chingizovo village.

BAI41/2, AK-41/5 – basalts Baymak-Buribay strata of the district Kazanka and supra-ore strata of the Dergamysh deposit (collection of A.M. Kosarev); 39/3-3, IV204A, IV206A, IV201, IV205 – basalts of Ivanovo ore field (Nimis et al., 2010); 6/1-16Dk, 6/4-1, 6/11-2-6 – acidic intrusive rocks of Ishkinino ore field (Jonas, 2004).

Abbreviations: БОН – boninitic series, Б – basalt, КД – quartz diorite, ГР – granite, ГД – granodiorite.

Ассоциация эдафогенных брекчий и конглобратов серпентинитов, габбро-диоритов и кремнистых пород характеризует фацию склона глубоководного желоба фронтальной островной дуги. По всей площади Вознесенско-Присакмарской зоны пачка серпентитообломочных пород и эффузивных базальтов вмещает Со-Си-колчеданные преимущественно мелкие рудные залежи, представляя собой в Магнитогорской мегазоне ранний ($D_{1e_{1(7-2)}}$) этап колчеданообразования.

Колчеданосные комплексы Тубинско-Гайского пояса

В северной части пояса (см. рис. 1) расположен баймакский палеовулканический комплекс, вмещающий месторождения Баймакского рудного района. В средней части пояса, с запада на восток располагаются бурибайский и макан-октябрьский комплексы. К южному замыканию пояса приурочено суперкрупное Гайское колчеданное ($Cu > Zn$) месторождение и рудный район. Тубинско-Гайский пояс сложен главным образом отложениями бурибайского ($D_{1e_2^{1b-br}}$) и верхнетаналыкского ($D_{1e_2^{2vtn}}$) комплексов, соответствующими баймак-бурибайской и верхнетаналыкской свитами в современном объеме (Вулканизм..., 1992; Маслов, Артющкова, 2010).

Первый из них (нижний) является контрастной базальт-риолитовой, второй – непрерывно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой, формациями.

Бурибайский комплекс ($D_{1e_2^1}$) содержит месторождения медноцинково-колчеданного типа ($Cu > Zn$): Юбилейное и Бурибайское (см. № 16 и 17 на рис. 1). Рудоконтролирующее значение имеют щитовидные вулканы, кальдерные депрессии диаметром 1.5–2.0 км. Ранние медные руды отлагаются на поверхности базальтовой толщи ($b-br_2$), более поздние цинковые руды залегают среди кислых вулканитов $b-br_3$. Комплекс слагают нижняя, средняя и верхняя толщи (снизу вверх): 1) долерито-базальтовая, 2) пиллоу-базальт-бонинит-вариолитовая и 3) базальт-риодацитовая.

Долерито-базальты *нижней толщи* имеют мелкозернистую структуру. Преобладают базальты умереннощелочной натриевой серии с колебаниями $\Sigma K_2O + Na_2O$ (5.62–6.56 мас. %) и широким интервалом вариации количеств MgO (4.2–9.1

мас. %), связанным, скорее всего, с фракционированием оливина (Spadea et al., 2002). На диаграмме $Nb/Yb-Th/Yb$ (см. рис. 4) (Pearce, 2008) эта порода попадает в краевую часть поля бонинитов бурибайского комплекса. На границе первой и второй толщ залегает пачка пиллоу-базальтов мощностью 20–30 м с умеренными концентрациями TiO_2 (1.54 мас. %) и с количеством микроэлементов (см. рис. 4), близким к таковому плато-базальтов океанов (ОПВ) (Симонов и др., 2004).

Средняя толща пиллоу-базальт-бонинитовых вариолитов содержит нормальные по щелочности и субщелочные магнезиальные базальты, бонинитобазальты, бониниты, магнезиальные андезиты (Косарев и др., 2018).

Бонинито-базальты (рис. 5) содержат 46–52 мас. % SiO_2 , высокие содержания MgO (10.26–16.65), умеренные и низкие Al_2O_3 (10.11–15.68) и CaO (2.88–9.87), низкие TiO_2 (0.29–0.53), Na_2O (0.43–3.68) и K_2O (0.02–0.39) (все в мас. %). В бонинито-базальтах установлены невысокие концентрации (в г/т) Co (28–47) и V (137–274), низкие содержания Zr (24–79), Ba (26–85), большой разброс содержаний Cr (169–1011), Ni (56–381), Cu (16–184), Zn (38–332), Sr (36–203). В бонинито-базальтах установлены также низкие концентрации Yb и пониженные значения отношения La/Yb (0.5–1.67), что позволяет предполагать высокую степень плавления мантийного субстрата при формировании исходных магм бонинитовой серии бурибайского комплекса, варьирующую от 16 до 30% и, возможно, даже превышающую 30% (Косарев и др., 2005).

Составы бонинитов бурибайского комплекса приведены в ряде работ (Кузьмин, Кабанова, 1991; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005, 2018; Chistyakova et al., 2011) и вынесены на петрохимические (см. рис. 5а–г) и геохимические (см. рис. 5д, е) диаграммы. В поле “бонинитов” (БОН) располагаются фигуративные точки бонинитов, андезибазальтов и часть наиболее лейкократовых бонинито-базальтов. Бонинито-базальты с пониженными SiO_2 группируются за пределами поля бонинитов, образуя группу пород, переходных к пикробазальтам. Небонинитовая составляющая бурибайского комплекса представлена низкомагнезиальными базальтами умереннощелочной серии нижней толщи, сконцентрированными в левом нижнем углу диаграммы SiO_2-MgO . Эти данные показывают, что первые выплав-

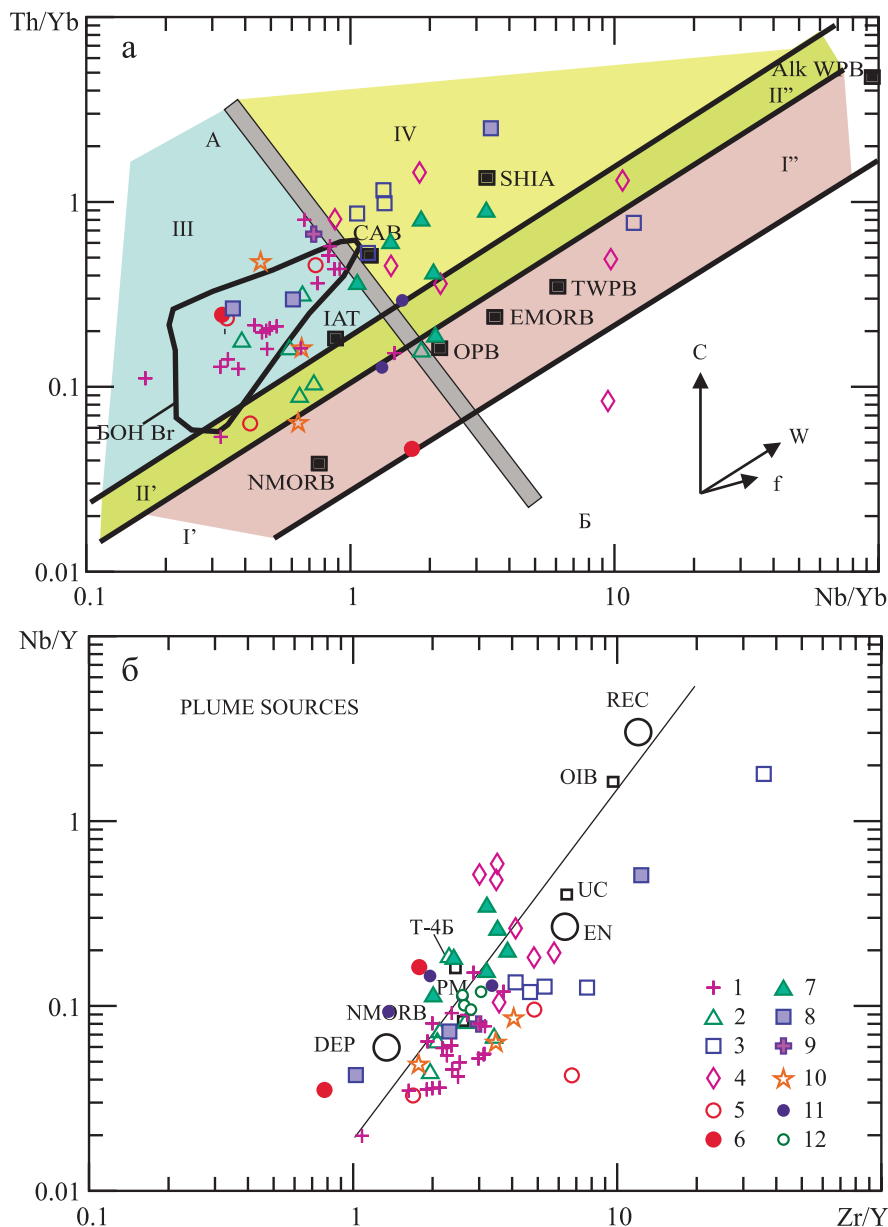


Рис. 4. Соотношения Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997; Condie, 2003) в базальтах вулканических комплексов позднеэмско-раннеэйфельского возраста Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны.

а – стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок: NMORB – нормальные толеитовые базальты COX, EMORB – обогащенные базальты COX. Стандартные составы островных дуг: IAT – толеитовые базальты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты, SHIA – шошонитовая серия, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты переходного типа, Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты, BOHBr – бонинитовая серия бурибайского комплекса. Поля: I'–I'' – поле океанических базальтов, II'–II'' – поле переходных составов от океанических к островодужным, III – поле островодужных составов с океанической и мало-мощной островодужной корой, IV – поле островодужных составов с мощной островодужной и переходной к континентальной корой.

б – источники (сокращения): DEP – деплетированный, REC – рециклинговый, EN – обогащенный, OIB – базальты океанических островов, UC – состав верхней коры, PM – примитивная мантия. Палеовулканические комплексы: 1 – ивановский, 2 – бурибайский, 3 – баймакский, 4 – макан-октябрьский, 5 – гайский, 6 – подольский, 7 – гадельшинский, 8 – гадилевский, 9 – джусинский, 10 – домбаровский, 11 – тылаиты Платиноносного пояса Урала (Пушкарев, 2018), 12 – анкармиты Гадельшинского и Кунакайского вулканов (Пушкарев и др., 2017).

Fig. 4. Ratios of Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997; Condie, 2003) in volcanic complexes of the Late Emsian–Early Eifelian age of the Magnitogorsk paleostructure megazone.

a – standard compositions of various geodynamic settings basalts: NMORB – normal tholeiitic basalts MOR, EMORB – enriched basalts MOR. Standard compositions of island arcs: IAT – tholeiitic basalts of island arcs, CAB – calc-alkali basalts, SHIA – shoshonite series, OPB – oceanic submarine basalts plateau (Bogatikov et al., 2010), TWPB – intraplate basalts of transitional type, Alk WPB – alkaline within-plate basalts, BOHBr – boninites series Buribay complex. Field: I'–I'' – the field of oceanic basalts, II'–II'' – the field of transitional compositions from oceanic to island-arc, III – the field of island arc compositions of oceanic and of low-thickness island-arc crust, IV – the field of island arc compositions with thick island-arc and transition to the continental crust. 6 – the sources (reduction): DEP – depleted, REC – recycling, EN – enriched, OIB – basalts of oceanic islands, UC – composition of the upper crust, PM – primitive mantle. Paleovolcanic complexes: 1 – Ivanovka, 2 – Buribay, 3 – Baymak, 4 – Makano-October, 5 – Gay, 6 – Podolsk, 7 – Gadelsha, 8 – Godilewo, 9 – Djusa, 10 – Dombarovka, 11 – tylaite of the Ural Platinum-bearing belt (Pushkarev, 2018), 12 – ankaramites of the Gadelsha and Kunakay volcanoes (Pushkarev et al., 2017).

ки магм бурибайского комплекса формировались при пониженных степенях плавления мантийного субстрата (Рябчиков, 1987; Косарев и др., 2005), вызванного поступлением в зону магмообразования субдукционных флюидов.

На границе нижней толщи умереннощелочных натриевых базальтов и средней толщи магнезиальных пиллоу базальтов и вариолитовых бонинитов залегает пачка пиллоу базальтов мощностью около 30 м с умеренными концентрациями TiO_2 (1.51 мас. %). По геохимическим характеристикам умереннотитанистые базальты близки к океаническим плато-базальтам, что видно на диаграммах рис. 4. На рис. 4б фигуративная точка пробы Т-4Б располагается в поле плюмовых составов.

Породы, типоморфные для бонинитовой серии, охватывают интервал бонинитов SiO_2 – 52–58%, MgO – 8–13% – и магнезиальных андезитов SiO_2 – 56–60%, MgO – 5–10% (см. рис. 5б). Объемы средних пород невелики. Бонинитовые вариолиты нередко образуют маломощные линзочки среди бонинито-базальтов (Косарев и др., 2018).

В вариолях бонинитовых вариолитов присутствует кислое, существенно альбитовое стекло. От кислых пород бурибайского комплекса оно отличается более высокой глиноземистостью, суммарной щелочностью, натриевостью и иногда калиевостью (Косарев и др., 2018).

Верхняя базальт-риолитовая толща в большей части разреза у д. Хворостянки сложена кислыми эффузивами с прослоями тefрогенных пород и пироксеновых базальтов. В кислых эффузивных породах K_2O варьирует от 0.05 до 1.68%, Na_2O – от 4.3 до 8.65%. В наиболее щелочных разновидностях установлен повышенный уровень содержания РЗЭ и обогащение ЛРЗЭ, что говорит об изначальной субщелочной их специфике.

Колчеданные месторождения бурибайского комплекса (Бурибайское и Юбилейное) относятся к медно-цинковому типу ($\text{Cu} > \text{Zn}$) и залегают на границе базальтов (br_2) и перекрывающих руды кислых вулканитов (br_3). Главные особенности комплекса следующие.

1. Подрудные базальт-бонинитовые вулканиты второй толщи бурибайского комплекса (br_2) представляют собой ассоциацию с преобладанием бонинитовой серии.

2. На границе br_1 - br_2 выявлены базальты, сходные по геохимическим характеристикам с базальтами, слагающими океанические плато. Появление этих базальтов можно связывать с разрывом слэба и проявлением вулканизма, близкого к внутриплитному, генетически связанному с подсубдукционным астеносферным диапиром (см. рис. 2).

3. Необходимо отметить сходство химизма вулканитов бурибайского комплекса с ивановским комплексом.

Основные породы бурибайского вулканического комплекса ($\text{D}_{1\text{e}_2\text{br}}$) представлены тремя типами: 1 – бонинитовые базальты с низкими TiO_2 ; 2 – магнезиальные субщелочные натриевые низкотитанистые базальты; 3 – умереннотитанистые низкомагнезиальные толеитовые базальты. Третий тип базальтов (умереннотитанистых) генетически связан с астеносферным диапиром “slab-window”. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (см. рис. 4) точка (Т-4Б) располагается в поле плюмового источника, рядом с фигуративной точкой РМ (примитивной мантии).

Кислые породы бурибайского комплекса представлены нормальнощелочными и умереннощелочными разновидностями. Последние сопоставимы с кислым существенно альбитовым стеклом вариолей из бонинитов. Возможно, присутствуют два генетических типа кислых пород: 1 – умереннощелочные с повышенным Na_2O , редко K_2O , продукты ликвации пикробазальт-бонинит-базальтового расплава; 2 – выплавки кислых магм из амфиболизированной нижней коры (Малпас, 1983).

Баймакский, макан-октябрьский и гайский колчеданосные комплексы, расположенные с севера на юг в Тубинско-Гайском колчеданосном поясе, сложены большей частью вулканитами верхнетаналыкской свиты ($\text{D}_{1\text{e}_2^2\text{vtn}}$), представленной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией.

Баймакский комплекс вмещает более 20-и мелких колчеданных барит-золото-полиметаллических месторождений (№ 4–15 на рис. 1) (Колчеданные..., 1973; Серавкин, 1986). Рудоконтролирующее значение имеют мелкие вулканокупольные постройки кислого состава, палеовулканические депрессии, экструзивные и субвулканические тела кислого состава. Основным объемом баймакского комплекса слагают две толщи верхнетаналыкской

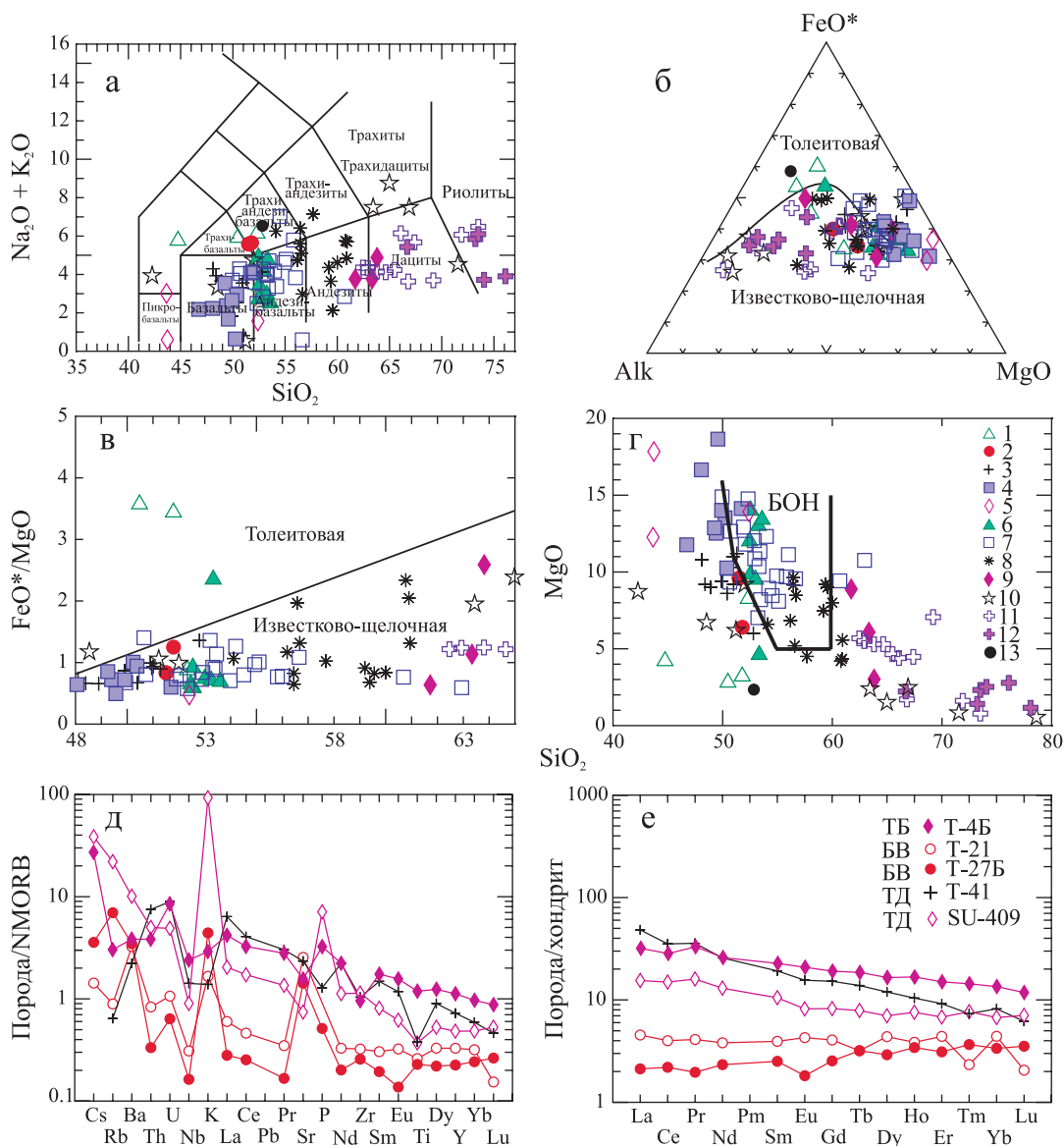


Рис. 5. Особенности химизма пород бурибайского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 - FeO^*/MgO (в) и MgO - SiO_2 (г). 1–5 – базальты различных типов: 1 – низкотитанистые, умереннощелочные с низким MgO (br_1), 2 – субщелочные магнезиальные (br_{1-2}), 3 – магнезиальные нормальнощелочные (br_2), 4 – бонинито-базальты (br_2), 5 – пикробазальты и бонинито-базальты Юбилейного рудного поля (br_2); 6 – бониниты высококальциевые из разреза у д. Хворостянка (br_2) (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005, 2018); 7 – бониниты из разрезов по р. Таналык у пос. Самарское и ручью Шанхай (Chistyakova, Latypov, 2011) (br_2); 8 – андезибониниты (br_2), д. Хворостянка; 9 – магнезиальные андезидациты (br_2); 10 – базальты, андезиты и кислые эффузивы у д. Хворостянка (br_3); 11 – кислые породы из даек в урочище Шанхай (Зайков и др., 2001); 12 – кислые породы Юбилейного рудного поля (коллекция М.Ю. Аржавитиной); 13 – умереннотитанистые субщелочные базальты (проба Т-4Б, br_{1-2}), близкие к ОРВ.

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). ТБ – трахибазальт; БВ – бонинитовый вариолит; ТД – трахидацит; Т-4Б – пиллоу базальт умереннотитанистый, верхняя часть разреза br_1 , разрез по р. Таналык южнее д. Хворостянки; Т-21, Т-27Б – бонинитовые вариолиты, br_2 , разрез по р. Таналык на юго-восточной окраине д. Хворостянки; Т-41 – трахидацит, br_3 , разрез по р. Таналык выше плотины Хворостянского водохранилища (Косарев и др., 2005); SU-409 – трахидацит, дайка, ручей Шанхай (Spadea et al., 1998).

Fig. 5. Chemical features of rocks of the Buribay complex.

Diagrams: TAS (a) AFM (b), SiO_2 - FeO^*/MgO (c) and MgO - SiO_2 (d). 1–5 – basalts of various types: 1 – low-titanic subalkaline with low MgO (br_1), 2 – subalkaline magnesian (br_{1-2}), 3 – magnesian of normal alkaline (br_2), 4 – boninitic basalts (br_2), 5 – picrobasalts and boninitic basalts of Yubileyny ore field (br_2); 6 – boninites high calcic near Khvorostyanka vil. (br_2) (Spadea et al., 2002; Kosarev et al., 2005, 2018); 7 – boninites of the sections of Tanalyk near vil. Samarsk and river Shanghai (Chistyakova, Latypov, 2011) (br_2); 8 – andesiboninites (br_2), vil. Khvorostyanka; 9 – magnesian andesidacite (br_2); 10 – basalts, andesites and acid

dic effusive rocks from the vil. Khvorostyanka (br₃); 11 – acid rocks from the dykes in the tract of Shanghai (Zaykov et al., 2001); 12 – acidic rocks of the Yubileiny deposit (collection of M.Yu. Arzhavina); 13 – moderate titanitic subalkaline basalts (sample T-4Б, br₁₋₂) close to OPB.

Distribution of rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (д) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). БВ – boninitic variolite; ТД – trachydacite; ТБ – trachybasalt; Т-4Б – pillow basalt of moderate TiO₂, upper part of the section br₁, section along the Tanalyk River south of Khvorostyanka vil.; Т-21, Т-27Б – boninite variolites, br₂, section along the Tanalyk River on the south-eastern edge of Khvorostyanka vil.; Т-41 – trachydacite, br₃, section along the Tanalyk River upstream of the Khvorostyanka reservoir dam (Kosarev et al., 2005); SU-409 – trachydacite, dike, Shankhai Creek (Spadea et al., 1998).

свиты. Нижнюю из них составляют вулканы базальтового, андезибазальтового и андезитового, редко кислого состава и тефроида того же типа. В верхней толще главенствуют кислые вулканы в сочетании с андезитами и тефроидами с прослоями яшм. Колчеданно-полиметаллические месторождения локализованы как в нижней толще, занимая положение в кровле кислых пород (Бакр-тау и Тубинское), так и в верхней толще, располагаясь в пачках вулканитов андезитового состава.

К петро-геохимическим особенностям баймакского интрузивно-вулканического комплекса относятся следующие (рис. 6).

1. Вулканы баймакского комплекса (Косарев и др., 2005) относятся к известково-щелочной серии с повышенной магнезиальностью. Единичные пробы в разрезе комплекса представлены бонинитами (см. рис. 6а–б, г), мас. %: SiO₂ – 52–60, MgO – 6.6–10.63, Al₂O₃ – 14.53–17.0, FeO_t – 7.4–9.12%; г/т: Ва – 87–132, Sr – 57–251, Zr – 33–75. Базальты баймакского комплекса располагаются в поле плюмовых источников (см. рис. 4б).

2. Кислые породы баймакского комплекса в основном вписываются в ту же известково-щелочную серию (см. рис. 6а–в), содержания K₂O в них колеблется 0.1–3.15 мас. % (Сопко и др., 1973) при максимальной встречаемости проб с количествами K₂O – 0.5–0.9 мас. %.

3. На спайдер-диаграммах (см. рис. 6 д–е) на графиках видно обогащение пород ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ.

На спайдер-диаграмме Порода/NMORB проявлены отрицательные геохимические аномалии Ti, Y, P, Nb, реже U и Th, La, Ce, Pr, часто (см. рис. 6в) обнаруживаются положительные аномалии K, Sr, Zr, Ва, свидетельствующие об участии субдукционных флюидов в процессе магнезиализации.

4. На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) базальты баймакского комплекса приурочены к полю IV, соответствующему площади с корой островодужного типа повышенной мощности. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (см. рис. 4б) точки базальтов баймакского комплекса располагаются в поле плюмовых источников.

5. Главные отличия баймакского комплекса от бурибайского заключаются в отсутствии в первом бонинитов и толеитовых базальтов с хондритовым типом распределения РЗЭ и в существенно больших объемах в составе баймакского комплекса

кислых полифациальных вулканогенно-интрузивных пород. Эти данные находят подтверждение на геологической карте и в низкой интенсивности аномалий гравитационного поля (Серавкин, Цветкова, 1986) в Баймакском районе.

6. Месторождения Баймакского рудного района относятся к Au-колчеданно-полиметаллическому типу (Zn > Cu + Au). Все месторождения по запасам мелкие, с количеством Cu и Zn от 58.1 до 100.0 тыс. т.

Макан-октябрьский комплекс, вмещающий одноименные месторождения (№ 18 на рис. 1), занимает положение в Тубинско-Гайском поясе между Баймакским и Гайским рудными районами. Макан-Октябрьский комплекс составляет одноименный стратовулкан с диаметром основания около 17 км и с вершинной кальдерой, размером 4 × 5 км, выполненной кислыми породами и вмещающей рудные тела колчеданного месторождения. Комплекс состоит из трех толщ: нижней, базальт-андезибазальтовой, средней, андезит-андезибазальтовой и верхней, дацит-риолитовой (Среднепалеозойский вулканизм..., 1983). Преобладающая масса вулканитов макан-октябрьского колчеданового комплекса принадлежит, как и в Баймакском районе, к известково-щелочной магнезиальной серии (рис. 7а–г). В подчиненном количестве присутствуют вулканы бонинитовой (см. рис. 7г) умереннощелочной серии, а также толеитовой магнезиальной серии, что подтверждается хондритовым типом распределения РЗЭ (см. рис. 7е) в пробах 097/5 и 097/7.

Кислые породы, близкие по составу к описанным в Баймакском районе, но с высоким содержанием калия (K₂O > 3 мас. %) здесь отсутствуют.

В макан-октябрьском комплексе на Северо-Маганском участке нижнюю часть разреза составляют низкотитанистые островодужные магнезиальные толеитовые базальты с повышенными концентрациями Nb и Y, пониженными количествами Zr, Th, Yb, которые соответствуют полю плюмовых источников (см. рис. 4). Часть точек составов базальтов Макан-Октябрьского комплекса располагается в поле плюмовых вулканитов. Эти породы занимают то же стратиграфическое положение, что и первая группа (плюмовых составов), но отличаются пониженными концентрациями MgO и Nb. Кроме того, плюмовые базальты залегают в более восточном разрезе в пределах Подольского

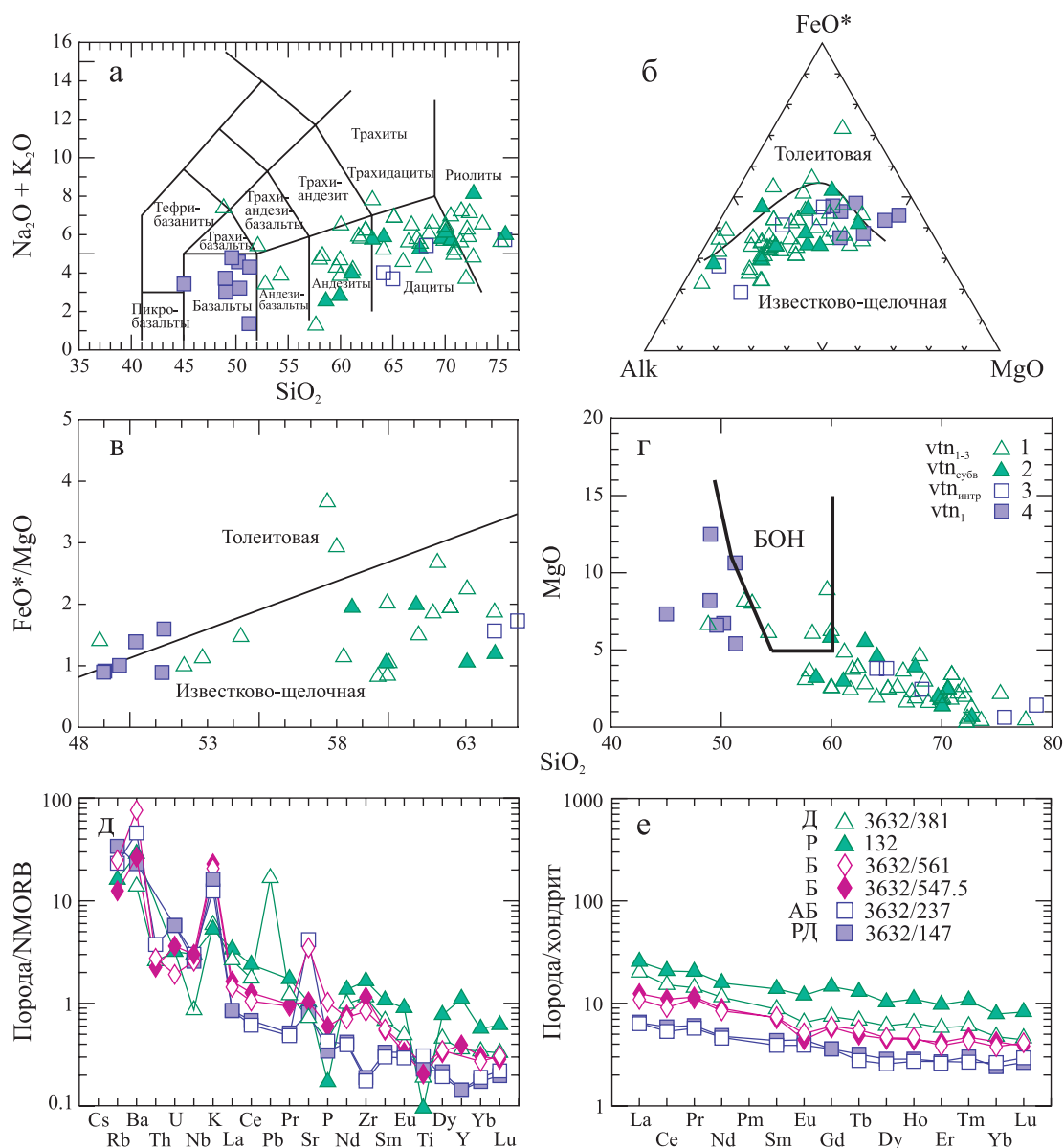


Рис. 6. Особенности химизма пород баймакского комплекса (Колчеданные..., 1973; авторская коллекция).

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – эффузивные породы различной основности; 2 – субвулканические андезиты, дациты, риолиты; 3 – гиповулканические гранодиориты и плагииграниты; 4 – базальты. БОН – поле бонинитов.

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах. Порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). Д – дацит, Р – риолит, Б – базальт, АБ – андезибазальт, РД – риодацит.

Fig. 6. Chemical features of Baymak complex volcanites (The massive sulfide..., 1973; author's data).

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) and MgO--SiO_2 (г). 1 – effusive rocks different basicity; 2 – subvolcanic andesites, dacites, rhyolite; 3 – intrusive granodiorites and plagiogranites; 4 – basalts. BOH – field of boninites.

Distribution rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). Д – dacite, Р – rhyolite, Б – basalt, АБ – andesibasalt, РД – rhyodacite.

блока. Мы предполагаем, что плюмовые и неплюмовые базальты генетически различны. Группа базальтов с плюмовыми характеристиками могла возникнуть в результате смешения базальтовых магм известково-щелочной серии (неплюмовых) с ба-

зальтами близкими к ОРВ (см. рис. 4а, б), продуцируемыми астеносферным диапиром.

Гайский комплекс, вмещающий суперкрупное медноцинковое ($\text{Cu} > \text{Zn}$) Гайское месторождение (№ 21 на рис. 1), контролируется крупной кольце-

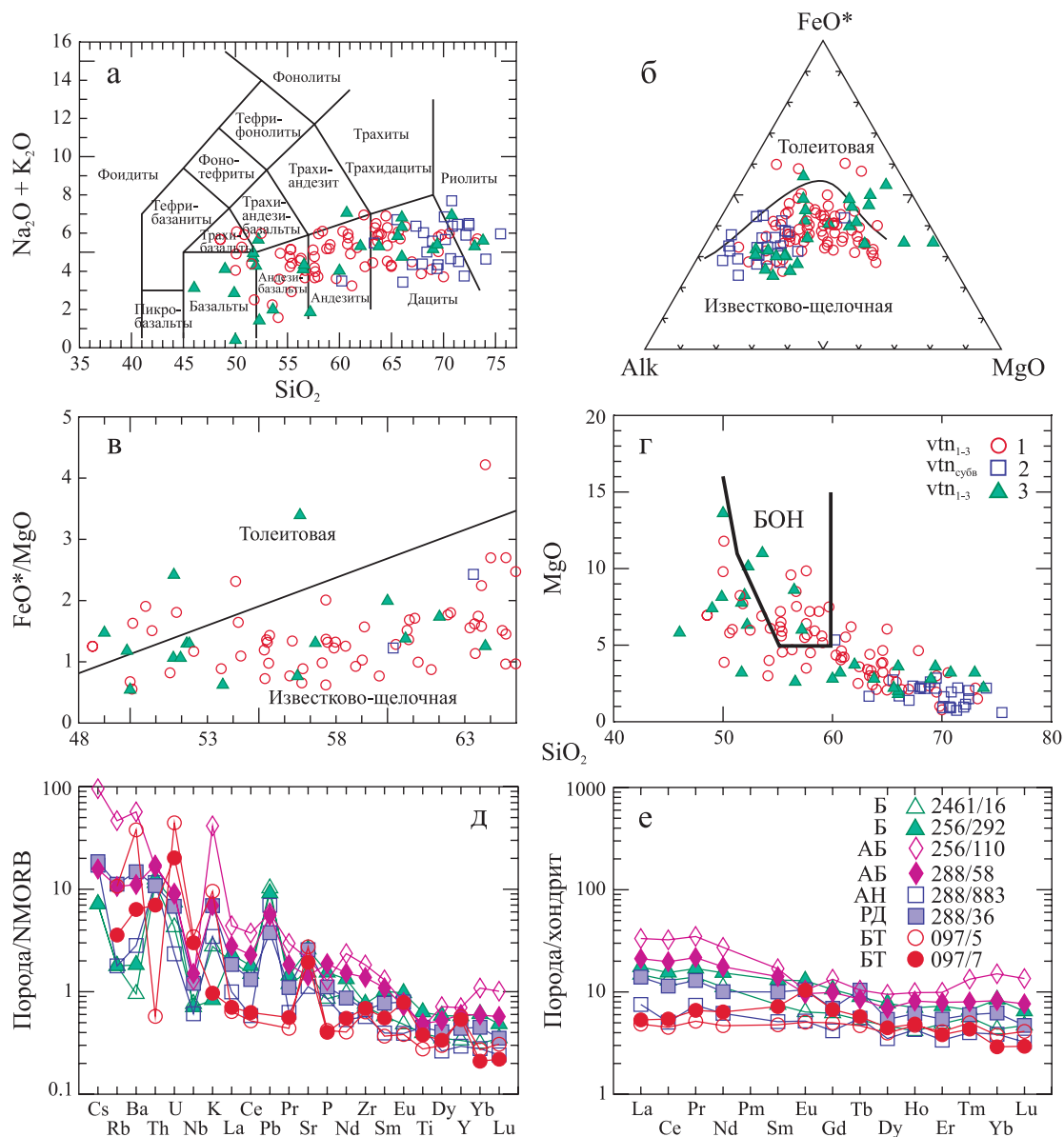


Рис. 7. Особенности химизма пород макан-октябрьского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – эффузивные породы, 2 – субвулканические и экструзивные породы, 3 – эффузивные породы (неопубликованные материалы А.М. Косарева).

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах: порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). Б – базальт, АБ – андезибазальт, АН – андезит, РД – риодацит, БТ – базальт толетовый, РД – риодацит.

Fig. 7. Chemical features of Makan-October complex volcanites.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – effusive rocks, 2 – subvolcanic and extrusive rocks, 3 – effusive rocks (unpublished materials by A.M. Kosarev).

Distribution rare and rare earth elements in spiderdiagram: the rocks/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). Б – basalt, АБ – andesibasalt, АН – andesite, РД – rhyodacite, БТ – basalt tholeiitic, РД – rhyodacite.

вой структурой диаметром около 50 км, внутри которой по геофизическим данным (Прокин и др., 2004) отмечается куполообразное поднятие диаметром 22–32 км. Это поднятие представляет собой деформированный стратовулкан с сохранившей-

ся кратерной депрессией (Серавкин, 2007). Крупные размеры Гайского вулканического сооружения, значительные мощности кислых и средних вулканитов, коррелируются с уникальными запасами колчеданных руд и металлов, составляющих

8970.7 тыс. т Cu + Zn. По данным геолого-разведочных и научно-исследовательских работ (Бордаевская и др., 1979; Прокин и др., 2004), гайский комплекс слагают две толщи: 1) нижняя базальтовая; 2) рудовмещающая андезит-дацит-риодацитовая, соответствующие бурибайскому и верхнетаналыкскому вулканическим комплексам.

По петрохимическим материалам оренбургских геологов и авторским петрогеохимическим данным (рис. 8а–г) в составе гайского комплекса выделяются преобладающие нормальнощелочные толеитовая островодужная и известково-щелочная магнезиальная и в меньшем объеме в основных вулканитах умереннощелочная серии. Толеитовые островодужные базальты имеют следующий состав, мас. %: SiO₂ – 45.2–53.28, TiO₂ – 0.5–0.75, Al₂O₃ – 15.0–20.1, FeO_т – 9.0–12.85%, MgO – 2.33–6.0, CaO – 3.18–9.76, Na₂O – 1.05–4.32, K₂O – 0.04–1.77; и г/т: Rb – 2–9, Cr – 60.1, Co – 38.1, Ni – 28.6, Cu – 10.3, Zn – 102, Y – 7.84, Nb – 0.4, Zr – 12.9, Th – 0.7, La – 1.7, Yb – 0.2, La/Yb 1.6. На спайдер-диаграммах, где использованы нормированные концентрации микроэлементов (рис. 8д–з), толеитовые базальты характеризуются низкими количествами Rb, Zr, Th, отрицательными аномалиями Nb, Zr, La, Ce и положительными – Sr, Pb. Понижены также содержания Cr, Ni, Cu, повышен Zn.

Таким образом, гайский комплекс совмещает вулканиты умереннощелочной, толеитовой островодужной, бонинитовой и известково-щелочной серий. По сравнению с Баймакским районом и Макан-Октябрьским рудным полем в вулканитах Гайского района заметно возрастает доля базальтов, средних и кислых вулканитов толеитовой островодужной серии (см. рис. 8б, в). Присутствие в небольших объемах бонинито-базальтов, бонинитов и субщелочных базальтов в нижней части разреза Гайского рудного поля (см. рис. 8г) позволяет предположить, что этот разрез включает в себя редуцированный фрагмент нижней части разреза баймак-бурибайской свиты и главный по объему фрагмент верхнетаналыкской свиты.

Базальты гайского комплекса охарактеризованы лишь тремя ICP-MS анализами. Все пробы на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) приурочены к полю III с маломощной островодужной корой в пределах контура бонинитов и вблизи его. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (см. рис. 4б) все пробы базальтов попадают в поле плюмового источника, частично совпадая с ореолом точек бурибайского комплекса.

Киембаевский комплекс (D_{1e2}) Домбаровского рудного района расположен в ЮВ части Магнитогорского мегасинклинария и представляет собой зону задугового спрединга, примыкающую к микроконтиненту Восточно-Уральского поднятия (см. рис. 1, 2).

Базальты киембаевского комплекса залегают на кремнисто-базальтовой толще джаилганского ком-

плекса раннедевонского–раннеэмского возраста (Косарев, 2007), который включается авторами геологической карты масштаба 1 : 200 000 А.С. Лисовым и П.В. Лядским в состав раннедевонской тюлькубайской толщи. Базальты (тефриты) джаилганского комплекса имеют высокие содержания (мас. %): TiO₂ – 2.2–4.19, FeO_{общ} – 9.8–16.6, K₂O + Na₂O – 3.3–7.69, что сближает их с базальтами континентальных рифтовых зон. Западнее поля развития джаилганского комплекса присутствует толща амфибол-гранат-дистеновых гранито-гнейсов и толщи зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Аналогичные породы слагают западный край Восточно-Мугоджарской зоны, продолжающей на юг Восточно-Уральское поднятие, интерпретируемое как микроконтинент (Вулканизм..., 1992).

Рудовмещающий киембаевский комплекс (рис. 9), содержащий Летнее, Осеннее и Весеннее колчеданные месторождения, образует серию щитовых базальтовых вулканов, иногда осложненных рудоносными кальдерами, сложен преимущественно базальтами и в верхней части содержит небольшие линзы натриевых, низкокалиевых кислых пород. Все разновидности базальтов содержат высокие концентрации TiO₂, варьирующие от 1.1 до 2.08%.

На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) две фигуративные точки базальтов киембаевского комплекса расположены в поле III с маломощной океанической корой, переходной к островодужной. Одна из точек находится вблизи стандарта NMORB. На рис. 4б все точки базальтов киембаевского комплекса приурочены к полю плюмовых составов, вблизи стандарта NMORB.

По соотношениям Zr и Ti, Ti и Cr, Cr и Ni, Ni и Co базальты киембаевского комплекса близки к толеитам COX (Вулканизм..., 1992), обладающим островодужным уклоном (Косарев, 2009). Последний проявлен на спайдер-диаграммах в положительных нормированных по NMORB геохимических аномалиях U, Th, Pb и меньших значениях положительных аномалий Sr, K, Rb. Намечаются также отрицательные геохимические аномалии Nb, La, Ce, Pr, Zr. Все эти признаки, вместе с интенсивным проявлением колчеданного рудогенеза, можно рассматривать как показатель участия в процессе магмообразования и рудообразования субдукционных флюидов.

Летнее и Осеннее месторождения имеют типичный медноколчеданный состав.

Состав рудовмещающих пород позволяет сделать ряд выводов об условиях их образования.

1. По повышенным концентрациям (мас. %): TiO₂ (0.81–2.2), умеренным MgO (4.29–8.63, редко до 9.74) и повышенным Yb (1.8–3.09 г/т), умеренным и повышенным значением La/Yb (1.12–4.3), степень плавления мантийного субстрата (Bailey et

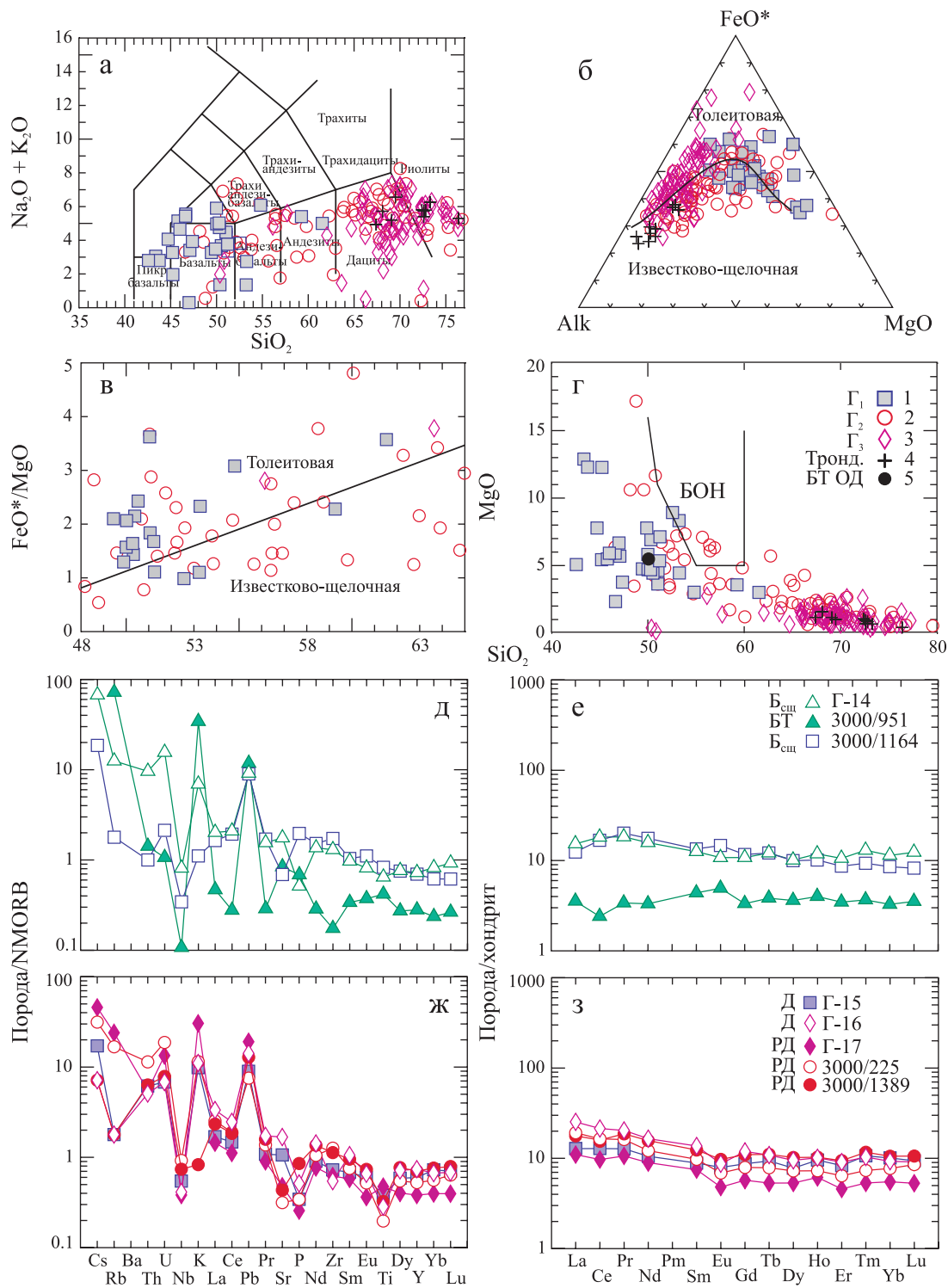


Рис. 8. Особенности химизма пород гайского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 -FeO*/MgO (в) и MgO-SiO₂ (г). 1 – базальты и андезиты нижней толщи (Γ_1); 2 – вулканы базальт-андезит-бонинит-дацит-риолитового состава нижней подтолщи второй толщи (Γ_2); 3 – вулканы дацит-риолитового состава верхней подтолщи второй толщи (Γ_3); 4 – трондьемиты, по Малпас (Трондьемиты..., 1983); 5 – БТ ОД (базальт толеитовый островодужный), БОН – поле бонинитов.

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах: порода/NMORB (д, ж) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е, з) (Nakamura, 1974); д, е – основные породы: Б_{сш} – базальт субщелочной, БТ – базальт толеитовый; ж, з – кислые породы: Д – дацит, РД – риодацит.

al., 1989) при выплавлении исходных магм достигала 9–15%, в единичных случаях – 25%. Эти цифры гораздо ниже подобных значений для бурибайского и карамалыташского колчеданосных комплексов (Косарев и др., 2005, 2006).

2. На диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ базальты киембаевского комплекса располагаются вблизи стандарта NMORB, в поле неплюмовых составов.

3. По мере эволюции вулканизма Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны, особенно в периоды формирования задуговых и внутридуговых спрединговых бассейнов, размеры мегазоны увеличивались и расстояние от глубоководного желоба (зона ГУР) до Восточно-Уральского поднятия (микроконтинента) возрастало. К концу эмского времени это расстояние могло составлять первые сотни км.

Комплексы раннеэфельского возраста

Комплексы этого возраста (D_{2ef_1}) расположены как в ЗМЗ (Подольский и Восточно-Подольский), где с востока примыкают к Тубинско-Гайскому поясу, так и в ВМЗ (Джусинский), располагаясь к СЗ от Домбаровского рудного района (см. рис. 1).

Подольский колчеданосный комплекс ($D_{2ef_{1pd}}$) локализован в Южно-Ирендыкской структурно-формационной зоне, восточнее Макан-Октябрьского рудного поля (см. рис. 1), в пределах Подольского кальдера-вулкана, в котором залегают крупное медно-цинковое Подольское и ряд более мелких медно-цинковых месторождений, а также серноколчеданных и сфалеритовых рудопроявлений. В строении кальдера-вулкана выделяются четыре толщи (снизу вверх): 1 – дацит-риолит-кварцево-андезитовая (вмещающая Подольское месторождение) и содержащая обломки кварцевых андезитов среди кремнекислого кластического материала, 2 – кварцевых андезитов и андезибазальтов (гибридная), 3 – пиллоу-базальт-дацит-риодацитовая, 4 – андезибазальт-кварцево-андезит-риодацитовая. На северо-восточном и восточном флангах рудного поля залегают посткальдерная пятая толща К-На трахидацит-риолитов, вмещающая Восточно-Подольское барит-полиметаллическое месторождение.

По геохимическим материалам вулканы четырех толщ внутрикальдерного комплекса относятся к переходной между толеитовой и известково-щелочной сериями (рис. 9а–г). Исключение составляют надрудные пиллоу-базальты третьей толщи, которые принадлежат к островодужной толеитовой серии (см. рис. 9б, в). Примером таких серий в кайнозойских островных дугах могут служить вулканы дуги Фиджи (Петрология и геохимия..., 1987).

Руды крупного (2780.4 тыс. т. $Cu + Zn$) Подольского месторождения уральского-1 ($Cu > Zn$) типа

образуют колчеданную залежь, расположенную в апикальной зоне экструзивного купола, венчающей нижнюю толщу подольского комплекса.

Таким образом, подольский рудосносный комплекс (D_{2efpd}) находится в Южно-Ирендыкской подзоне, в области развития гибридной базальт-андезит-риолитовой формации ирендыкской свиты ($D_{2ef_{1ir_{1-4}}}$). Базальты третьей толщи ирендыкской свиты Подольского месторождения на диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ (см. рис. 4) располагаются в поле плюмовых источников вблизи деплетированного мантийного источника (DEP) и примитивной мантии (PM).

В связи с этим следует отметить, что в ЗМЗ в 20 км к югу от Подольского рудного поля открыт Гадилевский базальтовый вулкан, а к северу в 30 и 80 км откартированы Кунакайский и Гадельшинский стратовулканы (Вулканизм..., 1992), в которых в больших объемах присутствуют анкарамиты, выделенные Е.В. Пушкаревым с коллегами (2009, 2011, 2017, 2018). Анкарамиты – это высокомагнезиальные и высококальциевые оливин-пироксен-порфировые породы, содержащие хромдиопсид, высокохромистую шпинель, что позволяет включать их в группу пород, родственных Платиноносному вулканоплутоническому поясу Среднего Урала. Анкарамиты Южного Урала и их интрузивные аналоги Среднего Урала присутствуют на диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ (см. рис. 4б) по обе стороны разделительной линии в большинстве своем в поле неплюмовых источников. В поле плюмовых источников располагаются две пробы тылаитов и одна проба анкарамитов на разделительной линии плюмовых и неплюмовых источников. Более представительна информация о геохимических особенностях пироксен-плагиоклазовых базальтов, толщи которых перекрывают анкарамиты и составляют основание разреза горы Траташ, представляющего верхи разреза северо-восточного фланга стратовулкана Гадельшинского. Базальты Гадельшинского вулкана, залегающие в верхней части разреза ирендыкской свиты, в 14 км на северо-запад от города Сибая, показаны на диаграммах рис. 4. На рис. 4а ($Nb/Yb-Th/Yb$) базальты Гадельшинского вулкана располагаются преимущественно в поле IV, соответствующем области с островодужной корой повышенной мощности, характерной для вулканитов известково-щелочной и шошонитовой петрохимических серий и в пограничной полосе между полями III и IV.

На TAS диаграмме анкарамиты ($CaO/Al_2O_3 > 1$) располагаются в поле нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O < 3$ мас. %). На диаграмме распределения SiO_2-MgO (рис. 10б) часть анкарамитов попадает в поле бонинитов (БОН), две пробы находятся за пределами поля бонинитов в зоне пикритовидных составов. По суммарной щелочности и по концентрациям MgO (см. рис. 10а, б) поле анкара-

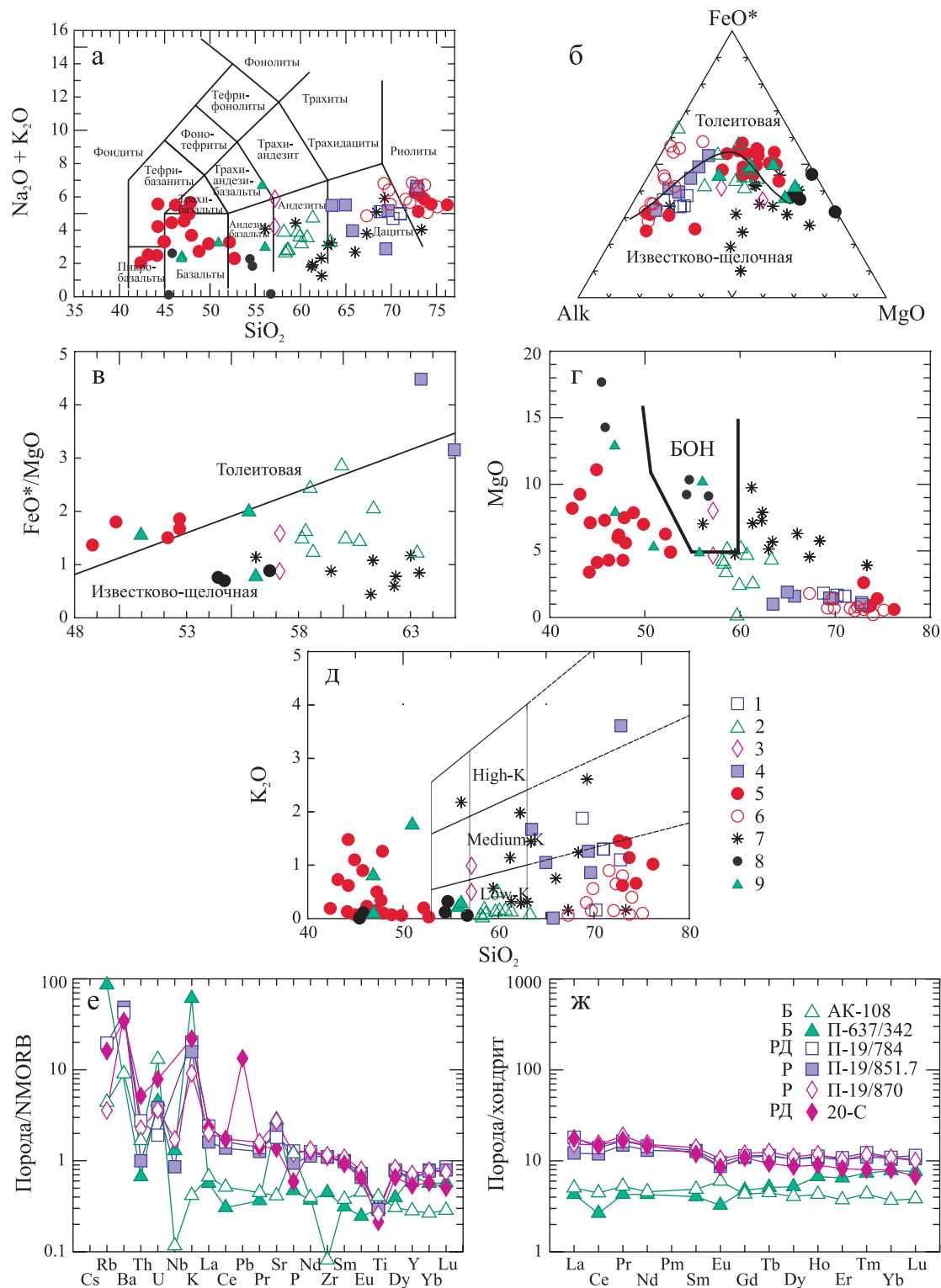


Рис. 10. Петролого-геохимические особенности пород подольского, гадельшинского и кунакайского палеовулканических комплексов.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 - FeO^*/MgO (в), MgO - SiO_2 (г), SiO_2 - K_2O (д) (Яковлев, 1979). 1 – дациты и риодациты нижней толщ ирендыкской (ir) свиты; 2 – кварцевые андезиты первой (нижней) и второй толщ ир свиты; 3 – кварцевые андезиты месторождения Балта-тау; 4 – кислые породы второй и третьей толщ ир свиты; 5 – базальты и риолиты третьей толщ ир свиты; 6 – риодациты и риолиты экструзивные и субвулканические; 7 – габбро-диориты и плагиограниты; 8 – анкарамиты ирендыкской свиты ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$), Гадельшинский и Кунакайский вулканы (Пушкарев и др., 2017); 9 – базальты того же вулкана с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ (коллекция А.М. Косарева).

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах порода/NMORB (е) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (ж) (Nakamura, 1974). Б – базальт, РД – риодацит, Р – риолит.

Fig. 10. Petrology-geochemical features of rocks of the Podol'sk, Gadelsha and Kunakay paleovolcanic complex.

Diagrams: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), MgO--SiO_2 (г) and $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (д) (Yakovlev, 1979). 1 – dacites and rhyodacites of the lower stratum of the Irendyk (Ir) suite; 2 – quartz andesites of the first (lower) and second strata of the Ir suite; 3 – quartz andesites of the Balta-tau deposit; 4 – acid rocks of the second and third layers of the Ir suite; 5 – basalts and rhyolites of the third thickness of the Ir suite; 6 – rhyodacites and rhyolites, extrusive and subvolcanic; 7 – gabbrodiorites and plagiogranites; 8 – ankaramites of Irendyk Formation ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$), Gadelsha and Kunakay paleovolcanoes (Pushkarev et al., 2017); 9 – basalts of the same volcano with $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$.

Distribution rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (е) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (ж) (Nakamura, 1974). Б – basalt, РД – rhyodacite, Р – rhyolite.

митов трассируется в область составов диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов Подольского интрузивного комплекса.

На диаграмме $\text{Zr}/\text{Y--Nb}/\text{Y}$ (см. рис. 4б) большинство фигуративных точек анкармитов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ и ассоциирующихся с последними, вышележащих пироксен-порфировых и пироксен-плагиоклазовых базальтов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, расположено в поле плюмовых составов, рядом со стандартом РМ (примитивная мантия). В анкармитах Гадельшинского вулкана обнаружены также реликты ранних минералов платиновой группы (Пушкарев, 2009). В дунитах Платиноносного пояса отмечается присутствие флогопита (Ферштатер, 2013), что обусловлено метасоматическим изменением пород под воздействием глубинных флюидов, богатых летучими компонентами. Такие перидотиты слагают вещество мантийных плюмов (Богатиков и др., 2010). Подольский колчеданосный комплекс выделяется среди вулканов ирендыкской развитой островной дуги присутствием больших объемов кислых дацит-риолитовых вулканитов нормальной щелочности, высокой колчеданосностью, крупным размером вулканического сооружения и его необычным типом, классифицированным нами как кальдера-вулкан (Среднепалеозойский вулканизм..., 1983).

Таким образом, в Ирендыкской структурно-формационной зоне выделяется ряд вулканических сооружений (Гадельшинский, Файзуллинский и Кунакайский стратовулканы и Подольский кальдера-вулкан), в которых присутствуют анкармиты и базальты, связанные плюмовым источником. В других вулканических сооружениях (Рысужинский, Гадиловский, Эльбашский вулканы) базальты с составом, близким к плюмовому источнику, не обнаружены.

Восточно-подольский (сукраковский) комплекс (D_2ef_1), вмещающий одноименное месторождение (№ 41 на рис. 1), расположен на северо-восточном фланге Подольского кальдера-вулкана, сложен вулканитами и тефроидами пятой толщи ирендыкской свиты ($\text{D}_2\text{ef}_1\text{ig}_3$).

Вулканисты сукраковского комплекса варьируют по кислотности от андезитов до риолитов

($\text{SiO}_2 - 58.14\text{--}75.58$ мас. %). По щелочности состав вулканитов этой толщи варьирует от известково-щелочной до субщелочной серий.

Большая часть кислых пород (около 65%) относится к низкоглиноземистому типу ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$) и около 35% к высокоглиноземистому типу ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$). Литофильные элементы Sr, Zr, Ba, La и величины La/Yb имеют пониженные значения и по соотношениям Sr–Rb, $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{--Zr}$ эти породы близки к островодужным кислым вулканитам и приближаются к континентальным трондьемитам и гранофирам, по Р.Г. Колман и М.М. Данато (Трондьемиты..., 1983).

На спайдер-диаграммах порода/NMORB и порода/хондрит вулканитов сукраковской толщи хорошо проявлены отрицательные геохимические аномалии по Nb, P, Ti и положительные аномалии Rb, Ba, K, Pb (рис. 11 в, г), указывающие на надсубдукционный островодужный тип вулканитов. Концентрации Sr в кислых породах на диаграммах показывают широкий размах (90–300 г/т). Высокие содержания Sr типичны для надсубдукционных образований. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислых породах сукраковского подкомплекса варьируют от 0.7029 до 0.7046 (Бобохов и др., 1989), соответствуя интервалу мантийных составов.

По совокупности характеристик кислые породы сукраковской толщи (ig_3) относятся к переходному типу от высококальцевой известково-щелочной серии к шошонитовой.

Восточно-Подольское месторождение залегает среди вулканических брекчий и тефроидов сукраковского комплекса, образующих вулкан центрального типа. Этот вулкан и месторождение перекрыты гадиловской толщей (ig_6) и улутаускими отложениями. По запасам руд Восточно-Подольское месторождение относится к среднему колчеданному барит-полиметаллическому с золотом типу. Соотношение $\text{Pb} : \text{Cu} : \text{Zn}$ соответствует 1 : 1.9 : 2, количество бария в 2.5 раза превышает суммарные запасы Pb, Cu, Zn. По этим параметрам месторождение сопоставимо с барит-полиметаллическим типом месторождений Рудного Алтая (Гаськов, 2015).

Таким образом, на западном крыле ММЗ имеет место ассоциация сукраковского дацит-трахидацит-

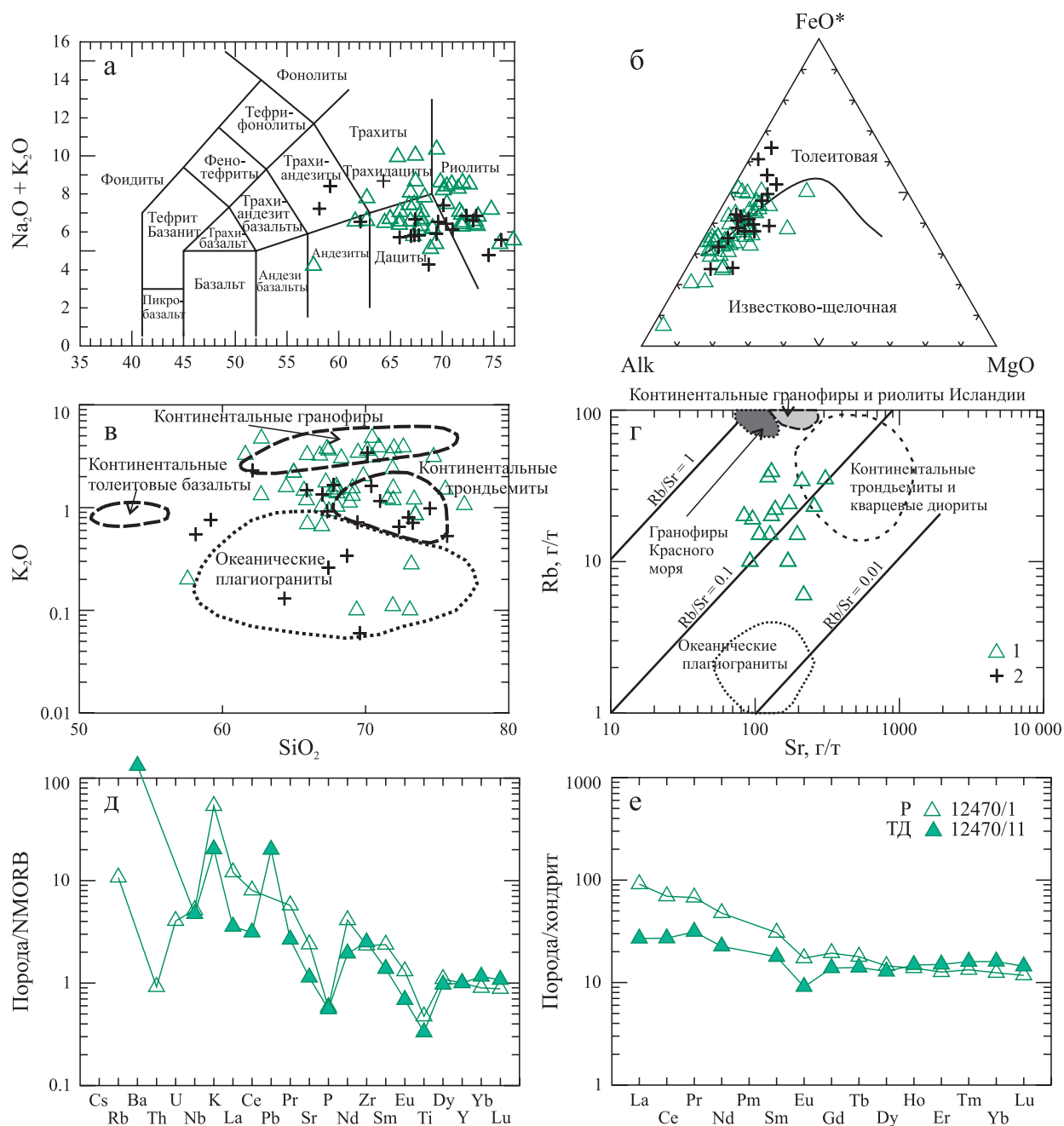


Рис. 11. Распределение элементов в вулканитах сукраковского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 - K_2O (в) и соотношения Sr и Rb (г/т) (г), по Р.Г. Колман и М.М. Донато (Трондьемиты..., 1983) в кислых вулканитах сукраковского комплекса: 1 – трахидациты и риодациты северного фланга Подольского кальдера-вулкана; 2 – то же, в надрудной зоне Подольского колчеданного месторождения. Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (е) (Nakamura, 1989), в кислых вулканитах сукраковского комплекса. Р – риолит, ТД – трахидацит.

Fig. 11. Distribution of the elements in volcanites of Sukrakov complex.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), SiO_2 - K_2O (в) and ratio of Sr and Rb (ppm) (г), by R.G. Kolman and M.M. Donato (Trondjemites..., 1983) in the acid volcanites of Sukrakov complex: 1 – trachydacites and rhyodacites in the northern flank of Podolsk caldera-volcano; 2 – the same, in the over-ore zone of Podolsk sulphide massive deposit. Distribution of trace elements, normalized by NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) and rare earth elements, normalized by chondrite (е) (Nakamura, 1989) in the acid volcanic rocks of Sukrakov complex. P – rhyolite, ТД – trachydacite.

риолитового комплекса (рис. 12а) с баритовым колчеданным полиметаллическим месторождением. Это свидетельствует о том, что сукраковский комплекс и Восточно-Подольское месторождение фиксируют зону сочленения Ирландской островной дуги с тыловой Джусинской островной дугой, для которой уже специфичны субщелочной шошонитовый вулканизм и барит-полиметаллическое колчеданное оруденение.

Джусинский комплекс (D_2ef_1), расположенный в южной части ВМЗ (см. рис. 1), залегает на киевбаевском комплексе (D_1e_2). Геологический разрез джусинского комплекса состоит из четырех толщ (снизу вверх): 1 – базальт-андезит-базальтовой, 2 – андезит-дацитовой, 3 – базальт-андезит-базальтовой, 4 – трахидацит-риолитовой.

В поле развития джусинского вулканического комплекса (Вулканизм..., 1992; Тальнов, 2003) расположены два крупных колчеданосных вулканических сооружения: стратовулканы Джусинский и Барсучий Лог, размерами соответственно 25×10 и 20×8 км.

Джусинский базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс (D_2ef_1) гомогенного типа обладает повышенной общей щелочностью при наличии пород умереннощелочного (80%) и нормального ряда (Тальнов, 2003; Косарев, Артюшкова, 2007). Вулканиды относятся к низкотитанистому островодужному типу (Вулканизм..., 1992) шошонитовой и известково-щелочной калиево-натриевой петрохимической серии. Среди вулканогенных пород повышенной щелочности присутствуют как натриевые ($Na_2O - 4-7\%$; $K_2O - 0.3-2.5\%$), так и калиево-натриевые ($Na_2O - 3.0-7.7\%$; $K_2O - 2.6-6.0\%$) разновидности (Тальнов, 2003). Ряд пород повышенной щелочности джусинского комплекса (см. рис. 12а–б, д) включает в себя тефриты, шошониты, латиты, трахиты, трахидациты, при наличии нормальнощелочных типов различной основности.

В северной части ВМЗ нами выделен нижнезингейский безрудный базальт-андезит-базальтовый вулканический комплекс известково-щелочной серии, аналог ирландской свиты ЗМЗ (Фролова, Бурикова, 1977) и возрастной аналог джусинского комплекса (Косарев и др., 2017).

На спайдер-диаграмме порода/NMORB (рис. 13) четко проявлены отрицательные аномалии Ta, Nb и положительные аномалии крупноионных литофильных элементов K, Rb, Ba, Cs, U и Th (см. рис. 13а). Концентрация калия и бария широко варьируют, что, может быть, связано с вторичными процессами. На графике нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ хорошо видно (см. рис. 13б) обогащение вулканидов легкими РЗЭ и обеднение их тяжелыми. Отношение La/Yb для базальтов варьирует от 4.76 до 5.65, что соответствует абсарокитам Камчатки (Петрология и геохимия..., 1987).

Весьма наглядны также соотношения Sr и Ti, характерные для островодужных комплексов. В пробах базальтов, проанализированных автором, значение отношения Ni/Co составляет 1.47–1.48, что выше, чем в основных породах шошонитовой серии Камчатки (Петрология..., 1987). В целом джусинский вулканический комплекс имеет геохимические характеристики, позволяющие предполагать его формирование в надсубдукционной зоне (Косарев, Артюшкова, 2007) тыловой островной дуги.

Повышенная щелочность джусинского комплекса, видимо, является отражением геохимического тренда, обусловленного восточным погружением субдукционной плиты. Кроме того, эти сведения позволяют сделать вывод о том, что в верхнеэмско-нижнеэйфельское время Магнитогорская мегазона представляла собою единый вулканический пояс, включающий в себя ЗМЗ и ВМЗ.

Колчеданное оруденение Джусинской островной дуги представлено колчеданными полиметаллическими с баритом месторождениями. Стратиграфическое положение оруденения определяется раннеэйфельским возрастом рудовмещающей формации (Косарев, Артюшкова, 2007).

В джусинском комплексе известны два месторождения: Барсучий Лог и Джусинское. Рудное тело *месторождения Барсучий Лог* имеет Z-образную форму с западной вергентностью главных элементов структуры.

Колчеданные руды халькопирит-сфалеритовые полосчатые. В северной стенке карьера на поверхности рудного тела лежат песчаники и алевролиты, сложенные обломками кислых вулканидов. Контакт параллелен полосчатости руды. По этим данным очевидно, что рудная залежь залегает в основном в пределах второй (кислой) толщи джусинского комплекса.

Джусинское колчеданное полиметаллическое месторождение располагается, по данным В.Л. Черкасова с соавторами (Медноколчеданные месторождения..., 1988), в жерловой зоне деформированного вулкана. Рудовмещающими являются вулканиды второй кислой толщи джусинского комплекса, представленные туфами, лавами и игнибритовидными туфами кислого состава. Залегание рудных тел согласное с вулканидами. Месторождение представлено 16 рудными телами линзовидной формы. Главный объем руд составляет пирит (60–90%), присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды.

Соотношение рудогенных элементов в рудах колчеданных полиметаллических месторождений Теренсайского рудного района $Pb : Cu : Zn = 1.0 : 5.1 : 5.25$. На Джусинском месторождении $Cu : Zn = 1.57 : 1.0$, на месторождении Барсучий Лог $Cu : Zn = 0.61 : 1.0$. Очевидны лишь повышенные запасы Pb, а соотношения $Pb : Cu : Zn$ подвержены широким колебаниям.

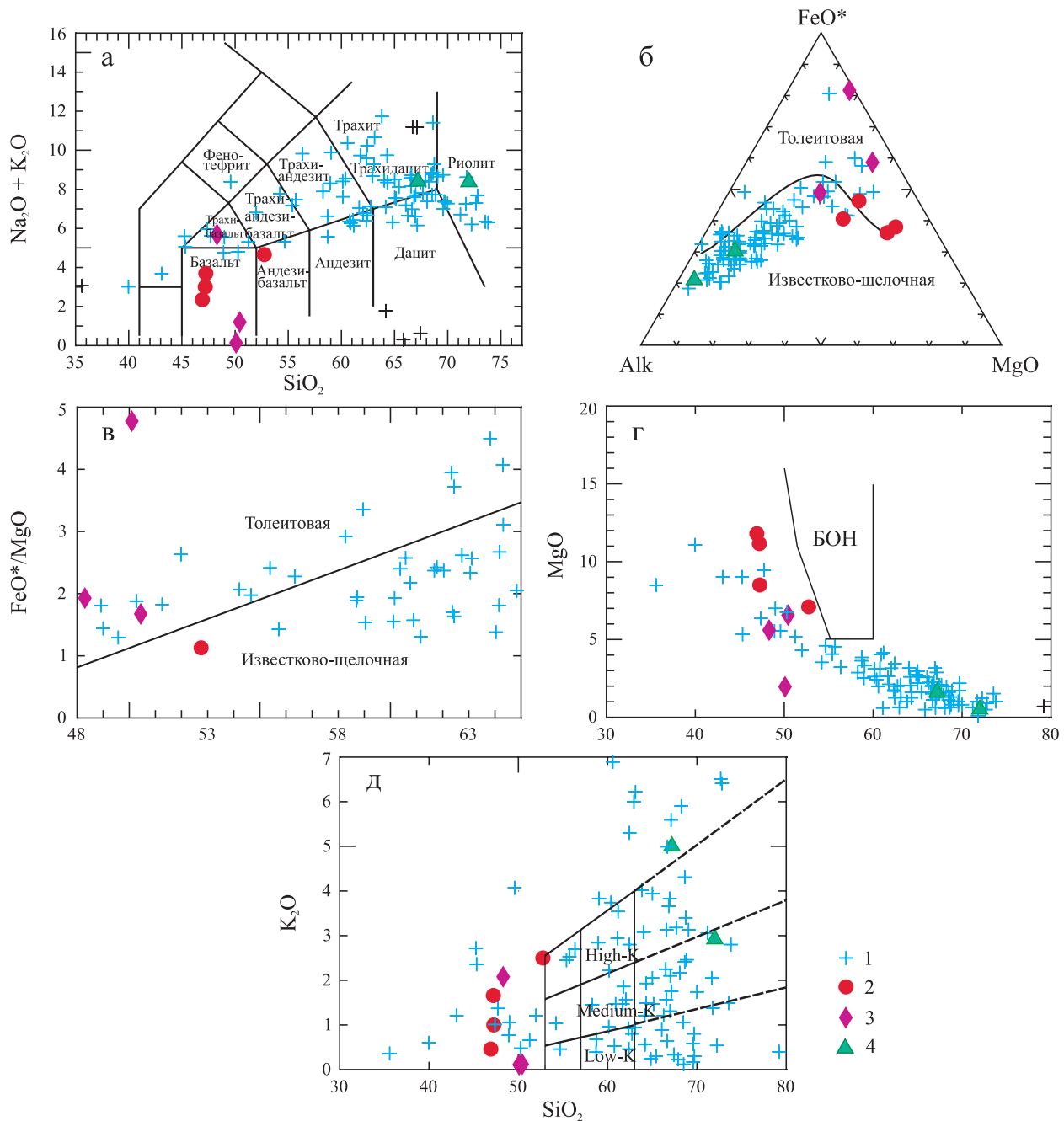


Рис. 12. Распределение петрогенных оксидов в вулканитах джусинского и нижнезингейского раннеэйфельских вулканических комплексов ВМЗ.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г) и $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (д) (Яковлев, 1979). 1 – вулканиты базальт-андезит-риодацитового состава умереннощелочной и известково-щелочной серий джусинского комплекса (Вулканизм..., 1992); 2 – вулканиты базальт-андезитбазальтового состава нижнезингейского комплекса (BM-3/1, BM-3/2, BM-3/3, BM-8/3); 3 – вулканиты основного состава джусинского комплекса месторождения Барсучий Лог и Карабутакской антиклинали (20/184, 20/197.5, KY-19/3); 4 – вулканиты кислого состава джусинского комплекса (KY-8, CD-10-59/1).

Fig. 12. Distribution of major oxides in volcanites of Djusinsk and Niznezingeisk Early Eifelian volcanic complexes EMZ.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г) and $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (д) (Yakovlev, 1979). 1 – volcanites of basalt-andesite-rhyodacite composition of the moderate-alkaline and calc-alkaline series of Djusinsk complex (Vulkanizm..., 1992); 2 – volcanites of basalt-andesitebasalt composition of Niznezingeisk complex (BM-3/1, BM-3/2, BM-3/3, BM-8/3); 3 – volcanites of basic composition of Djusinsk complex in Barsuchy Log and Karabutak anticline (20/184, 20/197.5, KY-19/3); 4 – volcanites of acid composition of Djusinsk complex (KY-8, CD-10-59/1).

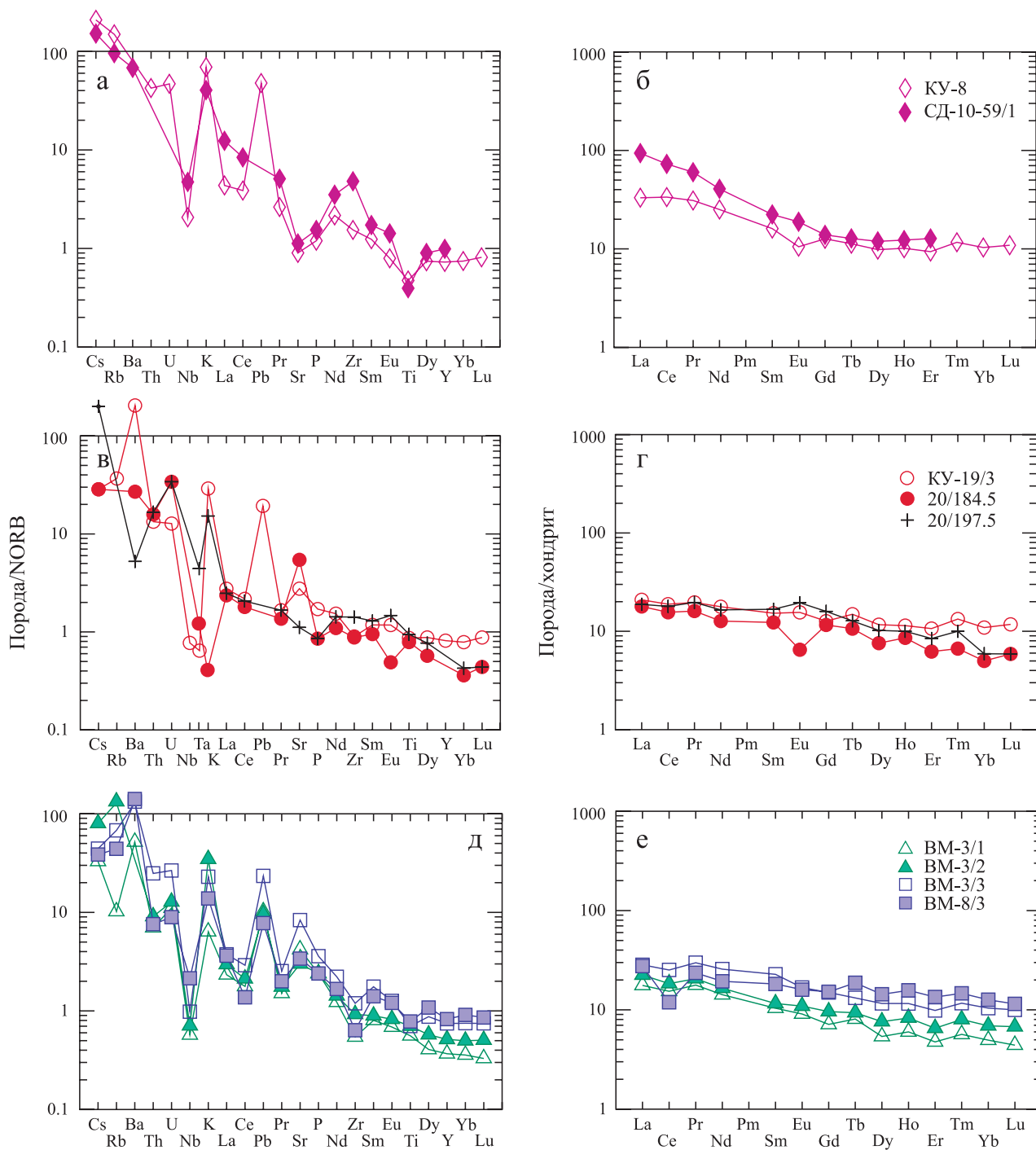


Рис. 13. Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB (а, в, д) и по хондриту (б, г, е), в вулканитах джусинского и нижнезингейского вулканических комплексов ВМЗ (аналитические материалы А.М. Косарева).

а, б – вулканиты кислого состава джусинского комплекса; в, г – вулканиты основного состава джусинского комплекса месторождения Барсучий Лог и Карабутакской антиклинали; д, е – вулканиты базальт-андезибазальтового состава нижнезингейского комплекса.

Fig. 13. The distribution of trace elements, normalized by NMORB (а, в, д) and by chondrite (б, г, е) in the rocks of Djusinsk and Niznezingeisk volcanic complexes EMZ (analytical materials by A.M. Kosarev).

а, б – volcanites of acid composition of Djusinsk complex; в, г – volcanites of basic composition of Djusinsk complex in Barsuchy Log and Karabutak anticline; д, е – volcanites of basalt-andesibasalt composition of Niznezingeisk complex.

ОБСУЖДЕНИЕ

О возможной связи процессов парциального плавления ультрабазитов надсубдукционного мантийного клина, астеносферного диапиризма и колчеданного рудообразования в девонских вулканогенных комплексах Магнитогорской палеостроводужной мегазоны

Основными причинами возникновения вулканогенных формаций и колчеданного оруденения в Магнитогорской мегазоне были процессы субдукции раннепалеозойской океанической плиты, образование “slab-window”, внедрение астеносферного подсубдукционного диапира. Поступательное движение литосферной плиты в верхнюю мантию формировало градиентную по PT -условиям структурную зону. В ее пределах происходили взаимосвязанные геологические процессы: растяжение в верхней мантии и сжатие в слэбе, обусловившее дегидратацию водосодержащих минералов слэба, формировавших субдукционные, богатые H_2O флюиды, мигрировавшие в мантийный клин. Приток этих флюидов способствовал началу парциального плавления перидотитов мантийного клина и образованию флюидно-магматического мантийного диапира (Tatsumi et al., 1986; Bailey et al., 1989; Авдейко и др., 2006; Богатиков и др., 2010) и экстракции рудогенных элементов. Степень плавления мантийного субстрата в зоне магнообразования в мантийном клине определялась по соотношениям $Yb-La/Yb$ (Bailey et al., 1989; Косарев и др., 2005) и по другим геохимическим характеристикам базальтов.

Наиболее крупные по запасам ($Cu > Zn$) колчеданные месторождения залегают в разрезах баймак-бурибайской свиты (D_1e_2b-br) в составе фронтальной островной дуги (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское), имеющей характеристики надсубдукционных образований, с абсолютным преобладанием вулканитов нормальной щелочности всего ряда базальт-андезитбазальт-андезит-риолит.

1. Начальный этап образования мантийного диапира позднеэмского возраста зафиксирован в проявлении в бурибайском комплексе низкотитанистых субщелочных натриевых базальтов, образовавшихся при участии небольшого количества субдукционных водных флюидов, обусловивших невысокие степени плавления мантийного субстрата.

2. Последовавший за этим разрыв слэба сопровождался внедрением в “slab-window” астеносферного диапира, появлением эффузивных умеренотитанистых базальтов, близких к океаническим плато-базальтам (Соболев и др., 1993). Следствием внедрения астеносферного диапира было, видимо, повышение температуры магнообразования мантийного клина.

3. После этого в зону магнообразования поступила значительная порция субдукционного водного флюида, стимулировавшего выплавление главных объемов астеносферных магм бонинитовой серии при высоких степенях плавления мантийного субстрата (20–50%) (Косарев и др., 2005).

4. Значительные объемы флюидов и, вероятно, их высокий окислительный потенциал (Рябчиков и др., 1987) способствовали активной экстракции рудогенных элементов ($Cu > Zn$) и движению мантийного диапира вверх. В периферических зонах мантийных диапиров формировались тела горнблендитов, обогащенных Cu (Пушкарев, 2000).

5. Пути движения мантийных диапиров проходили в зонах рифтогенеза и растяжения, которые на поверхности фиксируются дайковыми поясами, узлами пересечения разломов, вулканическими сооружениями, ветвящимися дайками, форма и мощность которых свидетельствуют о преобладающем на этих участках режиме растяжения и сдвиговых напряжений (Разрывная тектоника..., 2001). Таким образом, подъему мантийного надсубдукционного диапира способствовал режим преобладающего растяжения и, вероятно, пониженных давлений на всем пути его движения, включая и приповерхностные структуры.

6. Формированию крупных и суперкрупных колчеданных месторождений способствовали высокая интенсивность рудогенных процессов и большой объем задействованного вещества (Прокин и др., 2004), что хорошо видно на примере Гайского суперкрупного месторождения. Отражением интенсивности и масштабов магматических и рудогенных процессов являются следующие показатели: 1 – Гайское рудное поле располагается в центре кольцевой структуры концентрического строения диаметром около 50 км; один из концентров диаметром около 30 км, по мнению В.А. Прокина с соавторами (2004), фиксирует рудоносное сооружение, наиболее крупное из известных колчеданосных вулканических структур (крупные Макан-Октябрьский и Подольский вулканы имеют диаметр основания 17–20 км); 2 – Гайский рудный район приурочен к региональному Орскому максимуму силы тяжести; по глубинному строению он выделяется самой большой, в пределах Тубинско-Гайского вулканического пояса, мощностью базальтового слоя и слоя коро-мантийной смеси (Серавкин, Цветкова, 1986), минимальной мощностью “гранитного” слоя; 3 – время формирования Гайского рудоносного вулканического сооружения протекало в пределах позднего эмса (ранееэйфельские отложения ирендыкской свиты безрудны); 4 – Гайское рудное поле входит в площадь эмпирического регионального Южно-Уральского минимума теплового поля (Косарев и др., 2009); 5 – островодужные толеитовые базальты нижней толщи Гайского рудного района и месторождения содержат

самые низкие концентрации Th. Это хорошо увязывается с высокой степенью плавления мантийного субстрата при выплавлении островодужных толеитовых базальтов и большими объемами базальтов в нижней толще Гайского рудного района.

7. Совокупность изложенных материалов по геохимическим особенностям колчеданосных комплексов и колчеданной металлогении Магнитогорской островодужной мегазоны в позднеэмско-раннеэйфельское время позволяет выделить два крупных этапа развития вулканизма и рудогенеза: 1 – позднеэмский-раннеэйфельский этап с нормальнощелочным вулканизмом натриевой спецификации фронтальной и отчасти развитой островной дуги ($D_1e_2^1$ – $D_2ef_1^1$) с колчеданным оруденением $Cu > Zn$; 2 – позднеэйфельский этап с умереннощелочным вулканизмом калиево-натриевой спецификации тыловой островной дуги ($D_2ef_1^2$) с колчеданным оруденением барит-полиметаллического типа. В тыловой островной дуге с вулканизмом шошонитовой серии сопряжена известково-щелочная базальт-андезитобазальтовая субформация, продукты которой выделены нами в нижнезингейский комплекс.

Баймакский район, по времени соответствующий фронтальной островной дуге, по значительным объемам кислых пород, их несколько повышенной калиевости и по развитию золото-полиметаллического колчеданного оруденения представляет собой зону переходную от первого ко второму типу вулканизма и колчеданного оруденения.

8. Геодинамическая позиция и геохимические характеристики базальтов колчеданосных комплексов коррелируются с продуктивностью и типами колчеданного оруденения на Южном Урале (Косарев и др., 2010). В свою очередь, концентрации в магмах литофильных (высокозарядных, крупноионных, редкоземельных) элементов зависят от объема водной флюидной фазы и степени плавления мантийного субстрата в надсубдукционном мантийном клине. Установлена зависимость отношений La/Yb , концентрации TiO_2 , Zr , Th от степени плавления ультрабазитов мантийного клина и R_{H_2O} в зоне магнезиального образования. Названные геохимические характеристики коррелируются также с запасами рудного вещества ($Cu + Zn$) в рудных районах Южного Урала. Приведенные данные (Косарев и др., 2010) позволили классифицировать колчеданосные зоны Южного Урала, выделив среди них высокопродуктивные, умереннопродуктивные и низкопродуктивные, а также безрудные.

9. В процессе изучения особенностей распределения U , Th , K_2O в палеозойских вулканогенных формациях Южного Урала установлена обратная корреляционная зависимость между концентрациями Th в базальтах рудоносных комплексов и количествами колчеданных руд в рудных районах. Наиболее низкие концентрации Th присутствуют в то-

леитовых базальтах Гайского рудного района ($Th = 0.14$ г/т) и в бонинито-базальтах бурибайского комплекса и одноименного рудного района. Высокие концентрации Th имеют место в базальтах магнетиальной известково-щелочной серии Баймакского рудного района ($Th = 0.76$ г/т) и Теренсайского (Джусинского) рудного района в трахитобазальтах шошонитовой серии ($Th = 1.84$ г/т) (Косарев и др., 2009).

10. В ЗМЗ установлены вулканические сооружения и соответствующие комплексы, содержащие вулканические породы с геохимическими характеристиками плюмовых источников.

Первый тип пород, эффузивные умереннотитанистые ($TiO_2 = 1.51\%$) пиллоу-базальты, близкие к океаническим плато-базальтам, залегают в нижней части разреза бурибайского комплекса.

Второй тип пород, эффузивные толеитовые островодужные базальты с повышенной магнетиальностью, повышенными концентрациями Nb и Y , залегают в нижней части разреза Маканского стратовулкана на Северо-Маканском участке ($D_1e_2^2$ – vt_{n1-2}). От известково-щелочных базальтов толеитовые магнетиальные отличаются пониженными значениями отношения La/Yb , варьирующими в толеитовых базальтах от 0.9 до 2.7 (Косарев и др., 2005). Базальты с характеристиками плюмовых источников присутствуют также в Файзуллинском и Подольском вулканических сооружениях.

Третий тип вулканитов с геохимическими характеристиками плюмовых источников представлен анкарамидами, выделенными Е.В. Пушкарёвым (2009), представляющими собой низкотитанистые оливин-пироксен-порфировые породы с высокими концентрациями MgO и CaO , присутствующие в Ирендыкской структурной зоне ЗМЗ в Гадельшинском, Кунакайском и Гадиловском вулканических сооружениях.

В Ирендыкской зоне анкарамиды и вулканы с базальтами плюмовых источников образуют меридиональную цепочку (см. рис. 1) протяженностью около 100 км. Формирование подобной гирлянды вулканов с анкарамидами и базальтами плюмового типа должно быть связано с протяженностью по простиранию “slab-window” или кулисной серией разрывов сдвигового типа в субдукционной плите и надсубдукционных комплексах. Различная степень открытости “окон” в слэбе свидетельствует о колебаниях режима растяжения до режима относительного сжатия. В связи с этим могли возникать в условиях растяжения колчеданосные структуры типа Подольского кальдера-вулкана и безрудные вулканоструктуры в условиях относительного сжатия, сложенные значительными объемами пироксенпорфировых анкарамидов. Мантийные диапиры последних содержали мало флюидов, не достигали зоны МОХО, не продуцировали больших объемов кислых выплавов из нижней базальтовой

коры и не могли способствовать образованию колчеданного оруденения, но содержали платиновые минералы. Платиноиды, известные в золотоносных россыпях Гадельшинского участка, скорее всего, генетически связаны с анкарамидами.

ВЫВОДЫ

Изложенные выше сведения о составе и строении колчеданосных и некоторых берудных комплексов Магнитогорского мегасинклинория позволяют сделать выводы о причинах связей между вулканизмом и колчеданным оруденением.

1. Главной причиной формирования колчеданосных комплексов являлось поступательное движение субдуцирующей плиты в верхнюю мантию, формировавшее градиентную по *РТ*-условиям структурную зону, которая осложнялась разрывами субдукционной плиты, образованием “slab-window” (окон), в которые внедрялись подсубдукционные астеносферные диапиры. Объемы и тип колчеданного оруденения коррелируются с геохимическим составом вулканических серий, с расстоянием от поверхности Земли до кровли субдукционной плиты, определяющих подвижность в рудно-магматической системе *Cu* и *Zn*, а также *Pb*, *Ba*, *Au*. Концентрации в базальтах *Th*, *Ti*, *Yb*, а также *La/Yb* обнаруживают корреляцию с объемами рудного вещества в рудных районах и степенью плавления мантийного субстрата при выплавлении магм. Чем ниже значения названных характеристик, тем выше степень плавления и объемы колчеданных руд. Эти сведения рекомендуются использовать при прогнозной оценке площадей на колчеданное оруденение.

2. В составе бурибайского (1), верхнетаналыкского (2) и ирендыкского (3) вулканических комплексов установлено присутствие трех типов основных пород плюмовых источников. Первый тип – базальты умереннотитанистые, близкие к океаническим плато-базальтам и *E-MORB*; второй тип – базальты толеитовые островодужные низкотитанистые, магнезиальные (Макан-Октябрьское рудное поле) и умеренномагнезиальные (Подольское месторождение); третий тип – анкарамиды и близкие к ним базальты оливин-пироксен-порфиоровые высококальциевые и высокомагнезиальные, близкие к базитам Платиноносного пояса Среднего Урала.

3. В составе фронтальной островной дуги верхнюю часть разреза составляет верхнетаналыкская свита ($D_1e_2^2vtn$). На Макан-Октябрьском рудном поле, наряду с преобладающими вулканическими базальт-андезит-дацит-риолитового состава магнезиальной известково-щелочной серии, присутствуют толеитовые низкотитанистые магнезиальные базальты с геохимическими характеристиками плюмового источника. Их образование могло быть связано со смешением магм, близких к плато-базальтам с

известково-щелочными базальтами, характерными для верхнетаналыкской свиты.

4. Выделяемые в пределах Ирендыкской вулканической зоны постройки центрального типа, содержащие анкарамиды, нуждаются в дальнейшем изучении для уточнения генезиса слагающих эти вулканы пород и оценки перспектив на коренные залежи и россыпи, содержащие платиноиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магнезиализации Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, 14(3), 248-265.
- Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. (1989) Стронциево-изотопные данные для кислых вулканических Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Уфа. Препр. доклада Президиуму БНЦ УрО АН СССР. 24 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. (2010) Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 606 с.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. (1979) Изменения раннегеосинклинального вулканизма по латерали в связи с проблемой колчеданосности. *Латеральные ряды магматических формаций*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 22-44.
- Вулканизм Южного Урала. (1992) (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев). М.: Наука, 197 с.
- Гасков И.В. (2015) Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала. *Литосфера*, (2), 17-39.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. (2009) Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 376 с.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. (1973) (П.Ф. Сопко, М.И. Исмаилов, И.Б. Серавкин, Л.Н. Сопко). М.: Наука, 224 с.
- Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54-70.
- Косарев А.М. (2009) Вулканизм позднеэмского возраста Домбаровской зоны задугового спрединга: петролого-геохимические и геодинамические аспекты. *Геол. сборник*, (9). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 112-119.
- Косарев А.М., Артющкова О.В. (2007) Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции. *Геол. сборник*, (6). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 174-180.
- Косарев А.М., Голованова И.В., Шафигуллина Г.Т. (2009) Особенности распределения оксида калия,

- урана и тория в вулканитах Южного Урала в связи с проблемой генезиса минимума теплового потока. *Литосфера*, (6), 17-32.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), 22-42.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2006) Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (1), 3-21.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин А.М. (2010) Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов. *Докл. АН*, **434**(6), 658-662.
- Косарев А.М., Светов С.А., Чаженгина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. (2018) Бонинитовые вариолиты Бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования. *Литосфера*, **18**(2), 246-279. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2017) Субщелочной и известково-щелочной вулканизм раннеэйфельского возраста и связанные полиметаллическое оруденение в Магнитогорской мегазоне Южного Урала. *Литосфера*, **17**(3), 29-58. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-3-029-058>
- Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. (1991) Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения. *Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород*. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 156-173.
- Малпас Дж. (1983) Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в западном Ньюфаундленде: первое сообщение. *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы* 9. (Ред. Ф. Баркер). М.: Мир, 339-353.
- Маслов В.А., Артющкова О.В. (2000) Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 140 с.
- Маслов В.А., Артющкова О.В. (2010). Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. (1988) (В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др.). Свердловск: УрО АН СССР, 241 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. (1987) (Под ред. О.А. Богатикова и др.). М.: Наука, 335 с.
- Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М., Молошаг В.П., Кузнецов С.И. (2004) Гайский ГОК; Геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 148 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пушкарёв Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 296 с.
- Пушкарёв Е.В. (2009) Анкарамиты – родоначальные расплавы дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урало-Аляскинского типа. Аналоги анкарамитов на Урале. *Петрогенез и рудообразование*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 110-111.
- Пушкарёв Е.В. (2018) Тылаиты в массивах платиноносного пояса Урала как интрузивные аналоги анкарамитов. *Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165*, 162-171.
- Пушкарёв Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. (2011) Эффузивные и субвулканические анкарамиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия. *Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 219-223.
- Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. (2017) Анкарамиты Присакмаро-Вознесенской зоны на Южном Урале – геологическое положение и состав. *Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164*, 166-175.
- Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. (2018) Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале. *Докл. АН*, **479**(4), 433-437.
- Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. (2001) Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Рябчиков И.Д. (1987) Процессы мантийного магмообразования. *Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории земли*. Т. 6. М.: Наука, 349-372.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е., Ганеев И.И., Муравицкая Г.Н. (1987) Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флюидами при высоких температурах под давлением 20 кбар. *Докл. АН СССР*, **296**(2), 437-440.
- Серавкин И.Б. (1986) Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 268 с.
- Серавкин И.Б. (2007) Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сб. науч. трудов*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 638-669.
- Серавкин И.Б., Цветкова А.А. (1986) Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклинория в связи с его глубинным строением. *Глубинные условия эндогенного рудообразования*. (Отв. ред. акад. В.И. Смирнов). М.: Наука, 157-172.
- Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. (2004) Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан. *Петрология*, **12**(2), 191-205.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Данюшевский Л.В., Кононкова Н.Н., Шимизу Н., Робинсон П. (1993) Петрология ультрамафитовых магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр. *Петрология*, **1**(4), 379-412.
- Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. (1983) (П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев). Уфа: БФАН СССР, 116 с.

- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (1993) (В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др.). Уфа: УНЦ РАН, 217 с.
- Тальнов Е.С. (2003) Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы). *Тр. НИИГео СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Нов. сер.* Т. XV. Саратов: Науч. книга, 175 с.
- Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. (1983) М.: Мир, 488 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1977) Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 279 с.
- Яковлев Г.Ф. (1979) Вулканогенные структуры рудных полей. *Геология рудн. месторождений*, (3), 3-18.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? (Ed. R.K. Srivastava). *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 69-582.
- Condie K.C. (2003) Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem., Geophys., Geosys.*, **4**(1), 1-28. DOI: 10.1029/2002GC000333
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Геол. сборник*, (5). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 119-161.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 197-208.
- Jonas P. (2004) Tectonostratigraphy of oceanic crustal terranes hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD Dissertation. Freiburger Forschungshefte C. Freiberg University, 123 p.
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Magma-tism in the Oceanic Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **38**(5), 757-775.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**(3-4), 201-214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6
- Pearce J.A. (2008) Geochemical finger printing of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. (1998) Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnetogorsk zone, Southern Urals). *Ophioliti*, **23**(1), 17-36.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, (132), 101-134. DOI: 10.1029/132GM07
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. (1986) Chemical Characteristics of Phase Released from a Subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293-309. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1)

REFERENCES

- Avdeyko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A. (2006) Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kurile-Kamchatka island arc system. *Petrology*, **14**(3), 248-265 (translated from *Petrologiya*, **14**(3), 230-246). DOI: <https://doi.org/10.1134/S0869591106030027>
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Bobokhov A.S., Gorozhanin V.M., Kuz'min S.A. (1989) Strontium isotope data for acid volcanic rocks of the Magnetogorsk megasynclinalorium of the Southern Urals. Ufa, BNTs UrO AN SSSR, 24 p. (In Russ.)
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. (2010) Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Relationship. Moscow, Nauka Publ., 606 p. (In Russ.)
- Borodaevskaya M.B., Krivtsov A.I., Shirai E.P. (1979) Lateral changes in early geosynclinal volcanism in connection with the problem of massive sulfide ore productivity. *Lateral ore magmatic formation*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 22-44 (In Russ.)
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? (Ed. R.K. Srivastava). *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 569-582.
- Condie K.C. (2003) Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **4**(1), 1-28. doi: 10.1029/2002GC000333
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Collection*, (5). Ufa, IG UNTs RAN, 119-161.
- Fault tectonics and ore deposits of the Trans-Uralian Bashkiria. (2001) Ufa, Poligraphkombinat Publ., 318 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S.,

- Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 197-208.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1977) Geosynclinal volcanism. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 279 p. (In Russ.)
- Gas'kov I.V. (2015) Specific features of pyrite ore-magmatic systems development in the island arc environments of Rudny Altai and Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 17-39. (In Russ.)
- Jonas P. (2004) Tectonostratigraphy of oceanic crustal terranes hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD Dissertation. Freiburger Forschungshefte C. Freiberg University, 123 p.
- Kosarev A.M. (2007) Subalkaline volcanism of the Lower Emsian of the Southern Urals: geochemical peculiarities and geodynamic reconstructions. *Lithosphere (Russia)*, (6), 54-70. (In Russ.)
- Kosarev A.M. (2009) The Late Emsian volcanism in the Dombrovka zone of backarc spreading: petrology, geochemistry and geodynamic aspects. *Geological Collection*, (8). Ufa, IG UNTs RAN, 112-119. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Artyushkova O.V. (2007) Djusinsk paleovolcanic complex: stratigraphic position, geochemical features, geodynamic reconstruction. *Geological Collection*, (6). Ufa, IG UNTs RAN, 174-180. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Golovanova I.V., Shafigullin G.T. (2009) Features of the distribution of potassium, uranium, and thorium oxide in the volcanites of the Southern Urals in connection with the problem of the genesis of the minimum heat flow. *Lithosphere (Russia)*, (6), 17-32. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanites of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Lithosphere (Russia)*, (4), 22-42. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2006) Petrological-geochemical features of the Middle Devonian–Early Carboniferous island-arc and collision volcanites of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-21. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2010) Pyrite potential of the Southern Urals: Correlation of Cu and Zn resources with geochemical characteristics of basalts of ore regions. *Dokl. Earth Sci.*, **435**(2), 1633-1636 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(5), 658-662). DOI: 10.1134/S1028334X10120172
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2017) Subalkalic and calc-alkalic Early-Eifelian volcanicity and related pyrite-polymetallic mineralization in the Magnitogorsk Megazone, the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **17**(3), 29-58. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-3-029-058>
- Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina C.Yu., Shafigullina G.T. (2018) Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, **18**(2), 246-279. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Kuzmin M.I., Kabanova L.Ya. (1991) Boninite series of the Southern Urals: geological and petrographic description, of the features of the composition and origin of the problem. *Potential ore content, geochemical types and formations of magmatic rocks*. Novosibirsk, Nauka Publ., 156-173. (In Russ.)
- Malpas J. (1983) Two Contrasting Trondhjemite Associations from Transported Ophiolites in Western Newfoundland: Initial Report. *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. (Ed. F. Barker). Moscow, Mir Publ., 339-353. (In Russ.)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2000) Stratigraphy of the Paleozoic Complexes of the Uchaly area, Bashkiria. Ufa, IG UNTs RAN, 140 p. (In Russ.)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian sedimentary rocks in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals). Ufa, Dizayn-PoligrafServis Publ., 288 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Baimak ore district. (1973) (P.F. Sopko, M.I. Ismagilov, I.B. Seravkin, L.N. Sopko). Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Urals: Geological structure. (1988) (V.A. Prokin, F.P. Buslaev, M.I. Ismagilov et al.). Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 241 p. (In Russ.)
- Middle Paleozoic volcanism of Bashkir Trans Ural region and related massive sulfide mineralization. (1983) Ufa, BFAN SSSR, 116 p. (In Russ.)
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Magma-tism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.*, **38**(5), 757-775.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic–mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**(3-4), 201-214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas. (1987) (Ed. O.A. Bogatkov et al.). Moscow, Nauka Publ., 335 p. (In Russ.)
- Prokin V.A., Buslaev F.P., Vinogradov A.M., Moloshag V.P., Kuznetsov S.I. (2004) Gaisky GOK; Geology of Gai and Podolsk copper-zinc massive sulfide deposits in the Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 148 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and the Middle Urals. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (the Middle Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 296 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2009) Ankaramites – ancestral melts of dunite-clinopyroxenite-tylaite complexes of the Ural-Alaskan type. Analogs of ankaramites in the Urals. *Petrogenesis and ore formation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 110-111. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2018) Tylaites in the massif of the Ural platinum-bearing belt as intrusive analogues of ankaramites. *Tr. IGG UrO RAN. Vyp.* **165**, 162-171. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Gottman I.A., Pribavkin S.V., Kosarev A.M. (2011) Effusive subvolcanic ankaramites of the Devonian island-arc formations of the Urals: material characteristics, genesis and geological consequences. *Tectonics*,

- ore deposits and deep structure of the earth's crust. Materials of the all-Russian scientific conference dedicated to the 100th anniversary of S.N. Ivanov. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 219-223. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Gottman I.A. (2017) Ankaramites of the Sakmara-Voznesenka zone in the South Urals – geological position and composition. *Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 164*, 166-175. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Gottman I.A., Degtyarev K.E., Kamenetskii V.S. (2018) Ankaramite: a new type of high-magnesium and high-calcium primitive melt in the Magnitogorsk island-arc zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **479**(2), 463-467 (translated from *Dokl. AN*, **479**(4), 433-437). DOI: 10.1134/S1028334X18040062
- Ryabchikov I.D. (1987) Processes of mantle magma formation. *Magmatic rocks. Evolution of magmatism in the history of the Earth*. Vol. 6. Moscow, Nauka Publ., 349-372. (In Russ.)
- Ryabchikov I.D., Orlova G.P., Kalenchuk G.E., Ganeev I.I., Muravitskaya G.N. (1987) Experimental study of copper and nickel sulfide mobilization by aqueous alkaline fluid at high temperatures and 20 kb. *Dokl. AN SSSR*, **296**(2), 437-440. (In Russ.)
- Seravkin I.B. (1986) Volcanism and VMS deposits of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B. (2007) Volcanogenic massive sulfide deposits of the Southern Urals. *Geodynamics, Magmatism, and Ore Formation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 638-669. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Tsvetkova A.A. (1986) Types of sulfide areas of the Magnitogorsk megasynclinalorium in relation with its deep structure. *Deep Conditions of Endogenous Ore Formation*. Moscow, Nauka Publ., 157-172. (In Russ.)
- Simonov V.A., Zolotukhin V.V., Kovyazin S.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2004) Petrogenesis of Basaltic Series of the Ontong Java Oceanic Plateau and the Nauru Basin, Pacific Ocean. *Petrology*, **12**(2), 163-175 (translated from *Petrologiya*, **12**(2), 191-205).
- Sobolev A.V., Portnyagin M.V., Dmitriev L.V., Tsameryan O.P., Danyushevskiy L.V., Kononkova N.N., Shimizu N., Robinson P. (1993) Petrology of ultramafic lavas and associated rocks of the Troodos massif, Cyprus. *Petrologiya*, **1**(4), 379-412. (In Russ.)
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. (1998) Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals). *Ophioliti*, **23**(1), 17-36.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, (132), 101-134. DOI: 10.1029/132GM07
- Stratigraphy and correlation of Middle Paleozoic volcanic complexes of main copper-massive sulfide districts of the South Urals. (1993) (V.A. Maslov, V.A. Cherkasov, V.T. Tishchenko et al.). Ufa, UNTs RAN, 217 p. (In Russ.)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., (42), 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tal'nov E.S. (2003) Features of evolution of the Paleozoic volcanism and massive sulfide mineralization of the Southern Urals (on the example of Dzhusinsky island-arc system). *Tr. NIIGeo SGU im. N.G. Chernyshevskogo. Nov. ser.*, **XV**. Saratov, Nauchnaya kniga Publ., 175 p. (In Russ.)
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. (1986) Chemical Characteristics of Phase Released from a Subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293-309. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1)
- Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. (Ed. F. Barker) (1983) Moscow, Mir Publ., 488 p. (In Russ.)
- Volcanism of Southern Urals. (1992) (I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov, S.E. Znamensky, Z.I. Rodicheva, M.V. Rykus, V.I. Snachev). Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Yakovlev G.F. (1979) Volcanogenic structures of ore fields. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (3), 3-18. (In Russ.)
- Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Zaykova E.V., Kherington R. (2001) Ore-formation and ore-facial analysis of base metal massive sulphide deposits of the Ural PaleoOcean. Miass, IMin UrO RAN, 315 p. (In Russ.)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Artem'ev D.A., Simonov V.A., Yuminov A.M., Dunaev A.Yu. (2009) Geology and massive sulphide mineralization of the southern flank of the Main Ural Fault. Miass, IMin UrO RAN, 376 p. (In Russ.)