

УДК: 552.31

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКО-БОГДАНОВСКОГО ГРАБЕНА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2014 г. Д. Н. Салихов*, В. М. Мосейчук**, В. В. Холоднов***, И. Р. Рахимов*

* Институт геологии УНЦ РАН
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: ig@ufaras.ru

**ООО “Геопойск”
454139, г. Челябинск, ул. Василевского, 75
E-mail: geopoisk2004@mail.ru
***Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 20.01.2014 г.

В работе рассмотрены продукты вулканизма и интрузивного магматизма Магнитогорско-Богдановского грабена каменноугольной коллизионной эпохи развития Южного Урала. Заложение грабена и начало вулканизма происходили в транспрессивном сдвигово-раздвиговом режиме над главной зоной столкновения “дуга–континент” на границе нижнего и верхнего турне. Вулканизм непрерывно проявлялся с начала верхнего турне до конца верхнего визе, постепенно смещаясь с юга на север. На основании новых геохимических данных, установлено, что основные вулканы грабена образуют две пространственно разобщенные ассоциации базальтов: 1) контролируемые раздвиговыми зонами высокотитанистые калий-натриевые толеиты и субщелочные базальты и 2) умеренно-титанистые калий-натриевые известково-щелочные базальты, андезит-базальты и частично андезиты, проявившиеся на плечах раздвигов и связанных с извержениями вулканов центрального типа. Кислый вулканизм представлен в основном риолитами, трахириодацитами, пантеллеритами, проявившимися особенно интенсивно в восточных районах грабена. В конце верхнего визе регион вновь активизировался благодаря вовлечению в коллизию Казахстанского континента. В результате проявился габбро-гранитный магматизм, ареал распространения которого не ограничивался границами Магнитогорско-Богдановского грабена. Возраст формирования габбро-гранитных массивов Магнитогорской серии, основанный на изотопных определениях (2013 г.), составляет 330–315 млн лет. Последняя цифра возраста соответствует изотопной датировке дайки риолит-порфиров, секущей Чекинский массив щелочных гранитов. На основании новых геохимических данных, габброиды разделены на куйбасовский и богдановский типы (комплексы), а гранитоиды представлены шестью типами, объединенными в три петрологических комплекса – Узанский, Жос-Гусихинский и Карабулак-Богдановский.

Ключевые слова: грабен, Магнитогорская серия, комплекс, вулканизм, интрузивы, базальты, андезит-базальты, габбро-долериты, риолиты, трахириодациты.

ВВЕДЕНИЕ

Развитие Урала в карбоне характеризовалось специфичным вулканизмом и интрузивным магматизмом, проявившимся, главным образом, в Южно-уральском регионе и наиболее полно в средней части Магнитогорской мегаструктуры [13].

Анализ геологического строения областей проявления нижнекаменноугольного вулканизма в Магнитогорской мегазоне привел к убеждению, что формирование их происходило в грабенах на фундаменте островодужных формаций. Они относятся к структурам с локальными “щелевыми” или “щелеподобными” сдвигово-раздвиговыми зонами. Эти

структуры сходны с теми, что выделены Е.Е. Милановским [5] как “щелевые” рифтовые зоны, но они не отвечают типичным сводово-вулканическим рифтам [7], формировавшимся в обстановке общего растяжения земной коры. Рассматриваемые грабены Южного Урала с зонами субмеридиональных раздвигов по строению ближе к “pull-apart” структурам. Возникли эти структуры на фундаменте с едва завершившимся формированием в режиме зрелой стадии островной дуги и развивались в процессе локального растяжения земной коры при столкновении островной дуги и континента.

Наиболее характерной такой структурой является Магнитогорско-Богдановский грабен, который

приурочен к Восточно-Магнитогорской зоне, развивавшейся в эпоху коллизии “островная дуга–континент” и плавно перешедшей в аккреционную область столкновения “континент–континент”. Эта аккреционная зона претерпела полный цикл геодинамической эволюции, начиная от рифтообразования в ордовике, дальнейшего развития в режиме островной дуги с эмса по раннее турне включительно и, наконец, в карбоне и, вероятно, по нижнюю пермь, претерпела складчатость с проявлением базальт-риолитового вулканизма и габбро-гранитного интрузивного магматизма.

Магнитогорско-Богдановский грабен был заложен над глубинной зоной столкновения островной дуги и континента. Столкновение привело к реактивизации сопряженных сдвиговых процессов, вызвав при этом как сдвиги с растяжением, так и сдвиги со сжатием. Возникшие при этом глубинные вертикальные зоны дробления определили пути подъема из мантии базальтового расплава.

Внешние контуры таких участков отвечают границам грабена, внутри которого происходили вулканические извержения, формирование терригенно-осадочных фаций пестрого состава, образование рудоносных (с титаномagnetитовым и скарново-magnetитовым оруденением) габбро-гранитных интрузий Магнитогорской серии при мобильном состоянии фундамента в его границах (рис. 1).

Магнитогорско-Богдановский грабен, как показано на рис. 1, отвечает достаточно сложной структуре асимметричного строения, в западной части которой происходило осадконакопление известковистых отложений, при этом в основании разреза здесь преобладают различные терригенные толщи. Западная часть грабена обычно именуется Кизильской подзоной (А). Осеваая часть выделена как Магнитогорская подзона (Б) и представлена вулканогенными разрезами. В этой подзоне вулканизм контролировался ба-

зальтами трещинного типа, в виде излияний раздвиговой зоны, а также вулканами центрального типа на его восточном плече. Восточная часть грабена – *Кипчак-Аркаимская* подзона (В) характеризуется широким проявлением продуктов кислого вулканизма, хотя в основании разрезов присутствуют базальты как трещинного, так и центрального типа излияния, сопровождаемые пирокластическими фациями.

На палеовулканологической карте Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. 1) показана позиция всех основных раздвиговых зон с лавами трещинных излияний: от самой юго-восточной Гусихинской (I) через ряд наиболее крупных центральных (II и III) к крайним северо-западным (IV-V) Уральской и Западной. Между первой и третьей раздвиговыми зонами на юге грабена развит ряд наиболее достоверно установленных вулканотектонических построек (Гусихинская и др.) и крупных стратовулканов (Чекинский, Богдановский и др.), выделенных на карте под номерами 1–8.

Магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена связан с деструкцией океанической плиты, образованием “slab-window” и подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы [8 и др.]. Вулканогенные и интрузивные образования проявились при косой коллизии литосферных плит в условиях мощного орогенного сжатия [10]. Кроме того, в составе каменноугольных магматических комплексов Магнитогорской деструктивной зоны сочетаются образования известково-щелочных, толеитовых и субщелочных магматических серий. Они несут петрогеохимические характеристики как внутриплитных, так и островодужных базальтов.

ВУЛКАНИЗМ

Первые продукты вулканизма известны в разрезе верхнетурнейского першинского горизонта [22], в северо-западной части грабена (в районе пос. Кирса). Не исключено, что вулканизм проявился и в более южных районах, но достоверно это не установлено. На крайнем юге грабена в осадках этого горизонта нет продуктов вулканизма. Ареал распространения первых продуктов вулканической деятельности остается не оконченным. В районе же пос. Кирса известны шаровые лавы базальтов и долеритовых порфириров. Часть долеритов слагают силлы.

В последующее, кизеловское время (верхний турне) на севере грабена вулканические излияния проявляются слабо – в виде отдельных потоков базальтов, излившихся в условиях морского мелководья. В южном секторе грабена в это время вулканическая деятельность проявляется интенсивно. Излияния основных лав отмечаются в районе и к югу от пос. Богдановка. В начале и на протяжении всего кизеловского времени вулканизм проявлялся

Fig. 1. Paleovolcanic map for Magnitogorsk segment of the South Urals (Magnitogorsk-Bogdanovka Graben) [14], revised.

1 – granitoid intrusives, 2 – gabbroid intrusives, 3 – gabbro-pyroxenite-dunite intrusives, 4 – serpentinized hyperbasites, 5 – paleovolcanic structures, 6 – paleofaults, 7 – graben zone boundaries, 8 – Devonian island-arc complexes, 9 – Early Paleozoic complexes, 10 – tholeiitic basalts, 11 – alkali volcanites, 12 – trachydacite volcanites, 13 – basaltoid volcanites, 14 – volcano-terrigeneous deposits, 15 – carbonate deposits, 16 – carbonate-terrigeneous deposits. Identified by numerals: 1 – Gusikha volcano-tectonic ring structure, 2 – Bogdanovka stratovolcano, 3 – Cheka stratovolcano, 4 – Gryaznukha stratovolcano, 5 – Grekhovo stratovolcano, 6 – Zharumbay shield volcanic structure with the Utarka volcanic centre, 7 – Zingeika shield volcanic structure with two volcanic centres (calderas) – Cherny Otrog (southern) and Tikosay (northern), 8 – Novoyangelka volcanic structure; I – Gusikha Fault, II – Zharumbay Fault, III – Central Fault, IV – Uralian Fault, V – Western Fault. Graben subzones identified by letters: A – Kizil, B – Magnitogorsk (basitic), B – Kipchak-Arkaim (dacite rhyolitic).

в подводном режиме в виде множества мелких аппаратов центрального типа. Это – неки, прекрасно выраженные в крутых берегах р. Урал. В условиях островного мелководья формировались тонкозернистые долериты, образующие шаровые, подушечные лавы, а также базальты, верхние части потоков которых представлены шлаковыми лавами или кластолавами. Широко развиты пирокластические образования. Ареал распространения вулканических образований хорошо виден на космических снимках в виде крупной кольцевой структуры, выделенной как область ареального вулканизма [13]. Здесь же в кизеловское время проявился кислый вулканизм, лавовые фации которого отвечают трахириодацитам и трахириолитам. Они флюидалные, реже сфероидальные, порфировые. В верхних частях потоков иногда присутствуют миндалины. Широко развиты игнимбриты, описанные Г.А. Смирновым и Т.А. Смирновой [16], а также Д.Н. Салиховым и А.В. Ярковой [13]. В большом объеме представлены кислые пирокластические образования, в том числе в переотложенных фациях – тефроидах.

В последующее, еще верхнетурнейское, косьвинское время продукты кислого вулканизма проявились в северном секторе грабена. Трахириодациты представлены здесь афировыми и порфировыми разновидностями с вкрапленниками плагиоклаза и кварца. В среднем секторе грабена в косьвинское время верхнего турне базальтовый вулканизм проявляется при трещинном излиянии лав. В западной части грабена выделен Центральный раздвиг (рис. 1), который выполнен переслаивающимися потоками базальтов. Периодически через 4–7 потоков они сменяются горизонтами гиалокластитов, мощность которых достигает 16 м. Таким образом, установлена ритмичность в базальтовых разрезах, разделенных слоями гиалокластитов. Вулканогенные разрезы по фауне датируются косьвинским горизонтом верхнего турне и нижним визе, включая обручевский, бурлинский и усть-греховской горизонты. В разрезе различаются лавовые потоки микродолеритов. Они массивные, однородные, нередко флюидалные в верхней части потоков. Заметная роль принадлежит кластолавам, кровельная часть которых имеет грубообломочный облик. Среди базальтов выделяются оливиновые разновидности с порфировой структурой и массивной текстурой. В подошве лавовые потоки имеют массивную текстуру, в кровле они миндалекаменные (мандельштейны). Иногда кровля представлена кластолавами, в которых обломки мандельштейнов сцементированы базальтами с очень редкими миндалинами.

В восточном борту грабена, в пределах Кипчак-Аркаимской подзоны, выделен другой раздвиг, в котором происходило излияние базальтовых лав косьвинского горизонта. Этот раздвиг, названный Жарумбайским, имеет простирание СВ 15°. Вулканисты в этом раздвиге представлены потоками лав мощно-

стью от 1 до 15 м при наиболее распространенной в 2–4 м. Они отвечают плагиоклазовым и пироксен-плагиоклазовым порфиритам с мелкими выделениями порфирировых обособлений и афиритам. Часто присутствуют оливинсодержащие порфириты.

Северные замыкания обеих раздвиговых зон переходят в щитовидные вулканы с двухъярусным строением. Нижний ярус представлен указанными выше покровными базальтами, на которые налегают вулканогенные образования второго яруса преимущественно кислого состава с прослоями лав и туфов базальтов. Кислые вулканисты представлены туфами и туффитами, а также экструзивными куполами и субвулканическими телами. Последние размещаются по периферии щитовидной постройки. Состав кислых пород этой контрастной ассоциации отвечает трахириолитам с афировой и порфировой структурами. Они нередко флюидалные, иногда – сфероидальные. Пирокластические породы представлены литокластическими, кристаллокластическими и лапиллиевыми туфами наземной природы.

В меридиональном блоке между Центральным и Жарумбаевским раздвигами получили распространение вулканические аппараты центрального типа. Здесь в срединном блоке вулканическая деятельность связана с достаточно крупными стратовулканами (рис. 1). К ним относятся Грязнушинский, Греховской, горы Острой. Первые два являются полигенными. Состав пород контрастный, существенно базальтовый в нижних частях разрезов, а в верхних уровнях преобладают кислые породы и их пирокластические фации. Стратовулкан горы Острой слабо обнажен. С активной деятельностью этого вулкана связано формирование обширного поля пород трахириодацитов. Южнее расположен крупный стратовулкан Чекинский, с которым связано формирование больших объемов лав и, особенно, разнотипных взрывных фаций кислого состава.

Последующая вулканическая деятельность связана с жуковским горизонтом верхнего визе. Базальты установлены среди известняков жуковского горизонта (с. Кизильское) и каменск-уральского горизонта (Агаповская синклинали), а в районе железнодорожного вокзала г. Магнитогорска среди базальтов присутствуют известняки богдановичского горизонта. Все эти базальты формировались в условиях трещинного излияния. В районе с. Кизильское базальтовая толща жуковского времени наследует раздвиговую Центральную зону. Узкой прерывистой полосой мощностью 50–200 м лавовые потоки базальтов прослеживаются восточнее вулканогенных образований усть-греховского горизонта. По характеристикам магнитного поля можно предполагать, что указанные базальты, обнажаясь в руслах притоков р. Урал, прослеживаются под окружающими осадочными толщами и вулканистами кислого состава. Наиболее полно трещинное излияние базальтов проис-

ходило севернее указанной Центральной зоны от широты пос. Янгельский.

На севере грабена трещинный вулканизм сменяется обширной областью ареального вулканизма, сложенной лавовыми потоками и пирокластическими фациями, преимущественно базальтового состава. Кислые вулканы здесь редки. Роль их существенно увеличивается восточнее зоны трещинного вулканизма.

Толщи вулканогенных пород, отвечающие верхнему визе, концентрируются в северном секторе Магнитогорско-Богдановского грабена. К югу они сменяются осадочным комплексом, что можно видеть в западном борту пояса, а также в Измайловской и Моховой синклиналях.

Большая часть вулканогенных пород основного состава отвечает трахибазальтам и трахиандезитобазальтам, получившим распространение на всей территории грабена. Базальты нормального ряда установлены лишь в раздвиговых зонах трещинного излияния лав. Субщелочные базальты контролируются областью проявления ареального вулканизма в южном секторе грабена. Наконец, андезиты образуют единичные лавовые потоки, получившие распространение в северо-восточной и восточной перифериях грабена.

Петрохимия и геохимия вулканитов

Большинство перечисленных типов **базальтов** (табл. 1) отвечают калий-натриевой серии при постоянном преобладании оксида натрия. Лишь небольшой объем их отвечает натриево-кальциевому типу, который контролируется раздвиговыми зонами. Сумма щелочей в базальтах, в целом, повышена (4–7%). В ряде анализов отмечен нормативный нефелин.

Важной особенностью пород является высокая титанистость: в базальтах трещинного типа содержание оксида титана варьирует от 1.5 до 3.06%, а в других базальтах – 1.1–2.0%. Стабильно в базальтах повышено содержание фосфора (0.3–0.8%). Количество оксида магния в базальтах составляет 8–9%, но есть и относительно высокие – до 11.9% и умеренно низкие – 4–8% значения. Количество суммы оксидов железа в базальтах трещинного типа составляет от 8.2 до 12.92%, а в других базальтах – 6.05–9.7%. Базальты трещинного излияния низкоглиноземистые ($al' = 0.76–0.96$), содержание оксида алюминия в них 14–16%. При этом минимальные количества глинозема свойственны низам разреза раздвиговых зон, а содержания, несколько превышающие 17%, отмечаются в трахиандезитобазальтах верхних горизонтов разреза тех же раздвиговых зон. В областях вне этих зон коэффициент глиноземистости всегда высокий ($al' = 1–2$ и $>$), а **абсолютные количества глинозема достигают 21%.**

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в базальтах отчетливо фракционированы (табл. 2, 3), с заметным

преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. La/Yb-отношения соответственно составляют 2.6–10.7. Спектры РЗЭ (рис. 2а) осложнены европиевыми аномалиями, как слабо выраженными, так и с более резко проявившимися положительными формами, свидетельствующими о накоплении плагиоклаза. Отметим также отчетливо проявившуюся положительную аномалию в содержаниях иттербия. Сумма РЗЭ варьирует в пределах 64.48–158.66 г/т. Состав РЗЭ в андезитах аналогичен базальтам, также со слабо выраженной положительной аномалией Eu.

Однотипный рисунок спектров повторяется для базальтов с низкими и высокими содержаниями РЗЭ. При этом, для базальтов раздвиговых зон отмечается увеличение количества РЗЭ от ранних к поздним потокам. Для продуктов вулканизма центрального типа такая же или иная направленность не выявлена, хотя соотношения между легкими и тяжелыми компонентами в них сопоставимы.

Содержания элементов группы железа в вулканитах не стабильны (табл. 2, 3). Количество Co, Ni, Cu в них более низкие, а V превышает или равно его количеству в хондритах. Cr и Ni варьируют в широких пределах, дистанцируясь до двух порядков. Максимальные содержания их характерны для толеитовых базальтов трещинного типа излияния, а минимальные – для известково-щелочных разновидностей базальтов, количественно они более низки, чем выделенные М.И. Кузьминым [3] для базальтов фронтальных частей островных дуг.

Крупноионным литофильным элементам (Rb, Cs, Sr, Ba) **свойственны значительные количественные вариации**, особенно для Rb и Ba. При этом Sr и Ba так же, как и Th **значительно превышают их содержания** в хондрите, а Cs образует отрицательный минимум (рис. 2б). Фигуративные точки высокозарядных элементов (ВЗЭ) Zr, Nb, Ta и Hf **концентрируются компактно**. Характерна отрицательная аномалия Sc.

В целом, на основании вновь полученных геолого-геохимических данных, предлагается ассоциацию толеитов и субщелочных базальтов трещинного излияния лав в пределах сдвиго-раздвигов объединить в греховской комплекс, а известково-щелочные вулканиты, связанные с самостоятельными вулканическими аппаратами (стратовулканами, мелкими постройками – некками – в областях ареального вулканизма), и верхний этаж щитовидных вулканов выделить в березовский комплекс.

Кислые вулканиты по химическому составу (табл. 1, 4) отвечают, в основном, трахириодацитам и риодацитам. В небольшом объеме присутствуют щелочные риодациты (пантеллериты), а также трахидациты и дациты. Заметная роль в объеме кислых вулканитов принадлежит риолитам и группе низкощелочных риолитов, развитых в северном секторе грабена. Подавляющее большинство кислых пород отвечает калий-натриевой серии, хо-

Таблица 1. Химические составы вулканитов нижнего карбона
Table 1. Chemical compositions of Lower Carboniferous volcanites

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Базальтоиды греховского комплекса													
261/10	47	2.6	17.2	6.4	5.75	0.25	6.5	7	4	0.62	0.86	2.04	100.22
278/10	48	2.04	15.05	6.44	5	0.27	8.52	7	4.05	1.2	0.37	2.2	100.14
249/10	48.1	2.6	13.9	8.5	5.4	0.23	6.53	6.4	3.75	2.8	0.4	2.06	100.67
293/10	48.8	2.05	15.8	1.8	9.34	0.19	9.04	5.6	3.6	2.1	0.33	0.88	99.53
252/10	49.5	2.6	14.9	4.66	6.45	0.2	6.53	6.4	5	2.85	40	10	99.59
253/10	50	3.06	14.1	3.57	8.95	0.4	8.52	6	4	0.7	0.29	0.1	99.69
268/10	55	2.39	17.86	11.58	0.21	0.07	2.84	2	6.5	0.5	0.7	0.5	100.09
4228-5	46.68	2.60	16.58	7.73	3.13	0.11	5.66	10.33	3.24	0.50	0.42	3.00	99.98
125/50	49.10	2.52	15.91	9.89	3.03	0.08	5.18	7.31	3.67	0.47	0.29	2.94	100.39
3/260	52.20	2.22	16.43	5.58	4.92	0.19	3.88	7.65	4.63	0.68	0.45	1.00	99.84
Базальтоиды березовского комплекса													
257/10	45.6	1.16	18	3.2	4.3	0.24	7.1	10	3.8	2.6	0.18	4.4	100.58
305/10	48	1.24	16.8	2.5	4.53	0.19	11.93	8.6	3.5	1.54	0.44	1.4	100.67
304/10	49.88	1.8	17.8	4.95	2.44	0.08	6.93	4	4.8	2.9	0.44	3.84	99.78
273/10	52	1.9	16	3.2	5.17	0.34	7.1	5	4.4	2	0.81	2	99.92
279/10	52	1.64	16	3.1	4.3	0.28	5.11	6.6	5.4	3.7	0.48	1.6	100.21
284/10	53	0.93	16.8	1.8	2.87	0.2	4.83	7	4.72	3.6	0.33	3.5	99.58
286/10	60	1	16.8	2.1	2.08	0.17	7.1	4	3.5	0.9	0.33	2.26	100.24
1703/42	50.35	0.70	21.01	2.25	3.60	0.28	5.23	7.64	3.78	2.34	н.о.	3.06	100.34
1/342	51.48	1.28	18.06	2.72	5.25	0.26	5.45	6.41	4.45	1.12	0.287	2.56	99.33
1/1467	54.94	0.81	19.17	1.57	5.09	0.11	4.89	3.05	6.89	0.15	0.326	2.78	99.78
Кислые вулканиты нижнего карбона													
1/1102	61.60	1.07	16.34	2.55	3.60	0.05	1.62	2.04	5.42	3.47	0.27	0.40	99.77
1/758	64.78	0.84	16.31	2.02	1.94	0.10	1.83	1.19	4.86	3.26	0.15	1.32	100.26
314/10	67.80	0.43	14.00	1.75	1.44	0.13	1.00	1.81	6.90	3.70	0.23	1.00	100.19
2066/603	68.93	0.78	16.11	1.01	2.20	0.05	1.03	1.06	6.25	1.05	0.17	0.40	100.24
281/10	69.00	0.32	14.90	1.00	1.00	0.07	1.20	1.70	5.02	5.00	0.15	0.50	99.81
254/10	69.10	0.60	15.13	3.57	0.35	0.04	1.80	0.85	3.75	4.45	0.08	0.10	99.82
301/10	70.00	0.60	14.55	2.80	0.57	0.05	2.40	0.85	3.80	4.40	0.14	0.40	100.06
282/10	70.00	0.50	13.90	1.89	0.93	0.05	1.80	1.70	5.10	3.40	0.14	0.50	99.91
22/665	71.28	0.38	14.23	1.60	1.26	0.04	0.31	0.74	4.41	4.43	0.37	0.40	99.73
310/10	71.80	0.39	14.00	0.89	2.51	0.03	1.40	0.85	3.75	4.10	0.07	0.74	100.53
250/10	72.00	0.53	14.90	3.10	0.35	0.06	0.24	0.85	6.45	1.25	0.07	0.20	100.00
313/10	72.00	0.08	13.00	1.00	0.50	0.01	0.60	2.00	6.00	3.70	0.06	0.80	99.75
6066/391	72.95	0.51	14.64	1.64	0.73	0.03	0.96	0.79	2.00	3.56	0.11	0.40	100.60
2066/600	74.92	0.14	13.33	0.75	0.55	0.05	0.55	2.10	2.63	2.74	0.02	0.88	100.39
2066/418	75.81	0.47	13.37	1.65	0.73	0.04	0.59	0.79	3.91	1.83	0.10	0.40	100.79
2066/844	76.92	0.16	13.01	0.75	0.50	0.03	1.07	0.31	2.72	3.00	0.02	0.40	100.21

Примечание. 261/10, 278/10, 249/10, 293/10, 252/10, 4228-5, 125/50, 257/10, 305/10, 304/10 – базальты; 253/10, 268/10, 3/260, 273/10, 279/10, 284/10, 1703/42, 1/342 – андезито-базальты; 286/10, 1/1467 – андезиты; 1/1102, 1/758, 2066/603 – трахидациты; 281/10, 314/10 – щелочные риодациты; 254/10, 301/10, 282/10, 22/665, 310/10, 313/10 – трахириодациты; 250/10 – риодациты; 6066/391, 2066/600, 2066/418, 2066/844 – низкощелочные риолиты.

Notes: 261/10, 278/10, 249/10, 293/10, 252/10, 4228-5, 125/50, 257/10, 305/10, 304/10 – basalts; 253/10, 268/10, 3/260, 273/10, 279/10, 284/10, 1703/42, 1/342 – andesite basalts; 286/10, 1/1467 – andesites; 1/1102, 1/758, 2066/603 – trachydacites; 281/10, 314/10 – alkali rhyodacites; 254/10, 301/10, 282/10, 22/665, 310/10, 313/10 – trachyrhyodacites; 250/10 – rhyodacites; 6066/391, 2066/600, 2066/418, 2066/844 – low-alkali rhyodacites.

тя присутствуют разновидности с повышенной калиево-натриевой (ξNa = 0.4–1) и редко – с повышенной натриево-калиевой (ξNa = 2–4). Низкощелочные риолиты характеризуются повышенным индексом петрохимической лейкократовости и высокой кремнекислотностью. В них весьма высокая глиноземи-

стость (al' = 2.3–6.1) и единичные показатели категории высокоглиноземистых (al' = 1.4).

Редкие щелочные элементы (Rb и Cs) в кислых вулканитах образуют компактные рои точек (рис. 3б). При этом их абсолютные содержания (особенно Rb) повышены как относительно хон-

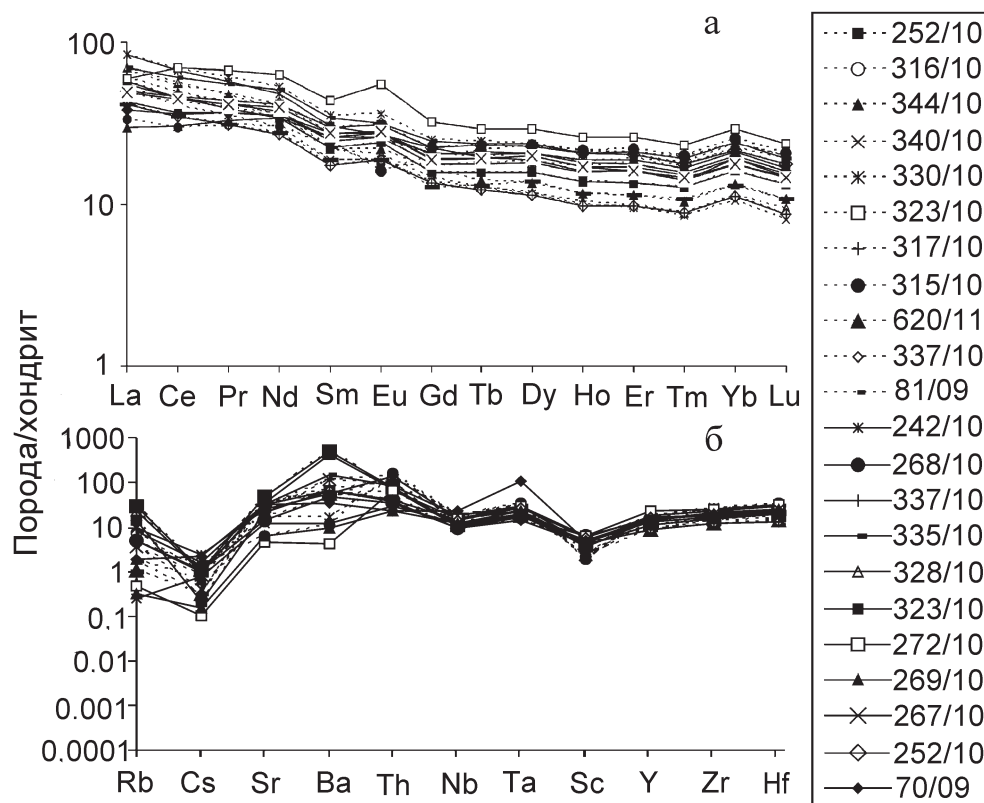


Рис. 2. Распределение редкоземельных (а), и редких и рассеянных (б) элементов в базальтоидах греховского и березовского комплексов нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена (см. табл. 2, 3).

Здесь и на рис. 3, 4, 5 нормирование РЗЭ и других редких и рассеянных элементов по хондриту (Sun, McDonough, 1989) [2], (Wood et al., 1979) [15].

Fig. 2. Distribution of rare earth elements (a) and rare and dispersed elements (b) in basaltoids of the Lower Carboniferous Grekhovo and Berezovo Complexes of the Magnitogorsk-Bogdanovka Graben (Tables 2 and 3).

Notes: Here and in Figures 3, 4 and 5, RRE (Sun, McDonough, 1989 [2]) and other rare and dispersed elements (Wood et al., 1979 [15]) are normalized to chondrite values.

дрита, так и базальтов нижнего карбона. Сходный компактный состав отмечается и для других крупноионных литофилов Ba и Th, которые в кислых вулканитах имеют максимальные содержания, при минимуме Sr. Это характерно и для ВЗЭ (Zr, Nb, Hf, Ta), абсолютные содержания которых относительно базальтов нижнего карбона и хондрита также резко повышены. Минимум Sc в кислых вулканиках выражен четче, чем в базальтах.

В кислых вулканиках грабена нестабильно содержание РЗЭ. Суммарные значения колеблются от 41.6 по 150.2 г/т. В раздвиговых зонах преобладают более высокие показатели (91.8–150.2 г/т), а в областях проявления вулкаников центрального типа – относительно низкие (41.6–113.8 г/т). Степень фракционирования РЗЭ, в целом, близка базальтам, с заметным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb составляет 3.49–17.30, возрастая относительно базальтов. В спектрах распределения РЗЭ появляется отрицательная

европиевая аномалия, но есть и небольшая по значению положительная аномалия (рис. 3а). Спектры РЗЭ осложнены положительной аномалией иттербия, так же, как спектры базальтов (рис. 2) и разнонаправленными аномалиями церия. Подобное поведение Eu и Yb свидетельствует о комагматичности кислых и основных вулкаников грабена и близких физико-химических условиях их формирования.

Элементам группы железа – V, Cr, Co, Ni свойственен широкий диапазон количественных вариаций (рис. 4). Максимальные их содержания характерны для кислых вулкаников раздвиговых зон и щитовидных построек. В этих зонах присутствуют кислые вулканики с повышенным содержанием Cr и Ni, иногда также Ti, V, а в удаленных от раздвиговых зон содержания названных компонентов на порядок – два порядка ниже. Таким образом, и здесь наблюдается заметная унаследованность в составах кислых и основных вулкаников раздвиговых зон.

Таблица 2. Микроэлементы в породах Березовского комплекса
Table 2. Microelements of Berezovo Complex

№	252/10	316/10	344/10	340/10	330/10	323/10	317/10	315/10	620/11	337/10	81/09
Li	6.92	10.76	10.65	12.04	8.55	18.68	8.60	16.37	73.25	12.23	3.13
Be	0.91	1.45	1.17	0.54	1.21	0.90	1.49	1.84	0.78	0.65	0.54
Sc	32.37	11.79	15.70	12.70	12.12	21.34	10.35	10.49	25.81	22.18	20.88
Ti	11524.9	6273.5	7585.8	6428.1	6680.5	8363.9	6813.3	5575.9	7199.1	7438.6	5292.9
V	334.20	76.29	193.81	141.99	66.33	258.57	70.79	77.72	233.03	207.29	172.61
Cr	42.73	4.83	10.26	39.07	3.03	55.02	4.11	11.70	71.25	206.93	108.01
Mn	900.20	746.38	471.68	334.69	346.06	964.28	553.74	625.80	869.89	829.90	470.47
Co	38.88	8.89	18.18	12.07	8.32	30.26	7.12	11.18	21.56	36.27	33.38
Ni	24.56	4.66	20.88	102.15	1.20	36.70	1.71	5.62	29.41	201.21	81.10
Cu	75.62	13.50	28.35	121.90	15.29	31.73	13.24	12.73	72.10	29.67	23.59
Zn	82.88	68.05	104.95	38.24	61.43	87.98	61.07	70.03	64.32	56.26	66.01
Ga	18.70	24.31	19.62	17.17	19.38	18.71	18.79	19.40	17.94	17.16	16.50
Ge	1.37	0.94	1.56	1.52	1.07	1.43	1.30	1.19	1.07	1.22	0.96
As	2.05	4.08	1.94	2.45	2.26	4.12	2.70	2.01	2.78	3.10	1.11
Rb	28.00	14.80	3.65	6.97	6.94	55.90	50.76	8.90	2.17	9.82	3.38
Sr	263.54	212.22	423.26	368.11	205.60	597.19	261.15	76.04	512.40	405.21	397.59
Y	35.34	33.00	21.85	18.04	37.45	24.13	33.49	36.47	18.17	18.35	20.50
Zr	170.64	237.16	156.80	133.81	248.83	145.77	229.01	242.49	116.87	111.56	135.11
Nb	8.11	9.86	8.37	8.33	10.69	6.62	9.88	10.25	7.46	5.34	5.83
Mo	0.78	0.47	0.77	1.16	1.08	0.54	2.39	1.98	0.92	0.61	0.44
Cd	0.09	0.25	0.20	0.15	0.02	0.07	0.02	0.00	0.06	0.16	0.20
Sn	1.79	2.00	2.54	5.25	1.86	1.27	2.52	2.13	1.00	1.29	1.12
Sb	0.04	0.19	0.06	0.51	0.24	0.38	0.40	0.26	0.11	0.03	0.03
Te	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Cs	0.04	0.20	0.13	0.17	0.08	0.21	0.17	0.27	0.06	0.19	0.06
Ba	248.18	172.10	268.52	428.18	60.98	1808.62	423.91	43.41	212.79	247.69	218.26
La	15.03	10.07	18.01	15.52	25.23	17.12	19.99	14.42	20.70	12.34	12.31
Ce	39.14	25.15	41.48	33.77	57.58	37.82	44.95	36.23	46.85	28.87	29.25
Pr	5.24	3.72	5.12	4.25	7.27	4.65	5.72	4.76	5.62	3.71	3.68
Nd	23.86	17.43	20.67	17.27	30.81	19.80	23.83	20.89	22.38	15.64	16.04
Sm	6.28	4.77	4.58	3.91	7.36	4.70	5.78	5.14	4.57	3.63	3.90
Eu	2.27	1.30	1.63	1.39	2.64	1.77	1.84	1.18	1.50	1.38	1.38
Gd	7.14	5.46	5.28	4.44	8.00	5.06	6.51	6.31	4.65	4.31	4.06
Tb	1.13	0.88	0.68	0.62	1.19	0.77	0.98	1.04	0.62	0.60	0.64
Dy	7.04	5.66	4.21	3.56	7.29	4.84	6.32	7.20	3.63	3.53	4.24
Ho	1.50	1.25	0.84	0.72	1.54	1.01	1.35	1.57	0.75	0.71	0.85
Er	4.22	3.84	2.36	2.02	4.44	2.85	4.02	4.62	2.10	2.05	2.37
Tm	0.58	0.57	0.34	0.28	0.64	0.42	0.59	0.66	0.29	0.29	0.35
Yb	3.67	3.81	2.26	1.79	4.04	2.72	4.04	4.32	1.93	1.89	2.22
Lu	0.55	0.59	0.33	0.25	0.62	0.41	0.61	0.64	0.29	0.27	0.33
Hf	4.73	5.81	3.72	3.48	6.48	4.01	6.45	6.99	2.88	2.60	3.02
Ta	0.62	0.66	0.54	0.51	0.76	0.43	0.71	0.78	0.41	0.32	0.36
W	0.21	1.47	0.46	1.96	1.02	0.41	1.23	2.24	0.48	0.14	0.36
Tl	0.18	0.05	н/о	н/о	0.01	0.25	0.27	0.06	0.01	0.02	н/о
Pb	2.84	2.72	6.87	11.37	1.52	5.01	4.30	1.04	5.14	3.97	3.59
Bi	0.03	0.07	0.07	0.05	0.001	0.02	0.11	0.03	0.03	0.01	0.01
Th	1.65	5.78	4.19	3.70	5.34	3.16	5.92	6.61	2.51	1.56	1.69
U	0.68	2.85	1.60	0.54	1.76	1.13	2.76	3.03	0.85	0.64	0.64

Примечание. 252/10, 344/10, 323/10, 315/10, 337/10; 81/09 – базальты; 316/10, 317/10 – андезито-базальты; 340/10, 330/10, 620/11 – андезиты.

Notes: 252/10, 344/10, 323/10, 315/10, 337/10; 81/09 – basalts; 316/10, 317/10 – andesite-basalts; 340/10, 330/10, 620/11 – andesites.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Многочисленные габбро-гранитные массивы **Магнитогорской серии** знаменуют тектоно-маг-

матическую активизацию региона [6, 17–19 и др.]. Интрузивные образования представлены относительно небольшими телами – от менее одного до 40–50 км². Наиболее крупные из них кон-

Таблица 3. Микроэлементы в базальтах Греховского комплекса
Table 3. Microelements in basaltoids of the Grekhovo Complex

№	242/10	268/10	337/10	335/10	328/10	323/10	272/10	269/10	267/10	252/10	70/09
Li	15.26	4.69	12.23	7.76	19.28	18.68	9.60	2.88	3.07	6.92	12.28
Be	1.03	0.60	0.65	1.93	1.44	0.90	1.40	0.68	0.44	0.91	0.75
Sc	19.03	34.26	22.18	23.20	24.85	21.34	33.04	24.20	26.06	32.37	26.94
Ti	9790.6	9575.9	7438.6	9816.4	8466.1	8363.9	14672.7	14454.4	11379.5	11525.0	9564.3
V	199.13	312.00	207.29	209.60	269.71	258.57	371.73	314.59	334.47	334.20	194.97
Cr	159.27	218.60	206.93	59.05	8.62	55.02	19.26	46.87	28.92	42.73	42.40
Mn	643.69	446.95	829.90	655.14	693.80	964.28	617.84	395.76	310.41	900.20	858.96
Co	19.43	14.59	36.27	36.28	24.45	30.26	22.38	14.19	12.86	38.88	37.81
Ni	152.81	166.56	201.21	43.70	9.51	36.70	11.61	27.04	9.51	24.56	38.86
Cu	42.95	35.23	29.67	34.78	41.01	31.73	35.82	35.74	38.83	75.62	51.04
Zn	64.16	39.87	56.26	136.44	91.03	87.98	97.90	57.70	41.77	82.88	99.05
Ga	20.31	15.56	17.16	19.73	20.59	18.71	22.78	14.35	10.85	18.70	20.81
Ge	1.07	2.23	1.22	1.50	1.46	1.43	1.56	1.53	1.63	1.37	1.20
As	2.66	7.63	3.10	2.58	8.83	4.12	3.86	2.18	11.94	2.05	1.89
Rb	18.53	9.80	9.82	15.28	45.26	55.90	0.90	0.61	0.49	28.00	3.79
Sr	310.03	179.28	405.21	382.17	431.34	597.19	54.90	75.98	147.96	263.54	377.64
Y	29.77	32.38	18.35	36.36	28.31	24.13	46.37	30.36	33.17	35.34	29.21
Zr	203.86	169.22	111.56	220.70	152.46	145.77	235.19	186.76	177.50	170.64	177.18
Nb	8.78	5.75	5.34	10.33	6.01	6.62	9.18	7.31	6.85	8.11	13.40
Mo	1.12	0.59	0.61	0.85	0.50	0.54	0.35	0.45	0.64	0.78	1.11
Cd	0.27	0.26	0.16	0.19	0.01	0.07	0.03	0.04	0.03	0.09	0.25
Sn	3.56	1.63	1.29	2.23	1.37	1.27	2.35	1.75	1.66	1.79	1.54
Sb	3.12	0.15	0.03	0.14	0.63	0.38	1.54	0.17	0.79	0.04	0.05
Cs	0.46	0.21	0.19	0.31	0.20	0.21	0.02	0.03	0.15	0.04	0.44
Ba	213.11	176.63	247.69	551.07	1639.86	1808.62	15.23	34.50	43.91	248.18	134.57
La	25.20	11.49	12.34	20.71	16.62	17.12	17.73	8.90	12.75	15.03	14.63
Ce	55.76	30.08	28.87	50.46	38.00	37.82	57.75	25.48	31.12	39.14	37.51
Pr	6.82	4.43	3.71	6.64	4.92	4.65	8.06	3.94	4.40	5.24	4.99
Nd	27.92	20.45	15.64	29.51	21.52	19.80	36.51	19.76	20.53	23.86	22.98
Sm	6.36	5.77	3.63	7.14	5.19	4.70	9.15	5.46	5.50	6.28	5.76
Eu	1.99	2.04	1.38	2.34	1.93	1.77	4.07	2.02	1.91	2.27	2.06
Gd	7.09	6.51	4.31	7.86	5.69	5.06	10.28	6.09	6.58	7.14	5.93
Tb	0.96	1.03	0.60	1.15	0.86	0.77	1.42	0.93	0.99	1.13	0.93
Dy	5.83	6.34	3.53	7.28	5.57	4.84	9.02	6.11	6.44	7.04	6.15
Ho	1.16	1.32	0.71	1.51	1.15	1.01	1.88	1.25	1.36	1.50	1.25
Er	3.37	3.70	2.05	4.41	3.42	2.85	5.42	3.58	3.90	4.22	3.34
Tm	0.46	0.52	0.29	0.63	0.46	0.42	0.77	0.50	0.55	0.58	0.48
Yb	3.23	3.38	1.89	4.07	3.02	2.72	4.99	3.25	3.59	3.67	3.01
Lu	0.46	0.50	0.27	0.59	0.46	0.41	0.73	0.48	0.52	0.55	0.45
Hf	4.82	4.18	2.60	5.95	4.32	4.01	6.43	5.14	4.89	4.73	3.98
Ta	0.55	0.38	0.32	0.70	0.41	0.43	0.65	0.53	0.46	0.62	2.50
W	0.55	0.18	0.14	0.35	0.56	0.41	1.38	0.20	0.24	0.21	0.11
Tl	0.06	0.06	0.02	0.07	0.24	0.25	0.03	0.02	0.01	0.18	0.05
Pb	71.26	1.80	3.97	7.87	6.37	5.01	2.69	3.08	2.84	2.84	2.53
Bi	0.11	0.01	0.01	0.24	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01
Th	5.84	1.39	1.56	3.40	3.05	3.16	2.66	0.93	1.25	1.65	0.95
U	2.25	0.89	0.64	1.24	1.36	1.13	1.17	0.58	0.64	0.68	0.40

тролируются структурными поднятиями, образующими меридиональную зону, которая в среднем секторе грабена отвечает восточному плечу Центрального раздвигу. Среди них Магнитогорское поднятие является наиболее крупным. В нем сосредоточены основные запасы скарново-магнетитовых и титано-магнетитовых руд, минимальные, относительно других структур,

мощности вулcano-терригенных нижнекаменноугольных образований и максимальные объемы интрузивных тел.

Магнитогорская группа интрузивов объединяет Алексеевский, Куйбасовский, горы Грань, Мосовский, Магнитогорский массивы и ряд более мелких тел. По геофизическим и буровым данным (скважины до глубины 1000–2000 м),

Таблица 4. Микроэлементный состав кислых вулканитов
Table 4. Microelement composition of acid volcanites

№	321/10	318/10	300/10	322/10	324/10	336/10	314/10	307/10	313/10
Li	16.38	2.05	4.29	5.31	5.43	5.29	8.29	1.53	8.63
Be	1.17	1.53	2.53	1.36	1.79	1.28	1.64	1.16	2.33
Sc	10.89	9.56	8.08	5.06	5.58	1.69	8.15	2.06	4.19
Ti	4834.5	2214.8	4528.5	1654.3	3755.4	1558.9	3518.3	1133.1	883.5
V	60.93	1.05	26.35	8.72	22.55	11.08	50.97	14.88	9.13
Cr	163.29	156.83	9.07	6.09	4.42	3.38	57.06	4.43	19.30
Mn	350.55	310.99	392.77	201.09	292.58	33.49	509.17	80.56	138.27
Co	9.32	0.65	1.90	1.01	0.91	1.29	4.99	0.94	1.36
Ni	250.16	194.53	18.01	10.06	8.27	7.01	25.85	4.75	22.03
Cu	393.34	8.69	9.90	6.89	8.32	7.19	14.41	5.82	77.72
Zn	62.01	67.84	58.62	26.70	93.57	32.28	61.11	32.92	28.91
Ga	15.76	20.12	20.65	20.18	20.97	14.79	17.67	14.34	16.29
Ge	1.14	1.52	0.88	1.01	1.08	1.19	1.50	0.82	1.64
As	1.89	1.47	1.76	2.91	1.79	1.35	7.18	1.01	2.75
Rb	34.92	56.55	44.50	31.72	55.85	28.18	50.72	80.17	121.93
Sr	109.27	44.96	49.76	16.95	180.33	29.83	129.56	117.63	103.76
Y	23.39	23.59	37.06	20.92	18.53	6.47	23.75	10.63	34.17
Zr	179.67	338.75	535.07	410.22	287.98	179.13	208.01	106.98	115.15
Nb	7.89	11.33	20.07	11.90	10.98	11.05	9.64	11.16	7.84
Mo	1.22	3.33	0.94	0.99	0.71	1.01	0.91	0.74	0.55
Cd	0.24	0.39	0.59	0.51	0.37	0.23	0.31	0.11	0.14
Sn	24.09	2.75	3.88	3.13	2.04	1.81	2.51	1.38	7.45
Sb	0.49	0.49	0.44	0.60	0.24	0.22	0.51	0.31	0.95
Cs	0.29	0.15	0.23	0.18	0.45	0.63	0.14	0.55	1.06
Ba	405.86	733.77	598.31	231.66	1189.20	155.47	576.75	743.63	250.00
La	15.62	11.77	28.93	6.52	11.77	6.87	17.76	20.31	24.20
Ce	34.64	33.65	51.76	22.33	29.85	17.37	39.38	37.27	40.51
Pr	4.30	4.20	7.56	2.80	3.82	2.01	4.93	3.56	5.19
Nd	17.25	17.19	28.98	12.24	15.31	7.40	20.23	11.18	18.67
Sm	4.06	4.35	6.07	3.34	3.57	1.53	4.52	2.17	4.22
Eu	1.30	1.30	1.67	0.77	1.31	0.35	1.21	0.56	0.52
Gd	4.82	4.73	7.15	3.72	3.98	1.70	5.19	2.56	5.09
Tb	0.69	0.78	0.98	0.69	0.60	0.24	0.72	0.31	0.79
Dy	4.29	5.01	6.20	4.66	3.83	1.44	4.45	1.72	5.21
Ho	0.87	1.09	1.33	1.03	0.80	0.30	0.94	0.36	1.15
Er	2.61	3.39	4.00	3.17	2.48	0.92	2.87	1.04	3.52
Tm	0.38	0.49	0.62	0.49	0.37	0.15	0.44	0.17	0.55
Yb	2.58	3.37	4.31	3.45	2.62	1.07	3.02	1.17	3.81
Lu	0.39	0.51	0.66	0.52	0.41	0.17	0.46	0.19	0.58
Hf	4.45	7.99	11.96	9.64	6.65	4.69	5.53	2.95	3.94
Ta	0.58	0.76	1.22	0.80	1.71	0.93	0.68	1.11	1.10
W	1.91	1.81	0.55	1.66	0.74	0.95	1.55	1.07	2.08
Tl	0.10	0.23	0.21	0.20	0.42	0.25	0.33	0.39	0.53
Pb	25.55	22.66	5.59	0.96	4.08	6.87	9.59	3.51	21.34
Bi	0.05	0.07	0.07	0.09	0.04	0.13	0.10	0.12	0.70
Th	6.83	4.79	3.77	4.91	4.21	4.62	5.62	12.66	13.36
U	3.12	3.34	2.74	3.41	2.43	2.99	3.00	3.31	4.18

Примечание. 321/10 – трахиты; 318/10 – трахидациты; 300/10, 322/10, 324/10, 336/10 – трахириодациты; 314/10 – пантеллериты; 307/10, 313/10 – трахириолиты.

Notes: 321/10 – trachytes; 318/10 – trachydacites; 300/10, 322/10, 324/10, 336/10 – trachyrhyodacites; 314/10 – pantellerites; 307/10, 313/10 – trachyrhyolites.

на глубине от сотни метров до первых километров интрузивные образования концентрируются в центральной части, образуя сложно построенный массив габбро-гранитного состава.

Южнее, в среднем секторе грабена, размещается Карабулакская группа интрузивов, объединяющая массивы: Северные и Южные Борки, Разборненский и горы Мохнатой. На глубине, по геологи-

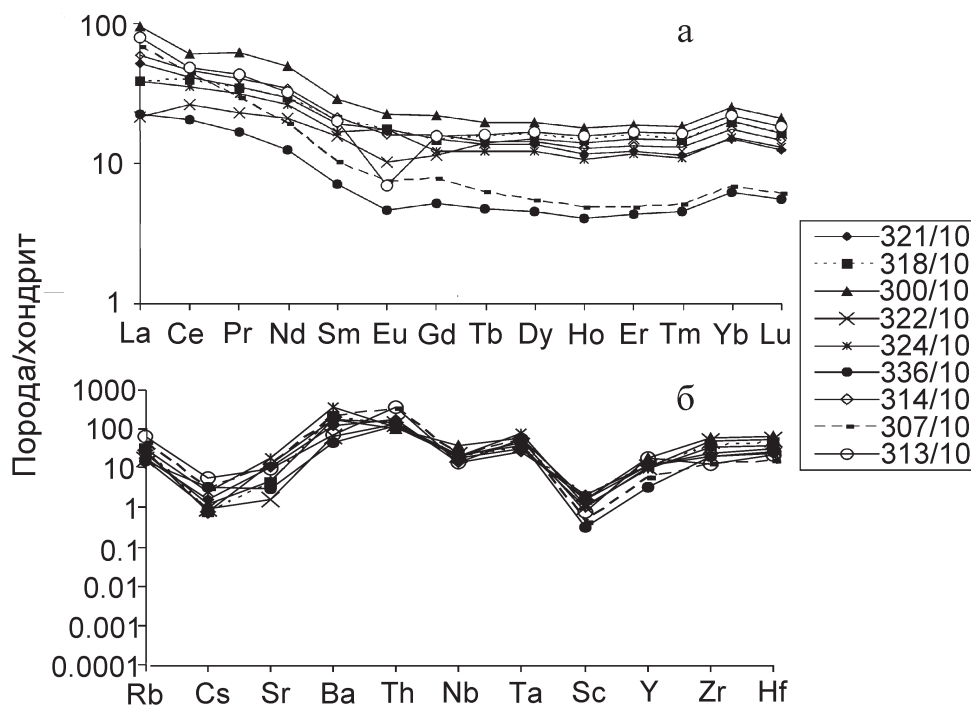


Рис. 3. Распределение редкоземельных (а), редких и рассеянных элементов (б) в кислых вулканитах нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена (табл. 4).

Fig. 3. Distribution of rare earth elements (a) and rare and dispersed elements (b) in Lower Carboniferous acid volcanites of the Magnitogorsk-Bogdanovka Graben (Table 4).

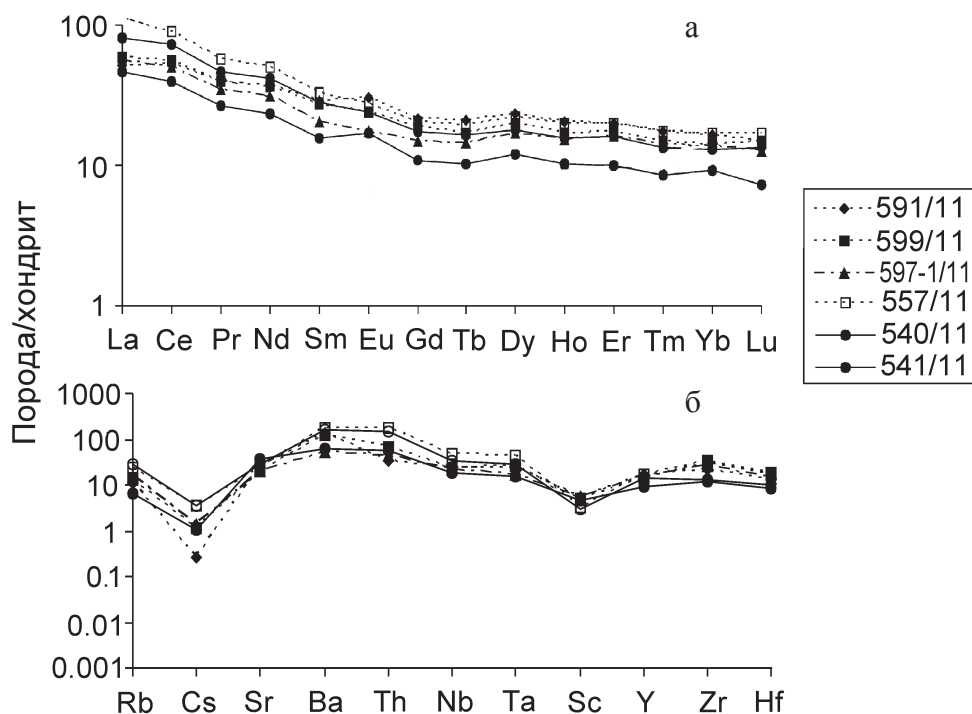


Рис. 4. Распределение редкоземельных (а), редких и рассеянных элементов (б) в богдановском и куйбасовском типах габброидов Магнитогорской габбро-гранитной серии (табл. 6).

Fig. 4. Distribution of a) rare earth elements and b) rare and dispersed elements in gabbroids of the Bogdanovka and Kuibas types of the Magnitogorsk-Bogdanovka Series (see Table 6).

Таблица 5. Химические составы габброидов Магнитогорской серии
Table 5. Chemical compositions of gabbroids in the Magnitogorsk Series

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Богдановский комплекс													
1	54.06	1.94	15.14	4.37	6.15	0.18	4.24	4.27	4.31	1.21	0.284	0.60	99.75
2	52.63	1.70	15.47	4.75	5.12	0.19	5.30	7.63	4.31	1.00	0.237	2.10	100.14
3	50.76	2.62	14.30	3.89	7.13	0.13	6.10	6.86	5.41	0.99	0.674	1.44	100.35
4	49.20	1.94	15.80	4.64	6.49	0.18	5.82	8.32	3.66	1.15	0.25	2.46	99.91
5	48.20	2.43	15.20	7.23	6.66	0.16	5.10	8.10	4.17	0.50	0.293	1.64	99.68
6	47.64	3.00	14.59	4.23	7.88	0.20	6.19	8.23	4.55	0.74	0.53	2.14	99.92
7	46.14	2.53	15.27	4.35	8.02	0.20	8.80	9.88	2.59	0.57	0.37	1.64	100.38
8	45.72	1.84	16.72	3.09	7.73	0.17	7.69	7.48	3.07	1.08	0.321	4.72	99.63
Куйбасовский комплекс													
9	47.59	0.31	24.80	0.71	2.39	0.07	5.18	14.13	2.23	0.41	0.031	1.50	99.35
10	47.50	0.25	22.72	1.20	1.95	0.08	5.27	16.38	1.84	0.68	0.022	2.32	100.21
11	46.80	0.82	23.15	2.24	4.17	0.08	6.85	10.31	2.88	0.70	0.119	1.86	99.97
12	45.26	0.64	18.53	2.96	6.57	0.14	12.38	8.69	2.40	0.30	0.103	2.02	99.99
13	43.09	0.56	13.31	3.13	6.68	0.15	18.89	7.85	1.57	0.64	0.12	2.12	98.21
14	42.88	0.71	8.75	3.67	7.34	0.27	25.73	4.17	1.03	1.67	0.146	3.00	99.37
15	37.77	2.36	13.17	12.13	10.16	0.16	3.20	17.44	0.20	0.04	0.08	2.66	99.37

Примечание. 1 (2009/71) – габбро-долерит; 2 (2001/27,5), 3 (44/66), 4 (1834), 5 (1981/215), 6 (44/762 5), 7 (44/298), 8 (7/1903?), 9 (1391/647), 10 (1391/478) – габбро лейкократовое; 11 (9/560), 12 (9/539) – оливиновое лейкогаббро; 13 (7/1387) – оливиновое меланократовое габбро; 14 (7/1231) – верлит; 15 (Б1919/187) – феррогаббро.

Notes. 1 (2009/71) – gabbro-dolerite; 2 (2001/27,5), 3 (44/66), 4 (1834), 5 (1981/215), 6 (44/762 5), 7 (44/298), 8 (7/1903?), 9 (1391/647), 10 (1391/478) – leucocratic gabbro; 11 (9/560), 12 (9/539) – olivine leucogabbro; 13 (7/1387) – olivine melanocratic gabbro; 14 (7/1231) – verlite; 15 (Б1919/187) – ferrogabbro.

ческим и геофизическим данным, они сливаются в единое сложно построенное тело с преобладанием в его составе габброидов. Южнее известен ряд изолированных массивов: Чекинский и Грязнушинский, размеры которых с глубиной также увеличиваются.

В южном секторе грабена известны Богдановский (близкий по вещественному составу к Борковскому и Чекинскому) и Гусихинский массивы. Последний вскрыт скважинами и имеет состав, отличающийся от названных двух других гранитоидных залежей. У южного экзоконтакта Богдановского массива на сравнительно небольшой глубине (первые сотни метров) развиты породы фундамента грабена, представленные вулканитами фамена и карбонатными породами нижнего турне. Таким образом, указанный массив и, по-видимому, вся эта группа массивов контролируется поднятым блоком островодужного фундамента.

Общей закономерностью строения массивов Магнитогорско-Богдановского грабена является преобладание гранитоидов в верхних горизонтах тел. С глубиной объемы габброидов возрастают. Роль пород среднего состава в ряде массивов значительна. В контактовых зонах мелких тел габбро-гранитного состава отмечается обилие интрузивных брекчий с обломками габброидов разных размеров и разной степени контаминации их гранитным расплавом. Модель строения габбро-гранитных интрузий магнитогорской серии на том же уровне рассмотрена ранее [19]. Данные изотоп-

ного датирования рассматриваемых гранитоидов колеблются в широких пределах (357–240 млн лет), однако приемлемые с геологических позиций значения составляют 330–315 млн лет [9, 12, 20].

Наряду с габбро-гранитными массивами присутствует множество небольших интрузивных тел габброидов, размещающихся обособленно от гранитов. По минеральному и химическому составу габброиды обособленных интрузивов и габброиды сложных габбро-гранитных массивов сопоставимы. Габброиды объединяются в богдановский и куйбасовский типы.

Богдановский тип габброидов представлен умеренно-щелочными габбро, монцогаббро, редко монцодиоритами, микрогаббро и габбро-порфиритами. Они слагают дайки, силлы и достаточно сложные по морфологии тела. Известны не только изолированные и небольшие по размерам (в несколько десятков метров) тела, но и крупные их скопления (сотни метров – до первых километров). Габброиды часто прорваны разнообразными типами гранитоидов. Довольно крупные залежи, представляющие собой комбинацию мелких тел, известны в южной части Куйбасовского и северной части Магнитогорского массивов. Крупные залежи габброидов богдановского типа (около 30 км²) находятся на юге Разборненского массива, в центре массива Южные Борки, на востоке Богдановского массива, а также небольшие тела – на юго-востоке массива Северные Борки и на востоке массива горы Мохнатой. Они пересечены телами гранитоид-

дов, нередко с интрузивными брекчиями. Здесь, в пределах Магнитогорского палеовулканического поднятия, габброиды богдановского типа прослежены по скважинам до 2 км. В наиболее крупных залежах, например, в силле Дальнего карьера Магнитогорского месторождения, этот тип габбро постепенно сменяется монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами.

Габброиды богдановского типа отвечают умеренно-щелочным базитам натриевой ($\xi_{\text{Na}} > 4$) и, калий-натриевой ($\xi_{\text{Na}} = 2.8-3.5$) разновидностей. По коэффициенту глиноземистости они соответствуют габброидам умеренного ряда ($al' = 0.72-1.0$), а по коэффициенту фракционирования ($K_f = 58-73$) и сумме оксидов железа ($f = 10.5-13.9$) отвечают субщелочным базитам. Для этого типа габбро характерны также высокие содержания оксида титана, суммы оксидов железа и фосфора (табл. 5).

По содержанию микроэлементов (табл. 6) габброиды богдановского типа отвечают внутриплитным субщелочным базальтам. Они обогащены ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Hf), а также тяжелыми лантаноидами и Y. На спайдер-диаграмме (рис. 4б) выделяются максимумом содержаний Ba и Th, при уменьшении содержаний других крупноионных литофильных элементов в направлении Rb. Спектр распределения РЗЭ фракционирован (рис. 4а), при заметном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми (при суммарном количестве 96.2–154.5 г/т). Отношение La/Yb составляет 3.2–6.2. Европиевая аномалия имеет положительный знак. В габброидах богдановского типа иттриевый максимум, свойственный базальтам грабена, отсутствует, а в куйбасовском типе такая аномалия проявилась отчетливо. Элементы группы железа (Cr, Ni) характеризуются низкими количественными показателями (табл. 6).

Габброиды куйбасовского типа разнообразны по минеральному составу и представлены ассоциациями пород от перидотитов и габбро до диоритов. Они обнажаются на площади около 10 км² на севере Куйбасовского массива. Примерно такая же площадь выходов этого типа габброидов в массиве Южные Борки. Они же обнажаются на северо-востоке Разборненского массива и вскрыты скважинами в восточных частях Московского и Богдановского массивов. Аномалии силы тяжести и магнитного поля предполагают присутствие подобных габброидов в глубоких срезах многих гранитных массивов. Количественные вариации породообразующих минералов – плагиоклаза, клинопироксена (авгита и диопсид-авгита), оливина, титаномагнетита, ильменита в габброидах высокие, вплоть до мономинеральных составов. К ним относятся и титаномагнетитовые габброиды, представляющие собой высокотитанистые титаномагнетитовые вкрапленные и сплошные руды (мест. Малый Куйбас). Известны также оливиновые клинопироксениты, верлиты и лерцолиты

Таблица 6. Содержание микроэлементов в габброидах богдановского и куйбасовского типов

Table 6. Microelement contents in gabbroids of the Bogdanovka and Kuibas types

	Богдановский				Куйбасовский	
	591/11	599/11	597-1/11	557/11	540/11	541/11
Li	6.18	9.10	9.79	3.64	1.34	3.42
Be	0.91	1.30	1.33	1.68	0.74	1.28
Sc	29.00	26.18	27.25	16.94	22.90	16.01
Ti	7180.5	9790.4	8011.7	5124.2	6197.4	7108.7
V	274.87	236.47	224.63	153.79	178.86	169.88
Cr	60.13	109.20	163.18	81.46	88.58	85.70
Mn	697.22	1253.68	1107.09	635.21	482.07	590.41
Co	28.34	29.11	26.23	15.58	25.17	17.88
Ni	17.48	26.28	60.37	38.22	37.57	40.65
Cu	12.07	13.57	44.62	39.25	28.06	34.15
Zn	40.59	136.57	166.92	64.58	55.28	52.56
Ga	16.88	16.51	17.09	18.37	16.81	18.60
Ge	1.45	1.22	1.24	1.37	1.28	1.23
As	1.49	1.29	1.50	0.72	1.66	1.45
Se	0.82	0.73	1.01	0.63	0.89	0.81
Rb	20.02	23.39	28.29	46.56	12.64	51.38
Sr	301.70	246.45	233.17	273.15	431.13	329.00
Y	33.87	29.01	29.60	34.68	18.12	29.06
Zr	83.60	123.34	100.99	136.14	46.30	49.70
Nb	5.97	6.12	5.29	11.42	4.40	8.34
Mo	0.78	1.10	0.26	0.61	0.68	0.99
Cd	0.04	0.08	0.13	0.08	0.07	0.06
Sn	1.84	2.74	1.59	2.21	1.22	1.59
Sb	0.17	0.17	0.13	0.10	0.24	0.18
Cs	0.05	0.21	0.25	0.69	0.19	0.64
Ba	324.10	310.25	125.45	409.30	154.83	400.49
La	12.38	13.85	13.21	25.41	10.97	19.43
Ce	32.35	34.35	31.00	55.19	24.50	44.76
Pr	4.72	4.71	4.14	6.93	3.16	5.52
Nd	22.02	21.47	17.89	29.13	13.49	23.93
Sm	6.13	5.70	4.27	6.91	3.33	5.97
Eu	2.22	1.75	1.30	2.05	1.26	1.75
Gd	6.86	6.04	4.76	6.59	3.45	5.53
Tb	1.09	0.89	0.75	1.01	0.53	0.87
Dy	7.32	6.18	5.27	6.87	3.70	5.60
Ho	1.50	1.25	1.11	1.44	0.74	1.13
Er	4.17	3.69	3.42	4.13	2.09	3.40
Tm	0.59	0.50	0.48	0.60	0.29	0.46
Yb	3.63	3.11	3.01	3.72	2.01	2.86
Lu	0.51	0.51	0.43	0.57	0.25	0.45
Hf	2.60	3.51	2.73	3.64	1.62	2.08
Ta	0.48	0.51	0.33	0.89	0.31	0.59
W	0.61	1.82	0.26	0.90	0.58	1.29
Tl	0.11	0.11	0.11	0.23	0.07	0.21
Pb	3.30	3.23	32.85	6.80	4.24	6.82
Bi	0.01	0.06	0.01	0.04	0.13	0.07
Th	1.01	1.93	1.30	5.05	1.71	4.22
U	0.41	0.66	0.35	1.43	0.70	1.21

Примечание. 591/11, 557/11, 597-1/11 – габбро; 599/11 – габбро-дolerит; 540/11, 541/11 – габбро.

Notes. 591/11, 557/11, 597-1/11 – gabbros, 599/11 – gabbro-dolerites, 540/11, 541/11 – gabbros.

[1]. Наиболее характерными породами являются лейкократовые оливиновые габбро, мезократовые оливиновые габбро, высокожелезистые оливиновые габбро, встречаются габбро-нориты, плагиоклазиты. Все они сформировались *in situ* в процессе внутрикамерной дифференциации. Габброиды куйбасовского типа рассечены дайками и телами разной морфологии, сложенными габброидами богдановского типа.

По химическому составу породы являются умеренно-щелочными и принадлежат калий-натриевой ($\xi_{\text{Na}} = 2.1-3.9$) и натриевой ($\xi_{\text{Na}} = 4.1-7.3$) известково-щелочной серии. Глиноземистость в них отвечает высоким значениям ($al' = 0.9-4.8$), а коэффициент фракционирования колеблется от 0.36 до 0.76.

Суммарное содержание РЗЭ (табл. 6) составляет 59.53–121.67 г/т, отношение La/Yb – 5.4–6.5. В рассматриваемом типе габброидов иттриевый максимум, свойственный базальтам грабена, также проявляется.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что все петрографические разновидности габброидов в интрузивных телах, в которых отсутствует титаномагнетитовое оруденение, характеризуются умеренными и невысокими содержаниями оксида титана, а рудные габбро обогащены им. По геохимическим характеристикам нерудные габброиды куйбасовского типа отличаются от габброидов богдановского типа пониженной титанистостью. Редкие и рассеянные элементы в габброидах куйбасовского типа (рис. 4) по составу и концентрациям сопоставимы с габброидами богдановского типа. Это является реальным подтверждением комагматичности названных типов габброидов.

Гранитоиды

Магнитогорская серия гранитоидов систематизирована [6] и в дальнейшем пересмотрена нами с выделением шести типов: узанский, алексеевский, мосовский, разборненский, борковский и чекинский. Все названные типы гранитоидов легко различаются по вещественному составу и визуально (по структурам и текстурам пород и по их окраске). Особенно это относится к характерным породам для каждого типа гранитоидов.

Узанский тип гранитоидов распространен в северной части грабена и ограничен Магнитогорским поднятием. Гранитоиды данного типа представлены тоналитами и плагиогранитами, которые образуют мелкие штоки и дайки. Наиболее крупный шток (300 × 800 м) плагиогранитов известен на юго-западном склоне горы Узянка и вскрыт главным карьером Магнитогорского железорудного месторождения. Эти же породы размещаются на северном фланге железорудного месторождения Подо-

тальное. Пересекающие габброиды богдановского и куйбасовского типов рассматриваемые плагиограниты сами пересечены умеренно-щелочными гранитоидами мосовского типа. Плагиогранит-порфиры и тоналит-порфиры имеют сферолитовую и гипидиоморфнозернистую структуры и отличаются от других гранитоидов Магнитогорской серии наличием оплавленных фенокристаллов кварца.

Химические составы характерных пород этого типа приведены в табл. 7. Они отражают принадлежность к гранитоидам нормальной щелочности и натриевой серии ($\xi_{\text{Na}} = 6.6-16.0$). Высокое содержание оксида натрия (5.99–6.3%) и низкое калия (0.42–1%) в узанском комплексе является скорее исключением среди гранитоидов Магнитогорской серии. Рассматриваемым породам свойственна также пониженное содержание редких щелочных элементов (Rb, Cs), а количество Ba в них на порядок ниже, чем в других гранитоидах Магнитогорской серии (табл. 8, 10). В распределении ВЗЭ (Zr, Nb, Ta, Hf) **выявляется их промежуточная количественная позиция между породами алексеевского типа и всеми остальными гранитоидами.** Суммарное содержание РЗЭ составляет 26.7–95.55 г/т, отношение La/Yb = 4.0–5.4. Европиевая аномалия имеет различный знак – от положительного к отрицательному (рис. 5). Отчетливо проявился иттриевый максимум, отмечается также цериевый минимум. Оксид железа в суммарном выражении колеблется от 1.48 по 5.42%. Элементы группы железа (Cr, Ni) **имеют широкий разброс содержаний, различающийся на два порядка** (табл. 9). Индекс насыщенности глиноземом составляет ($al' = 1.4-1.7$).

Алексеевский тип гранитоидов объединяет Алексеевский, Куйбасовский и Магнитогорский массивы. Алексеевский массив (10 км²) сложен порфировыми гранодиоритами и гранитами. Гранодиориты приурочены к центральной и восточной его частям, другие части сложены гранитами. В глубоких горизонтах массива распространены гранодиориты и реже – кварцевые диориты. Взаимопереходы пород постепенные.

Магнитогорский массив (15 км²) обнажается на горе Березовой и прослеживается на 2 км при ширине выходов 600 м. С северо-востока гранодиориты массива рассекаются этмолитоподобным телом кварцевых сиенит-граносиенитов горы Близнецы, а с юго-запада – умеренно-щелочными гранитами мосовского типа. Гранодиориты содержат ксенолиты диоритов и габброидов куйбасовского типа. В участках, обогащенных ксенолитами, гранодиориты более меланократовые.

Куйбасовский массив (45 км²) сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диоритами и гранитами нормальной щелочности, которые в северной части массива прорывают габброиды куйбасовского типа. В восточной части массива вдоль гряд, сложенных богдановскими габброидами, присут-

Таблица 7. Химические составы гранитоидов Магнитогорской серии
Table 7. Chemical compositions of granitoids in the Magnitogorsk Series

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Узянский комплекс													
1	76.3	0.27	13.07	0.4	1.08	0.03	0.54	0.99	6.17	0.53	0.04	0.47	99.89
2	73.81	0.28	13.43	1.25	0.32	0.04	0.95	2.18	6.06	0.42	0.05	0.88	99.67
3	72.26	0.36	13.27	3.63	1.02	0.07	0.64	0.64	6.16	0.75	0.06	1.20	99.76
4	70.58	0.68	14.89	0.76	1.44	0.04	1.5	3.44	5.7	0.53	0.1	1.99	100.7
5	65.76	1.22	14.28	3.03	2.39	0.18	2.61	1.49	6.21	0.44	0.19	1.10	99.7
6	60.08	1.78	14.57	6.15	2.39	0.28	3.3	2.39	5.99	0.75	0.27	2.12	99.87
Алексеевский комплекс													
Алексеевский тип (массив)													
7	72.6	0.37	13.15	0.95	1.36	0.03	0.84	2.18	3.67	3.49	0.13	1.13	100.8
8	67.2	0.31	15.4	1.66	1.94	0.07	2.69	3.63	4.19	1.82	0.11	0.91	100.03
9	64.4	0.34	16.1	3.05	1.65	0.08	2.71	4.86	4	1.76	0.13	0.48	99.6
10	63.68	0.65	16.18	0.9	3.45	0.09	2.2	4.9	4.6	2	0.18	1.42	100.25
Магнитогорский массив													
11	72.76	0.27	13.9	1.56	0.7	0.15	0.67	1.2	4.88	2.74	0.06	2.0	99.89
12	71.36	0.38	14.23	1.25	1.37	0.05	0.77	2.13	4.76	2.97	0.08	0.6	99.96
13	69.6	0.48	13.9	3.24	0.43	0.05	1.06	1.66	4.3	3.8	0.02	1.0	99.52
14	66.78	0.56	15.24	2.53	1.15	0.11	1.51	2.45	5.06	3.67	0.17	0.61	99.9
15	66.18	0.62	16.23	1.57	2.01	0.13	1.47	2.11	5.1	3.28	0.02	0.88	99.78
16	61.52	0.56	16.91	1.48	2.92	0.12	2.74	2.25	5.99	2.64	0.22	2.42	99.77
Куйбасовский массив													
17	72.92	0.27	13.36	1.12	1.51	0.04	0.96	1.75	3.54	3.90	0.06	0.70	99.63
18	70.5	0.3	14.6	1.85	1.15	0.05	1.57	1.12	4.25	3.63	0.06	0.66	100.44
19	67.98	0.48	14.76	2.0	1.96	0.07	1.41	3.20	3.84	2.88	0.11	0.68	99.37
20	67.24	1.08	14.16	1.95	1.28	0.04	1.12	3.78	4.8	3.18	0.21	1.02	100.16
21	63.31	0.72	16.15	2.04	3.04	0.1	2.37	4.80	4.0	2.09	0.18	0.80	99.60
22	56.12	2.12	14.48	4.92	5.09	0.18	3.27	5.89	4.82	1.75	0.53	0.48	99.65
Московский тип													
23	73.12	0.39	14.08	1.17	0.37	0.02	0.61	0.44	4.84	2.63	0.04	2.06	99.77
24	72.76	0.27	13.9	1.56	0.7	0.15	0.67	1.2	4.88	2.74	0.06	1.0	99.89
25	71.48	0.34	14.51	1.06	1.1	0.05	0.95	0.08	4.56	3.32	0.07	0.92	99.44
26	66.78	0.56	15.24	2.53	1.15	0.11	1.51	2.45	5.06	3.67	0.17	0.78	99.99
27	64.51	0.98	16.05	2.19	0.95	0.08	1.28	1.83	8.21	2.86	0.31	0.92	100.17

Примечание. 1 (1004-2) – плагиогранит-порфир измененный; 2 (1004-6), 3 (1004-5), 4 (1004-1) – плагиограниты; 5 (1004-3), 6 (1004-4) – тоналиты; 7 (2012/93.1), 11 (9/1225), 12 (3461), 17 (2012/142.5), 18 (2043/283), 25 (6274) – гранит; 13 (58/59) – субщелочной гранит; 8 (2015/1407), 9 (2015/1028), 19 (2012/142), 20 (1355/80.0) – гранодиорит; 10 (1421/700.0) – кварцевый диорит; 14 (1297-7), 21 (2015/822), 22 (7/1457) – кварцевый диорит; 15 (2037/189), 26 (5615), 27 (5123) – кварцевый сиенит; 16 (2037/205.5) – кварцевый диоритовый порфирит субщелочной; 23 (6315) – гранит-порфир; 24 (6233) – гранит лейкократовый.

Notes: 1 (1004-2) – altered plagiogranite porphyry; 2 (1004-6), 3 (1004-5), 4 (1004-1) – plagiogranites; 5 (1004-3), 6 (1004-4) – tonalites; 7 (2012/93.1), 11 (9/1225), 12 (3461), 17 (2012/142.5), 18 (2043/283), 25 (6274) – granite; 13 (58/59) – subalkali granite; 8 (2015/1407), 9 (2015/1028), 19 (2012/142), 20 (1355/80.0) – granodiorite; 10 (1421/700.0) – quartz diorite; 14 (1297-7), 21 (2015/822), 22 (7/1457) – quartz diorite; 15 (2037/189), 26 (5615), 27 (5123) – quartz sienite; 16 (2037/205.5) – subalkali quartz diorite porphyrite; 23 (6315) – granite porphyry; 24 (6233) – leucocratic granite.

ствуют линейно-вытянутые тела гранодиоритов. Одно из них сложено интрузивными брекчиями с цементом гранодиоритового состава и обломками габброидов богдановского типа.

В минеральном составе пород алексеевского типа отмечаются порфировые выделения плагиоклаза с каемкой калиевого полевого шпата и пертита. В основной массе, характеризующейся гипидиоморфнозернистой структурой, отмечаются плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, пертит, менее 10% роговой обманки, биотита, редко – пироксен, развит хлорит. Все они подробно описаны в работах [6,18, 19].

Итак, гранитоиды Алексеевского типа объединяют широкий ряд пород, представленных гранитами, гранодиоритами, диоритами, которые составляют главную его часть и граносиенитами и сиенитами в резко подчиненном количестве. Они соответствуют породам нормального ряда с переходом в субщелочные (табл. 7) разновидности калий-натриевой серии ($\xi\text{Na} = 0.9\text{--}2.7$) и весьма высокоглиноземистым разновидностям ($\text{al}' = 2.1\text{--}7.7$). Для гранитоидов рассматриваемого типа характерны повышенные содержания оксида магния. Редкие щелочи (Li, Rb, Cs) присутствуют в количествах,

Таблица 8. Содержание микроэлементов в гранитоидах Магнитогорской серии
Table 8. Microelement contents in granitoids of the Magnitogorsk Series

№	Узянский				Алексеевский			Московский		
	3165-01	Э 589/5.5	3/1272.5	ПС-507	514/11	514-1/11	607/11	612/11	598/11	598-1/11
Li	1.19	3.13	2.24	9.78	6.84	6.01	1.70	3.45	3.84	2.06
Be	1.92	2.68	2.52	1.61	1.34	1.37	2.08	2.25	2.38	2.27
B	1.11	0	0	3.78	1.86	1.75	1.42	1.80	3.55	1.19
Sc	3.79	3.87	3.08	2.28	4.32	3.01	5.54	3.41	7.89	2.54
Ti	1932.4	1616.4	1534.9	2406.1	1849.7	1483.5	2994.1	2526.4	4330.3	2365.7
V	14.62	9.13	15.28	64.11	41.56	32.15	21.31	25.24	75.71	17.39
Cr	482.08	12.34	6.80	17.53	12.70	12.88	5.88	5.71	9.14	7.21
Mn	215.06	249.99	133.55	955.32	372.12	289.93	406.96	362.92	597.31	332.45
Co	3.98	1.67	2.15	10.19	5.98	4.56	1.77	2.91	8.48	3.51
Ni	234.40	3.72	3.28	5.73	11.10	8.72	1.92	3.83	6.59	2.32
Cu	21.14	7.82	6.59	7.12	13.49	24.01	8.84	8.82	58.23	26.09
Zn	78.62	6.69	5.61	118.92	48.47	46.14	43.74	33.22	39.91	32.92
Ga	18.59	15.39	15.53	19.38	14.00	13.07	18.09	17.18	18.80	18.40
Ge	0.93	0.96	1.09	1.48	1.21	1.31	1.45	1.30	1.28	1.22
As	7.38	1.84	4.18	1.10	0.85	1.12	1.31	1.25	1.24	1.19
Se	0.49	0.28	0.38	0.10	0.31	0.24	0.80	0.58	0.79	0.61
Rb	6.79	1.42	0.66	124.59	83.35	73.01	54.14	64.40	66.70	58.63
Sr	118.92	61.29	34.36	428.18	219.69	122.44	116.85	38.27	129.15	61.23
Y	41.64	27.06	25.19	7.40	10.57	7.31	35.34	17.21	34.05	18.54
Zr	87.96	107.43	108.31	56.71	50.47	62.87	147.85	231.21	261.22	401.18
Nb	7.59	9.43	8.85	4.47	5.42	5.67	9.70	12.72	7.74	10.67
Mo	1.96	0.99	2.24	0.04	0.27	0.21	0.55	1.17	1.39	0.96
Cd	0.38	0.01	0.01	0.07	0.02	0.02	0.05	0.06	0.06	0.03
Sn	2.00	2.28	2.02	0.62	1.09	0.81	2.45	3.81	1.67	0.85
Sb	0.26	0.36	0.27	0.23	0.17	0.21	0.23	0.19	0.10	0.08
Cs	0.48	0.14	0.05	3.13	1.34	0.87	0.63	0.82	0.36	0.33
Ba	80.26	15.66	15.73	947.58	576.59	444.45	501.25	318.51	387.06	523.77
La	17.58	16.60	13.07	4.27	17.17	12.93	21.24	11.43	18.68	10.07
Ce	30.32	33.49	23.03	8.64	31.48	23.99	42.84	27.29	41.02	20.37
Pr	4.59	4.63	3.88	1.22	3.29	2.44	5.92	3.61	5.39	2.65
Nd	18.02	18.40	15.75	5.55	11.67	8.25	24.31	13.96	21.47	10.26
Sm	4.69	4.20	3.78	1.55	2.15	1.49	5.76	3.21	4.95	2.22
Eu	0.89	0.76	0.78	0.47	0.56	0.32	1.45	0.55	1.22	0.43
Gd	4.78	3.89	3.63	1.38	1.60	1.04	5.69	2.73	4.81	2.02
Tb	0.88	0.71	0.65	0.21	0.26	0.19	0.95	0.49	0.83	0.36
Dy	6.08	4.79	4.28	1.31	1.93	1.26	6.41	3.55	5.48	2.77
Ho	1.40	1.03	0.93	0.26	0.39	0.26	1.42	0.75	1.24	0.62
Er	4.32	3.27	2.94	0.79	1.23	0.88	4.32	2.37	3.76	2.26
Tm	0.66	0.51	0.46	0.12	0.20	0.15	0.65	0.40	0.61	0.39
Yb	4.28	3.60	3.25	0.79	1.23	1.06	4.28	2.72	3.87	2.80
Lu	0.61	0.54	0.50	0.12	0.18	0.18	0.67	0.44	0.59	0.48
Hf	3.18	3.99	4.14	2.32	1.95	2.53	4.88	7.82	7.11	10.37
Ta	0.88	2.23	1.28	0.87	0.61	0.76	0.80	1.03	0.77	0.86
W	57.23	0.72	0.36	36.50	0.84	0.67	0.72	0.74	0.66	0.61
Tl	0.04	0.01	0.00	1.43	0.26	0.32	0.18	0.23	0.20	0.21
Pb	2.29	0.77	0.56	19.91	10.51	11.94	6.84	10.45	5.51	4.59
Bi	0.15	0.03	0.18	0.07	0.04	0.10	0.06	0.02	0.04	0.02
Th	4.73	4.22	3.43	1.74	8.28	8.56	5.80	7.02	12.00	6.44
U	2.22	1.32	1.98	1.44	1.79	2.49	1.89	3.78	2.21	2.81

Примечание. 3165-01, Э 589/5.5, 3/1272.5 – плагиограниты; ПС-507 – тоналиты; 514/11, 607/11 – гранодиориты; 514-1/11, 612/11 – граниты; 598/11 – сиениты; 598-1/11 – кварцевые сиениты.

Notes. 3165-01, E 589/5.5, 3/1272.5 – plagiogranites; PS-507 – tonalites; 514/11, 607/11 – granodiorites; 514-1/11, 612/11 – granites; 598/11 – sienites; 598-1/11 – quartz sienites.

Таблица 9. Химические составы гранитоидов Разборненского, Борковского и Чекинского типов Карабулак-Богдановского комплекса**Table 9.** Chemical compositions of granitoids of the Razbornaya, Borki and Cheka types in the Karabulak-Bogdanovka Complex

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Разборненский тип													
1	75.98	0.13	12.74	0.6	0.46	0.01	0.09	1.66	3.91	3.2	0.04	0.2	99.06
2	74.76	0.16	13.2	0.79	0.93	0.01	0.05	0.56	3.92	4.88	0.01	0.3	99.51
3	71.99	0.29	12.74	0.74	3.37	0.06	0.5	0.63	4.26	4.88	0.02	0.16	99.64
4	70.96	0.4	14.39	1.78	1.18	0.04	0.43	1.36	4.3	4.78	0.08	0.48	100.18
5	70.4	0.31	13.9	1.2	3.82	0.07	0.44	0.3	5.34	3.27	0.03	0.16	99.24
6	67.22	0.62	13.71	1.2	5.65	0.08	0.71	1.94	4.44	3.88	0.06	0.2	99.71
Борковский тип													
7	74.63	0.32	12.22	2.21	1.54	0	0.29	0.47	4.21	4.13	0.02	0.23	100.27
8	73.26	0.38	12.35	2.14	1.64	0.08	0.61	0.93	4.26	3.76	0.03	0.26	99.7
9	72.7	0.44	12.31	2.65	1.42	0.09	0.73	0.9	4.7	3.14	0.04	0.72	99.84
10	70.23	0.48	13.44	2.27	2.14	0.13	0.54	0.9	5.87	3.06	0.08	0.52	99.66
11	65.82	0.93	14.05	5.06	2.44	0.02	0.61	2.19	5.43	3.38	0	0.62	100.55
12	62.48	0.77	14.63	4.51	3.64	0.26	0.4	1.73	6.42	3.8	0.12	1.04	99.8
Чекинский тип													
13	74.94	0.18	13.42	0.62	0.8	0.03	0.19	0.82	4.2	3.57	0.05	0.3	99.12
14	72.94	0.47	13.57	1.84	0.78	0.04	0.38	0.56	5.3	4.05	0.02	0.4	100.35
15	72.71	0.38	13.56	1.53	0.68	0.03	0.32	1.53	4.65	3.74	0.05	0.58	99.76
16	72.6	0.35	14.74	0.53	1.26	0.01	0.19	1.28	4.18	3.27	0.05	0.7	99.16
17	69.97	0.48	14.49	1.73	0.89	0.08	0.55	1.47	4.86	4	0.07	0.9	99.49
18	66.07	1.2	14.91	2.96	1.75	0.13	0.96	1.97	5.87	3	0.26	0.76	99.84

Примечание. 1 (2818-1), 2 (2081) – лейкогранит-порфиры субщелочные; 4 (60237(66237)), 10, 15, 17 – граниты субщелочные; 13, 16 – лейкограниты биотитовые; 3 (Обн.-40/29) – граниты роговообманково-биотитовые; 7, 8, 9 – граниты; 14 – щелочные граниты; 5 (7/203.6), 6 (60/141), 18 – граносиениты; 11, 12 – кварцевые сиениты.

Notes. 1 (2818-1), 2 (2081) – subalkali leucogranite porphyries; 4 (60237(66237)), 10, 15, 17 – subalkali granites; 13, 16 – biotite leucogranites; 3 (Outcrop-40/29) – hornblende-biotite granites; 7, 8, 9 – granites; 14 – alkali granites; 5 (7/203.6), 6 (60/141), 18 – granosienites; 11, 12 – quartz sienites.

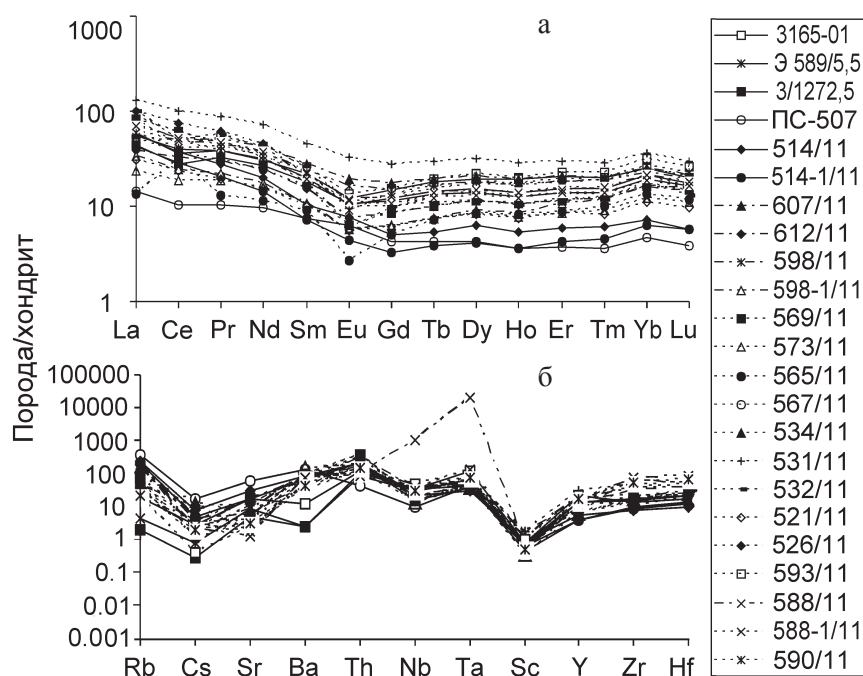
**Рис. 5.** Распределение редкоземельных (а) и редких и рассеянных(б) элементов в гранитоидах Магнитогорской серии (табл. 8, 10).**Fig. 5.** Distribution of rare earth elements (a) and rare and dispersed elements (b) in granitoids of the Magnitogorsk Series (Tables 8 and 10).

Таблица 10. Микроэлементы в гранитоидах Карабулак-Богдановского комплекса
Table 10. Microelements in granites of the Karabulak-Bogdanovka Complex

	Разборненский				Борковский						Чекинский		
	569/11	573/11	565/11	567/11	534/11	531/11	532/11	521/11	526/11	593/11	588/11	588-1/11	590/11
Li	1.23	2.24	0.69	0.88	3.91	2.44	2.10	1.60	9.07	2.89	3.71	3.55	1.69
Be	2.52	1.98	2.45	2.63	2.85	2.41	2.60	1.10	3.11	2.29	5.17	4.95	4.74
Sc	2.63	1.70	2.82	2.76	3.37	9.17	3.46	3.93	4.09	4.84	2.81	2.52	2.61
Ti	979.0	980.8	903.1	1005.9	1606.1	4993.7	2380.4	1461.9	2274.8	3118.4	2125.4	2092.1	2786.8
V	6.48	6.62	5.84	6.47	15.41	52.82	34.26	15.40	25.21	26.56	5.30	6.21	21.27
Cr	371.91	7.58	5.18	8.91	234.42	3.67	7.49	244.62	16.33	110.07	4.44	267.60	7.13
Co	1.95	3.25	2.68	1.73	2.15	2.65	0.55	2.52	3.05	2.99	0.98	1.42	3.23
Ni	121.37	3.60	3.19	3.02	36.87	2.94	2.76	108.84	8.52	58.67	1.86	66.32	2.83
Cu	15.16	13.53	7.14	5.33	13.61	10.05	24.24	13.61	24.67	15.63	22.60	26.73	10.10
Zn	25.44	40.03	54.72	23.99	54.12	94.44	37.71	34.78	83.00	58.69	102.08	102.15	64.68
Ga	15.56	14.88	14.99	15.39	16.09	21.12	21.69	11.63	19.80	22.51	22.35	22.65	18.94
Ge	1.16	1.25	1.26	1.23	1.41	1.37	1.27	1.47	1.60	1.32	1.50	1.47	1.35
As	1.13	0.75	0.78	0.65	0.96	1.12	0.74	1.11	2.08	0.57	0.34	0.50	0.47
Se	0.43	0.45	0.43	0.46	0.76	0.81	0.86	0.39	0.44	0.45	0.30	0.29	0.24
Rb	144.46	82.37	70.69	112.31	141.89	57.62	65.08	79.12	88.07	34.34	36.95	36.51	39.84
Sr	53.34	42.28	39.81	64.40	63.60	123.60	24.63	132.89	19.61	28.42	14.42	19.69	36.18
Y	20.11	12.45	11.32	26.86	27.26	57.06	21.41	13.29	32.53	43.41	25.96	23.62	35.09
Zr	124.67	151.90	117.49	129.93	98.95	403.48	164.51	122.32	133.53	345.16	643.85	654.69	489.88
Nb	8.58	7.73	8.34	8.19	9.91	17.87	21.17	8.27	18.85	25.84	549.01	21.17	17.33
Sn	2.62	3.20	1.93	2.01	2.34	3.30	3.91	1.76	4.23	6.28	5.94	5.75	4.38
Sb	0.21	0.18	0.17	0.17	0.28	0.25	0.17	0.16	0.45	0.13	0.09	0.10	0.09
Cs	0.44	0.64	0.19	0.20	2.61	0.33	0.53	1.77	1.89	0.07	0.42	0.43	0.35
Ba	622.25	965.70	527.71	628.08	551.55	585.94	277.72	532.54	316.07	234.68	534.07	530.75	302.08
La	24.60	7.04	4.06	15.29	26.47	39.61	30.30	9.06	30.32	24.46	20.74	16.01	17.85
Ce	50.96	15.89	26.24	31.76	49.75	84.03	42.07	19.52	61.97	37.22	43.18	40.29	34.32
Pr	5.37	2.24	1.58	3.69	5.65	10.57	6.93	2.29	7.30	6.37	5.68	4.57	5.16
Nd	18.76	9.09	6.54	13.93	20.29	42.26	24.06	8.77	26.20	24.88	21.69	17.46	19.89
Sm	3.67	2.23	1.88	3.31	3.97	9.54	4.63	2.08	5.36	5.51	4.60	4.10	4.74
Eu	0.46	0.42	0.20	0.44	0.78	2.42	0.73	0.41	0.83	0.98	0.87	0.84	0.68
Gd	2.75	1.94	1.61	3.14	3.45	8.77	3.19	1.93	4.22	4.97	4.01	3.43	4.29
Tb	0.49	0.36	0.35	0.60	0.63	1.46	0.54	0.36	0.76	0.95	0.68	0.59	0.79
Dy	3.49	2.61	2.62	4.54	4.24	9.91	3.50	2.54	5.47	6.74	4.66	4.01	5.60
Ho	0.78	0.57	0.59	1.02	0.95	2.09	0.75	0.54	1.20	1.47	1.02	0.90	1.26
Er	2.40	1.80	1.85	3.30	2.79	6.32	2.55	1.78	3.76	4.78	3.16	2.89	4.01
Tm	0.41	0.30	0.33	0.50	0.44	0.95	0.39	0.27	0.61	0.76	0.52	0.46	0.65
Yb	2.76	2.09	2.29	3.45	3.21	6.22	3.04	1.90	4.17	5.35	3.67	3.22	4.63
Lu	0.46	0.34	0.36	0.51	0.47	0.93	0.40	0.30	0.63	0.81	0.56	0.50	0.70
Hf	4.64	4.87	4.73	4.90	3.53	10.43	6.07	3.97	5.31	9.84	16.48	16.76	13.12
Ta	0.85	0.83	0.91	0.87	1.00	1.32	1.54	0.72	1.52	2.52	438.18	2.84	1.68
Tl	0.39	0.25	0.30	0.40	0.50	0.25	0.32	0.87	0.41	0.16	0.26	0.27	0.41
Pb	10.43	24.78	3.37	6.32	14.59	12.01	17.32	23.92	18.49	1.93	119.38	131.25	8.90
Th	15.84	7.42	12.32	15.25	13.00	7.31	4.37	4.32	5.98	4.87	4.17	3.44	6.13
U	3.79	3.62	3.99	3.61	2.99	2.12	2.85	2.72	2.08	2.67	4.66	2.84	2.43

Примечание. 569/11, 573/11, 565/11 – биотит-роговообманковые граниты; 567/11 – лейкогранит-порфиры; 534/11, 531/11, 521/11 – граносиениты; 532/11, 526/11, 593/11 – роговообманковые граниты; 588/11, 588-1/11 – субщелочные граниты; 590/11 – эгиринитовый граниты.

Notes. 569/11, 573/11, 565/11 – biotite-hornblende granites; 567/11 – leucogranite porphyries; 534/11, 531/11, 521/11 – granosienites; 532/11, 526/11, 593/11 – hornblende granites; 588/11, 588-1/11 – subalkali granites; 590/11 – aegirine granites.

превышающих содержания их в гранитоидах узанского типа. При этом цезий образует на спайдер-диаграмме (рис. 5б) хорошо выраженный минимум, как и в других гранитоидах грабена. Высокозарядные элементы (Zr, Nb, Hf, Ta), напротив, имеют только пониженные значения, в отличие от узан-

ского и мосовского типов гранитоидов. Сумма РЗЭ колеблется от 54.3 до 127.9 г/т. Отношение La/Yb составляет 4.9–12.1. Европиевая аномалия не проявилась (рис. 5а), но хорошо выражен иттербиевый максимум и цериевый минимум. Как и для всех гранитоидов грабена, отмечается скандиевый мини-

мум. Хром и никель образуют две группы, по содержанию различающиеся между собой на два порядка, отражая тем самым разную степень геохимической близости с базальтами.

Московский тип гранитоидов составляет почти весь Московский массив (35 км²), массивы горы Грань (в диаметре 3–4 км), частично Куйбасовский (45 км²) и Магнитогорский (около 15 км²). К московскому типу относятся и некоторые части Карабулакской и Богдановской группы интрузий. Кроме того, гранитоиды Малокараганского (1 × 4 км) и Гусихинского (вскрыт скважинами) массивов также отвечают московскому типу. Московский тип гранитоидов, таким образом, получил распространение не только в северном секторе, но и в центральном и в южном секторах грабена. Преимущественно это монолитные, иногда пластовые залежи этого типа быстро выклиниваются с глубиной. Жилообразные тела гранитоидов московского типа часто пронизывают габброиды куйбасовского и богдановского типов. Выделяются две фазы пород: первая – кварцевые сиениты, граносиениты, кварцевые монзониты, вторая – двуполевошпатовые граниты и микролейкограниты. В северном секторе грабена резко преобладают кварцевые монзониты, кварцевые сиениты и граносиениты первой фазы, а умереннощелочные граниты и микролейкограниты ограничены в распространении. В среднем секторе грабена, в пределах массива Северные Борки, отмечается единственное тело кварцевых монзонитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов.

По химическому составу (табл. 7) гранитоиды московского типа отвечают субщелочным разновидностям калиево-натриевой серии ($\xi_{Na} = 0.95–1.7$) с весьма высокими показателями глиноземистости ($al' = 2.1–6.5$). В них повышенное количество суммарного оксида железа ($FeO_{\Sigma} = 3.17–4.39\%$) и оксида магния ($MgO = 0.87–4.81\%$). Высокозарядные элементы (Zr, Nb, Hf, Ta) имеют повышенные содержания (табл. 8, рис. 5), но уступают щелочным гранитоидам Чекинского типа. РЗЭ, равные в сумме от 58.61 до 100.86 г/т, в них колеблются в значительных пределах. Отношение La/Yb составляет 3.5–4.9. В отличие от алексеевского типа гранитов в них проявляются хорошо выраженные отрицательные Eu аномалии, указывающие на интенсивную дифференциацию расплава с накоплением ВЗЭ и сохраняется иттербиевая положительная и цериевая отрицательная аномалии. Для московского типа, как и других гранитоидов Магнитогорской серии, на спайдер-диаграмме (рис. 5) характерны минимумы цезия и скандия. Элементы группы железа (Co, Ni, Cr) обнаружены в очень небольших количествах.

Разборненский тип гранитоидов составляет ряд залежей в составе Разборненского массива (3 × 7 км), массива горы Мохнатой (0.5 × 3 км), северо-восточную часть массива Южные Борки (3 × 6 км). Мор-

фология залежей – субпластовая с крутым на запад падением. Разборненский тип формировался в две гранитные фазы. Первая фаза представлена светло-серыми, желтовато-серыми и светло-розовыми среднезернистыми, иногда мелкозернистыми порфировидными разновидностями гранитов. Вторая – лейкократовыми гранитоидами, представленными небольшими телами и дайками.

По химическому составу породы отвечают субщелочным гранитоидам калиево-натриевой серии с сопоставимыми содержаниями калия и натрия (табл. 9). Глиноземистость в них высокая и отвечает категории весьма глиноземистых ($al' = 3.9–5.5$). Редкие и рассеянные элементы (рис. 5) имеют компактное распределение фигуративных точек. Однако, их содержания заметно отличаются от ранее описанных типов гранитоидов низкими количественными показателями Ti и V. Количество Rb в них превосходит содержание этого элемента в других гранитоидах грабена. В отдельных пробах (табл. 10) присутствуют “ураганные” содержания Sr и Ni, свидетельствуя о связи их с габброидами. Сумма РЗЭ – 31.5–99.6 г/т, отношения La/Yb – 1.8–8.9. Тяжелые компоненты количественно выдержаны, а содержания легких РЗЭ постепенно увеличиваются в направлении La. Имеется максимальная по значению отрицательная аномалия Eu, положительная церия и стандартная для гранитоидов грабена положительная аномалия иттербия. На спайдер-диаграмме устойчиво сохраняются минимумы цезия и скандия. Резко повышенные количественные содержания Nb и Ta в одной пробе, по видимому, обязаны акцессорному минералу.

В гранитоидах разборненского типа, в массиве Южные Борки, известны ксенолиты габбро-долеритов богдановского типа, которые инъецированы вмещающими их гранитоидами. В гранитах разборненского типа также отмечены ксенолиты гранитоидов московского типа. Разборненские граниты прорваны гранитами борковского типа [23].

Борковский тип гранитоидов развит в массивах Северные Борки ((1–1.2) × 2.5 км), Южные Борки ((1.5–2.5) × 2.5 км) и Богдановский ((4–4.5) × 7 км). Состав гранитоидов варьирует от граносиенитов до лейкогранитов. В минеральном составе гранитов присутствуют полевые шпаты (пертит, антипертит), состоящие из альбит-олигоклаза и ортоклаза – 60–75%, кварца – около 25%, роговой обманки – (1–3%), а также сфена, апатита, циркона, магнетита. В граносиенитах количество кварца заметно меньше (~ 15%), больше роговой обманки (до 5%), изредка присутствуют единичные зерна пироксена.

По химическому составу (табл. 9) породы отвечают субщелочным гранитоидам калий-натриевой серии ($\xi_{Na} = 1.2–2.2$) и относятся к весьма высокоглиноземистому ($al' = 3.4–6.1$) типу. Редкие и рассеянные элементы (рис. 5) образуют спектры, близкие к спектрам гранитоидов разборненского типа. Вме-

сте с тем, отмечаются повышенные количества ВЗЭ (Nb, Zr, Ta, Hf) в половине проанализированных образцов (табл. 10). Сходная картина наблюдается для Cs и Sr. В гранитоидах борковского типа, так же, как и в разборненских гранитоидах, часть образцов резко обогащена Sr и Ni, что подчеркивает генетическое родство их с габброидами. Содержание Rb, Ba и Th соответствует минимальным количествам этих элементов в гранитоидах разборненского типа. Суммарное содержание РЗЭ в них колеблется от 50.5 до 235.0 г/т. Отношение La/Yb составляет 4.3–8.2. Отчетливо проявлены отрицательная Eu и положительная Yb аномалии. Минимум Cs и Sc на спайдер-диаграмме (рис. 5) идентичны другим типам гранитоидов грабена.

Взаимоотношения гранитоидов борковского типа с габброидами богдановского типа можно видеть в юго-восточном контакте массива Северные Борки, где гранитоиды содержат обломки габброидов в виде интрузивных брекчий. Граниты разборненского типа, согласно Г.И.Чайко [23], прорываются гранитоидами борковского типа, а в верховьях балки Вторая Ледянка в Богдановском массиве среди гранитоидов борковского типа отмечены ксенолиты гранитов московского типа [4].

Чекинский тип щелочных гранитов и граносиенитов слагает Чекинский (около 10 км²), Грязнушинский (1.5 × 3.5 км), Богдановский (4–4.5) × 7 км массивы, расположенные в среднем и южном секторе грабена, а также Малочекинский и массив горы Кудрявой на востоке Восточно-Магнитогорской зоны, где они образуют самостоятельные интрузии.

Щелочные граниты содержат вытянутые призматические и игольчатые кристаллы темно-зеленого пироксена ряда эгиринов–геденбергит и амфиболы ряда феррорихтерит–рибекит–арфведсонит. Известны только амфиболовые или пироксеновые разновидности щелочных гранитов. Эгирины являются высокотитанистыми и содержат повышенное количество Zr [21]. Количество амфибола и пироксена не превышает 10–12%. Плагноклаз в породах составляет 15–20%, калиевые полевые шпаты (анортоклаз, микроклин) по содержанию достигают 40–50%, кварц – 25–30%. Акцессорные минералы – ксенотим, монацит, апатит, сфен и циркон.

Граносиениты Чекинского массива содержат до 50% пертита и альбита, до 40% микропегматита, 7–8% эгирина и арфведсонита. Из акцессориев отмечается апатит и сфен. Сиениты отличаются отсутствием кварца.

По количеству и соотношению щелочей гранитоиды (табл. 9) отвечают высокоглиноземистым ($al' = 1.4–4.0$) щелочным породам калий-натриевой серии ($K/Na = 1–2$). ВЗЭ (Zr, Hf, Ta) в Чекинском типе гранитоидов присутствуют в повышенных количествах (табл. 10), а содержание Sr в них минимальное, что определяет существенный рост отрицательной его аномалии. Содержание Rb низкое, отве-

чает промежуточному значению между узьянским и всеми другими типами гранитоидов рассматриваемой серии. Наиболее низкие содержания свойственны Sr и Ni, однако в единичных пробах они возрастают на один или даже два порядка, что подчеркивает общность их с габброидами. Редкоземельные элементы в них присутствуют в количествах от 100.1 до 114.6 г/т, что сопоставимо с гранитоидами Борковского и Узьянского типов (рис. 5). Отношение La/Yb составляет 4.6–5.6. Устанавливается отчетливый Eu минимум и Yb максимум. Се имеет как положительные, так и отрицательные аномалии.

Рассмотренные гранитоиды Магнитогорской серии по вещественному составу, латеральному распространению, а также выявленным взаимоотношениям всех типов между собой могут быть объединены в три петрологических комплекса:

1. *Узьянский комплекс*, представленный одноименным типом гранитоидов. Он получил распространение в северном секторе грабена. Время формирования, судя по геологическим соотношениям, является самым ранним в ряду гранитоидов Магнитогорской серии интрузивов. По составу пород принадлежит высокоглиноземистым плаггиогранитам и тоналитам натриевой серии с содержанием калия до 1%. Для плаггиогранитоидов этого комплекса характерны минимальные содержания Th, Zr, Hf.

2. *Жос-Гусихинский комплекс* объединяет алексеевский и московский типы гранитоидов Магнитогорской серии, представленные гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, диоритами и кварцевыми сиенитами. Комплекс проявился в северном, среднем и южном секторах грабена. Формирование комплекса происходило после становления узьянских гранитоидов. Характерной особенностью данной группы гранитоидов является нормальный и субщелочной состав и принадлежность к калий-натриевой серии. Содержание редких и рассеянных элементов в рассматриваемых гранитоидах заметно возрастает, что наблюдается на примере характерных для узьянского комплекса элементов (Th, Zr, Hf), а также редких щелочей (Rb, Cs), среди которых Rb в Жос-Гусихинском комплексе отвечает максимальным значениям.

3. *Карабулак-Богдановский комплекс* объединяет разборненский, борковский и чекинский типы гранитоидов, отвечающие субщелочным и щелочным гранитам, граносиенитам и сиенитам. Комплекс развит в среднем и южном секторах грабена и был сформирован вслед за московским типом гранитоидов Жос-Гусихинского комплекса. Важной петрохимической особенностью пород комплекса является пониженное количество редких и рассеянных элементов в разборненском и борковском типах. При этом большая часть сиенитов по содержанию РЗЭ занимают позицию, промежуточную между Жос-Гусихинским и Узьянским комплексами, а ВЗЭ имеют повышенные содержания. Чекинский

тип щелочных гранитов и граносиенитов отличается присутствием щелочных пироксенов ряда эгирин-геденбергит и амфиболов ряда феррорихтерит-рибекит-арфведсонит, а также наличием высокотитанистого эгирина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале каменноугольного периода на Южном Урале произошла смена геодинамического режима: субдукция палеоокеанической плиты уступила место аккреционно-коллизийному процессу, с причленением девонских островодужных вулканических комплексов к пассивной окраине Восточно-Европейского континента. Момент их столкновения отвечает границе нижнего и верхнего турне. В результате сформировался грабен с локальными субмеридиональными сдвиго-раздвигами, сопровождавшийся мощным базальт-трахириолитовым вулканизмом, имеющим следующие основные черты:

1. Вулканическая деятельность в пределах грабена началась в першинское время позднего турне и длилась по богдановичское время позднего визе. Этот возрастной интервал трещинного излияния базальтовых лав подтвержден фаунистически, а, следовательно, раздвиги существовали на протяжении почти всего цикла раннекаменноугольного вулканизма, включая богдановичское время позднего визе.

2. Трещинное излияние базальтовых лав направленно смещалось во времени с юга на север. Соответственно, концентрация базальтов турнейско-ранневизейского возраста отмечается в среднем секторе грабена, а базальтов позднего визе – в северном секторе. Выявлено еще одно важное обстоятельство: базальтовый магматизм в раздвиговых зонах не сопровождался интенсивным извержением кислых вулканитов. Последние представлены субвулканическими фациями и дайками, точное возрастное положение которых в разрезе не определено.

3. Для осевой части Магнитогорской зоны примечательно проявление ареального вулканизма в северном и южном замыканиях грабена. На севере – это преимущественно субщелочные базальты и андезит-базальты, связанные с мелкими вулканическими аппаратами центрального типа и пирокластические фации верхнего визе, на юге – небольшие вулканические аппараты (некки) субщелочных базальтов и соответствующая пирокластическая и тефроиды кизеловского и косьвинского горизонтов верхнего турне. Здесь же на базальтах формируются кислые продукты вулканизма, в основном представленные пирокластикой, тефроидами и субвулканическими фациями трахириолитов и трахиодацитов.

4. Базальты трещинного типа излияния имеют петрохимический и микроэлементный состав, заметно отличающийся от базальтов, связанных с

вулканами центрального типа. В трещинных толеитовых базальтах установлены более высокие содержания суммы оксидов железа, титана, а также хрома и никеля. Базальтоиды вулканов центрального типа имеют повышенные содержания кремнезема, глинозема, Sr, Th, U. Это дифференцированный известково-щелочной тип, связанный с гетерогенным расплавом менее глубинных промежуточных магматических камер, формирующихся здесь при активном участии гетерогенного флюида, богатого водой, хлором, натрием и стронцием. В то же время, магмогенерация толеитовых и субщелочных базальтов типа трещинного излияния, как об этом свидетельствуют геохимические параметры, была связана с транзитом из более глубинного мантийного источника (по-видимому, астеносферного диатрипа), по составу близким к внутримантийному типу. На это указывают высокие содержания в породах Fe, Ti, P, B3Э (Nb, Ta, Zr, Y и др.).

5. Ассоциация толеитов и субщелочных базальтов трещинного излияния в пределах раздвигов объединена в греховской комплекс, а преимущественно известково-щелочные вулканиды, связанные с самостоятельными вулканическими аппаратами (стратовулканами, мелкими постройками, некками в областях ареального вулканизма) и верхний этаж щитовидных вулканов – в березовский комплекс.

6. Продукты кислого вулканизма также отвечают двум основным группам: одна – с заметной унаследованностью в составах кислых и основных вулканитов раздвиговых зон; другая – в тех же по составу вулканитах в областях ареального вулканизма и стратовулканов. Максимальные содержания элементов группы железа – Cr, Ni, иногда Ti, V, Co характерны для большей части кислых вулканитов раздвиговых зон и щитовидных построек, а в удаленных от раздвиговых зон толщах вулканитов содержания названных компонентов на порядок ниже. Степень фракционирования РЗЭ в тех и других типах кислых вулканитов, в целом, близка базальтам, с заметным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. В спектрах распределения РЗЭ появляется отчетливый европиевый минимум, комплементарный небольшому по значению Eu максимуму в базальтах. Подобное поведение Eu, как и Sr (с минимумом на спайдердиаграмме), свидетельствует о комагматичности кислых и основных вулканитов грабена и близких физико-химических условиях их формирования, при заметной роли процессов фракционной кристаллизации с фракционированием плагиоклаза (минерала – концентратора Eu и Sr).

Новый этап тектоно-магматической активизации региона проявился в виде интрузивного габбро-гранитного магматизма Магнитогорской серии, совпадающего по времени с прекращением вулканических процессов. Размещение интрузивов

выходит за границы грабена, а заключительные фазы габбро-гранитного магматизма, представленные роями даек и малых интрузивов, распространяются по всей восточной части аккреционной области [11]. Верхневизейская тектоно-магматическая активизация региона обязана коллизии “континент–континент” с вовлечением в этот процесс Казахстанской плиты. Интрузивные породы этого периода имеют отличительные петрогеохимические признаки и, в целом, сопоставимы с внутримитным магматизмом.

Габброиды Магнитогорской серии объединяются в куйбасовский и богдановский типы. Габброиды *куйбасовского типа* преобладают в более глубоких срезах многих массивов. Они содержат высокотитанистые титаномагнетитовые руды (мест. Малый Куйбас). Богдановский тип габброидов выделяется повышенным содержанием щелочей. Для этого типа характерны также более высокие содержания оксида титана, суммы оксидов железа и фосфора. Они обогащены ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Hf), а также тяжелыми лантаноидами, Y, Sr и Ni. В целом, состав и содержания микроэлементов в габброидах куйбасовского и богдановского типов вполне сопоставимы. Вместе с тем, устанавливается определенное различие, проявившееся в повышенном количестве Ta и Hf, а также Co в рассматриваемых габброидах относительно вулканитов основного состава грабена. Эти показатели отражают определенную самостоятельность магматических расплавов вулканитов и габброидов. Подтверждением такому заключению служат повышенные значения редких щелочей (Cs и Rb) и пониженные средние значения Nb, Zr в габброидах относительно базальтов, а также повышенные значения Sr в базальтах. Фигуративные точки РЗЭ габброидов и базальтов располагаются в едином ареале за исключением отдельных проб, выходящих за его пределы. Среди базальтов присутствуют пробы с повышенными содержаниями тяжелых и частично легких РЗЭ. Пробы же с аномально низкими показателями средних и частично легких РЗЭ свойственны габброидам. В итоге выявляется геохимическая общность габброидов и базальтов и умеренные отклонения в содержаниях редких и рассеянных химических компонентов в них. Из сказанного следует, что магматический источник аккреционной эпохи по завершению вулканической деятельности вновь активизировался, по-видимому, благодаря мантийному диапиру, несколько обновив базальтовый расплав и его флюидный потенциал.

Гранитоиды Магнитогорской серии, представленные шестью описанными в статье петролого-геохимическими типами: узьянским, алексеевским, мосовским, разборненским, борковским и чекинским по вещественному составу, латеральному распространению, выявленным взаимоотношениям

между собой, объединены в три петрологических комплекса:

– Узьянский, самый ранний, получил наибольшее распространение в северном секторе грабена. В составе пород преобладают плагиограниты и тоналиты натриевой серии.

– Жос-Гусихинский объединяет алексеевский и мосовский типы гранитоидов. Его состав: граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты и кварцевые сиениты. Комплекс проявился в северном, среднем и южном секторах грабена. Формирование комплекса происходило после становления узьянских гранитоидов. Характерной особенностью данной группы гранитоидов является нормальный и субщелочной состав и принадлежность к калий-натриевой серии.

– Карабулак-Богдановский комплекс объединяет разборненский, борковский и чекинский типы гранитоидов, отвечающих субщелочным и щелочным гранитам, граносиенитам и сиенитам. Комплекс развит в среднем и южном секторах грабена. Он сформирован вслед за мосовским типом гранитоидов Жос-Гусихинского комплекса. Важной петрохимической особенностью пород комплекса является субщелочная и щелочная характеристика пород и принадлежность к калий-натриевой серии.

В целом, гранитоиды Магнитогорской серии обнаруживают общность с кислыми вулканитами Магнитогорско-Богдановского грабена по составу РЗЭ и по рисункам кривых спайдер-диаграмм. Для тех и других характерны отрицательные аномалии Eu, Sr, и Sc и их пониженные абсолютные значения. Для гранитоидов, в сравнении с кислыми вулканитами, характерен более существенный пропорциональный рост содержаний всех элементов-примесей. Это связано, по-видимому, с длительным и интенсивным проявлением процессов кристаллизационной дифференциации.

Элементы-примеси в гранитоидах и габброидах Магнитогорской серии имеют сопоставимые характеристики. Спектр РЗЭ в гранитоидах и в габброидах, в целом, повторяется. Существенное увеличение отрицательных аномалий Eu и Sr в гранитоидах подтверждает их комагматизм с габброидами, при усиливающейся роли фракционирования плагиоклаза – основного концентратора этих элементов. Спайдер-диаграммы также имеют сходный рисунок распределения элементов-примесей при существенном и пропорциональном росте в гранитоидах концентраций крупноионных литофильных элементов на фоне нарастания аномалий Sr, ВЗЭ и Y. В гранитоидах существенно нарастают отрицательные аномалии Sc и снижаются содержания элементов группы железа – Co, Ni, Cr.

Работа выполнена при финансовой поддержке совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН, № 12-С-5-1022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козулин В.А., Буркова П.А. Железорудное месторождение Малый Куйбас. Геологический отчет и подсчет запасов по состоянию разведанности на 1/IV. 1975 г. Челябинский филиал ФБУ "Территориальный фонд геологической информации по Уральскому федеральному округу". 1975 г.
2. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011. 234 с.
3. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
4. Лисов Н. С., Иванова Л. П., Чайко Г. И. Геологическая карта Южного Урала м-ба 1 : 50 000. Планы N-40-119-A и В. (Отчет о работах Джабык-Карагайской геолого-съемочной партии за 1955 г.). Т. 1 и 2. Челябинский филиал ФБУ "Территориальный фонд геологической информации по Уральскому федеральному округу". 1956 г. 227 с. Инв. 3256.
5. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 179 с.
6. Мосейчук В. М., Яркова А. В., Поплавская Н. Л. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-геофизической партией в 1985-90 гг. Листы N-40-95-A-a (ю.-в. четв.), -б (ю. п.), -в (в. п.), -г, -Б-а (ю.-з. четв.), -в (з. п.), -В-а (в. п.), -б, -в (в. п.). Т. 1-9. Челябинский филиал ФБУ "Территориальный фонд геологической информации по Уральскому федеральному округу". 1990 г. 2360 с. Инв. 6563.
7. Основные проблемы рифтогенеза / под. ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1977. 224 с.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 107-111.
10. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. в форме научного доклада. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 1997. 85 с.
11. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 94 с.
12. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Холоднов В.В., Андреичев В.Л., Баянова Т.Б. О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии // Литосфера. 2013. № 5. С. 165–171.
13. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УрО РАН, 1992. 138 с.
14. Серавкин И.И., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
15. Скляров Е.В., Гладколюб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
16. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 205 с.
17. Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. 309 с.
18. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: УФАН СССР, 1966. 143 с.
19. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
20. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.
21. Фурина М.А. Строение и условия формирования массивов триасовых щелочных гранитоидов Мало-чекинского комплекса (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010. 186 с.
22. Чайко Г.И. О самых ранних проявлениях вулканизма в карбоне Магнитогорского синклинория: тез. докл. Первого симпоз. по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ АН СССР, 1971. С. 58–59.
23. Чайко Г.И., Яркова А.В., Плохих Г.П. Отчет о поисковых работах на железо с составлением генеральной программы поисков слепых скарново-магнетитовых месторождений в Магнитогорском районе, выполненных Магнитогорским отрядом в 1971–74 гг. Т. 1. Челябинский филиал ФБУ "Территориальный фонд геологической информации по Уральскому федеральному округу". 1974 г.

Рецензент Т.Н. Сурин

Carboniferous intrusive-volcanic magmatism of Magnitogorsk-Bogdanovka Graben in the light of new geological and geochemical data

D. N. Salikhov*, V. M. Moseychuk, V. V. Kholodnov***, I. R. Rakhimov***

**Institute of Geology of the Ufimian scientific centre of RAS*

***LLC "Geopoisk"*

****Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The paper considers the products of volcanism and intrusive magmatism within the Magnitogorsk-Bogdanovka Graben during the Carboniferous collision stage of the South Urals development. The initiation of the Graben formation and the onset of volcanism occurred during a transpressional regime above the main zone of arc-continent collision at the Early/Late Tournaisian boundary. Volcanic activity manifested itself uninterruptedly from the start of Late Tournaisian to the end of Late Viséan shifting gradually from the south to the north. Based on new geochemical data, we have found that basic volcanites are arranged in two spatially separated associations: 1) high-titanium K/Na tholeites and subalkali basalts controlled by tension fault zones, and 2) K/Na calc-alkali basalts, basaltic andesites and partly andesites with moderate titanium contents that manifested themselves on the tension fault shoulders and were associated with the eruptions of central-type volcanoes. Acid volcanism is represented mainly by rhyolites, trachy-rhyodacites and pantellerites that manifested themselves most intensely in the eastern parts of the Graben. At the end of the Late Viséan the region was activated again due to the involvement of the Kazakhstan Continent into collision. As a result, gabbro-granite magmatism took place and its distribution area was not confined by Magnitogorsk-Bogdanovka Graben. The time of formation gabbro-granite massifs of the Magnitogorsk Series ranged from 340 to 315 MA. The latter age corresponds to isotopic dating of the rhyolite porphyry dike intersecting alkali granites of the Cheka Massif. New geochemical evidence makes it possible to subdivide gabbroids into the Kuybasovsky and Bogdanovsky types (complexes) and granitoids which are represented by six types combined into three petrological complexes, namely, Uzyan, Zhos-Gusikha and Karabulak-Bogdanovka.

Key words: graben, Magnitogorsk Series, complex, volcanism, intrusives, basalts, basaltic andesites, gabbro-dolerites, rhyolites, trachy-rhyodacites.