

## Типизация вулканогенных отложений каменноугольного комплекса пород Миндякской грабен-синклинали Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны Южного Урала

Результаты проведённых исследований показали, что вулканогенные отложения каменноугольного комплекса пород Миндякской грабен-синклинали на Южном Урале сформированы в результате последовательно проявленного конседиментационного вулканизма: раннего умереннощелочного базальтоидного трещинного типа и последующего умереннощелочного базальт-андезибазальт-дацитового, более обширного по площади распространения.

По условиям локализации, вещественному составу и петрохимическим признакам рассматриваемые вулканогенные породы сопоставимы с типовыми для Урало-Тянь-Шаньского региона вулканогенными отложениями варисских рифтогенных структур зон глубинных разломов (Магнитогорско-Богдановской на Южном Урале и Бозтау-Кокпатасской в Юго-Западном Тянь-Шане), вместе с которыми могут служить в качестве индикаторных для рифтогенных обстановок позднепалеозойской раннеорогенной (раннеколлизивной) тектоно-магматической активизации этого региона.

Полученные данные могут быть использованы для уточнения геологического строения и металлогении Южного Урала.

*Ключевые слова:* формация, вулканогенно-терригенная толща, вулканогенные породы, базальты, грабен-синклиналь, рифтогенные структуры, зона глубинного разлома.

МИНЬКИН КОНСТАНТИН МАТВЕЕВИЧ, заведующий лабораторией, minkin@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

## Typification of volcanogenic deposits of the Carboniferous complex of the Mindyak graben-syncline of the Voznesensko-Prisakmarskaya structural-formational zone of the Southern Urals

K. M. MINKIN

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (FSBI TsNIGRI), Moscow

The results of the studies show that the volcanogenic deposits of the Carboniferous complex of the Mindyak graben-syncline in the Southern Urals were formed as a result of successively manifested synsedimentary volcanism: early moderately alkaline basaltoid fissure type and subsequent moderately alkaline basalt-basalt-andesite-dacitic type, more extensive in the area.

According to the conditions of localization, composition and petrochemical characteristics, the considered volcanic rocks are comparable with typical for the Ural-Tien Shan region volcanogenic deposits of the Varisky rift structures of deep fault zones (Magnitogorsk-Bogdanovskaya in the Southern Urals and Boztau-Kokpatasskaya in the Southwestern Tien Shan). Together they can serve as indicators for the riftogenic settings of the Late Paleozoic early orogenic (early collisional) tectonic-magmatic activation of this region.

The obtained data can be used to refine the geological structure and metallogeny of the Southern Urals.

*Key words:* formation, volcanogenic-terrigeneous sequence, volcanogenic rocks, basalts, graben-syncline, rift structures, deep fault zone.

Существующая с 70-х годов прошлого века проблема типизации вулканогенных пород, пространственно ассоциирующих с терригенными отложениями  $D_3-C$ , приуроченных к наложенным раннеорогенным (раннеколлизийным) грабен-синклинальным прогибам зоны Главного Уральского разлома (ГУР) на Южном Урале, до настоящего времени однозначно не решена. Важность решения рассматриваемой проблемы определяется, с нашей точки зрения, необходимостью уточнения роли позднепалеозойских вулканогенных отложений в геологическом строении зоны ГУР, а также их рудоконтролирующей роли для типовых на Южном Урале месторождений золота (Миндякской группы, Малый Коран).

В этом отношении примером могут служить вулканогенные образования Миндякской грабен-синклинали на Южном Урале, вмещающие типовые для Южного Урала золоторудные месторождения (Благодатное, Ремезовское и др.). В разные годы вопросы геологических обстановок локализации, вещественного и петрохимического составов выполняющих грабен-синклиналь вулканогенных отложений, в том числе в связи с проблемой их золотоносности, затрагивались в работах ГДП-50 (Ш.Н. Кац и др., 1980), в материалах разномасштабных поисковых и оценочных работ (Г.А. Резвых и др., 1964; В.В. Кандыба, Н.А. Швалев, 1981; Г.А. Морозов и др., 1992; В.Ф. Созинов и др., 1993) и тематических исследований разных лет специалистов ЦНИГРИ, ИГ УНЦ РАН, ИГГ УрО РАН.

Многими исследователями (Ш.Н. Кац и др., 1980; Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов 1990; В.Н. Сазонов, В.В. Мурзин, 1996–2003; И.Б. Севракин и др., 2001, 2013; С.Е. Знаменский, 2010–2015 и др.) вулканогенные породы в составе каменноугольного комплекса отложений Миндякской грабен-синклинали рассматриваются в виде более древних «чужеродных» (олистолиды, тектонические пластины) образований, представленных комплексами пород основания. С учётом петрохимических характеристик этими исследователями рассматриваемые вулканогенные образования сопоставляются с низкотитанистыми океаническими толеитовыми базальтами раннегеосинклинальной толеит-базальтовой формации, а также с андезитами известковистого типа Пеле островодужной базальт-андезит-базальтовой формации ирендыкской свиты.

В то же время результаты многолетних работ специалистов ЦНИГРИ (Н.И. Бородаевский и др., 1960–1964; Ю.И. Новожилов, 1967; В.Н. Сорокин, 1970, П.Г. Кучеревский, К.М. Минькин, 1997–2002 и др.) свидетельствуют в пользу проявленного в пределах Миндякской грабен-синклинали конседиментационного раннекаменноугольного вулканизма.

Однако, в отношении геологической позиции и формационной принадлежности продуктов этого вулканизма единых представлений выработано не было.

Н.И. Бородаевским и др. (1964) рассматриваемые вулканогенные отложения были выделены в качестве конседиментационных в составе пород «диабазовой» толщи берёзовской ( $C_1t_2-v_1$ ) и «порфиритовой» толщи зилаирской ( $D_3-C_1t$ ) свит и характеризовались опрокинутым залеганием. По результатам петрохимического изучения вулканогенных пород «диабазовой» и «порфиритовой» толщ, рядом исследователей [Н.И. Бородаевский и др., 1964; 9, 14] они рассматривались в составе самостоятельных позднепалеозойских комплексов: вулканогенные породы «диабазовой» толщи отнесены этими исследователями к низкокальциевым базальтам нормального ряда берёзовской свиты ( $C_1t-v$ ), сопоставляемым с платобазальтами, а породы «порфиритовой» толщи – к низкокальциевым андезитоидам с пониженным содержанием кремнезёма в составе зилаирской свиты ( $D_3-C_1t$ ).

Позднее по результатам исследований ЦНИГРИ 1997–2002 гг. был сделан вывод о закономерном вхождении базальтоидов «диабазовой» толщи и базальт-андезит-базальтовых пород «порфиритовой» толщи в каменноугольный комплекс вулканогенно-терригенных отложений с нормальной стратиграфической последовательностью залегания пород (П.Г. Кучеревский, К.М. Минькин, 1999, 2002). Базиты отнесены к породам субщелочного ряда калиево-натриевой серии, что свидетельствует, по мнению авторов, об их отличии от недифференцированных толеитовых базальтов офиолитовой ассоциации и дифференцированных базальтоидов более поздних формаций сопредельных островодужных структурно-формационных комплексов. В то же время показано сходство базитов «диабазовой» толщи, вмещающей золоторудные месторождения Миндякской группы, с базальтоидами каменноугольных рифтогенных рудоносных толщ золото-сульфидных месторождений Кокпатаасской группы (Центральных Кызылкумов).

К настоящему времени накоплен значительный объём оригинальных, полученных в ходе тематических исследований ЦНИГРИ 1982–2002 гг. в Центральном Кызылкуме и на Южном Урале, а также опубликованных и архивных данных по геологии и петрохимии вулканогенных комплексов варисцид Урало-Тянь-Шаньского региона, позволивших автору определить черты сходства каменноугольных вулканогенных пород Миндякской грабен-синклинали с типовыми для Урало-Тянь-Шаньского региона варисскими рифтогенными комплексами вулкаников (Магнитогорско-Богдановской грабен-синклинали на территории Южного Урала и Бозтау-Кокпатаасской грабен-синклинали в Центральном

Кызылкумах), приуроченными к зонам глубинных разломов (рис. 1).

**Миндякская грабен-синклиналь, Южный Урал.**

В существующих схемах структурно-формационного районирования Урала Миндякская грабен-синклиналь приурочена к Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоне (СФЗ), совпадающей с системой Главного Уральского разлома (ГУР) на границе Магнитогорской мегазоны с Уралтауским поднятием ВЕП (см. рис. 1).

В пределах Вознесенско-Присакмарской СФЗ рассматриваемая грабен-синклиналь входит в систему наложенных раннеорогенных (раннеколлизионных) грабен-синклинальных прогибов, выполненных комплексом терригенных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных отложений  $D_3fm-C_1$  (Н.И. Бородаевский и др., 1964). Обрамлением служат комплексы пород основания – раннегеосинклинальные метаморфизованные терригенно-вулканогенные (О–S) и ультрабазит-базитовые породы офиолитовой ассоциации ( $S_{1l-v}-S_{2ld}$ ), островодужные вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения ( $D_{1g}-D_{3fr}$ ).

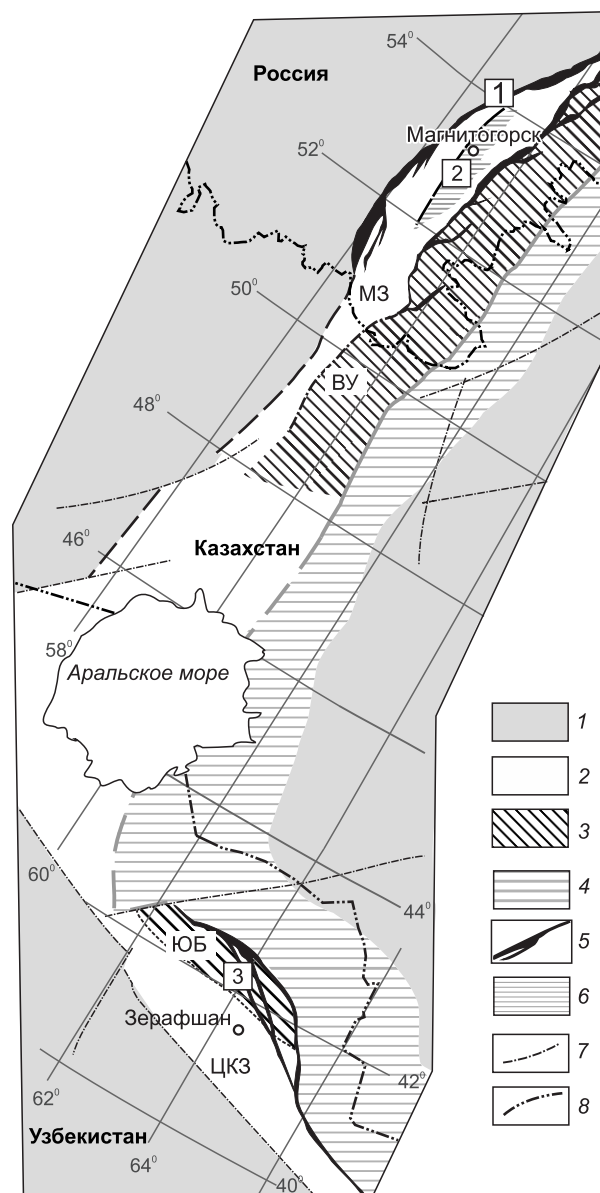
Собственно вулканогенные отложения (лавовые, лавокластические и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные) в пределах грабен-синклинали локализованы в комплексе вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений  $C_1$ , составляя не более 10% от его объема (рисунки 2, 3). По данным поисковых работ разных лет (Г.А. Резвых и др., 1964; В.В. Кан-

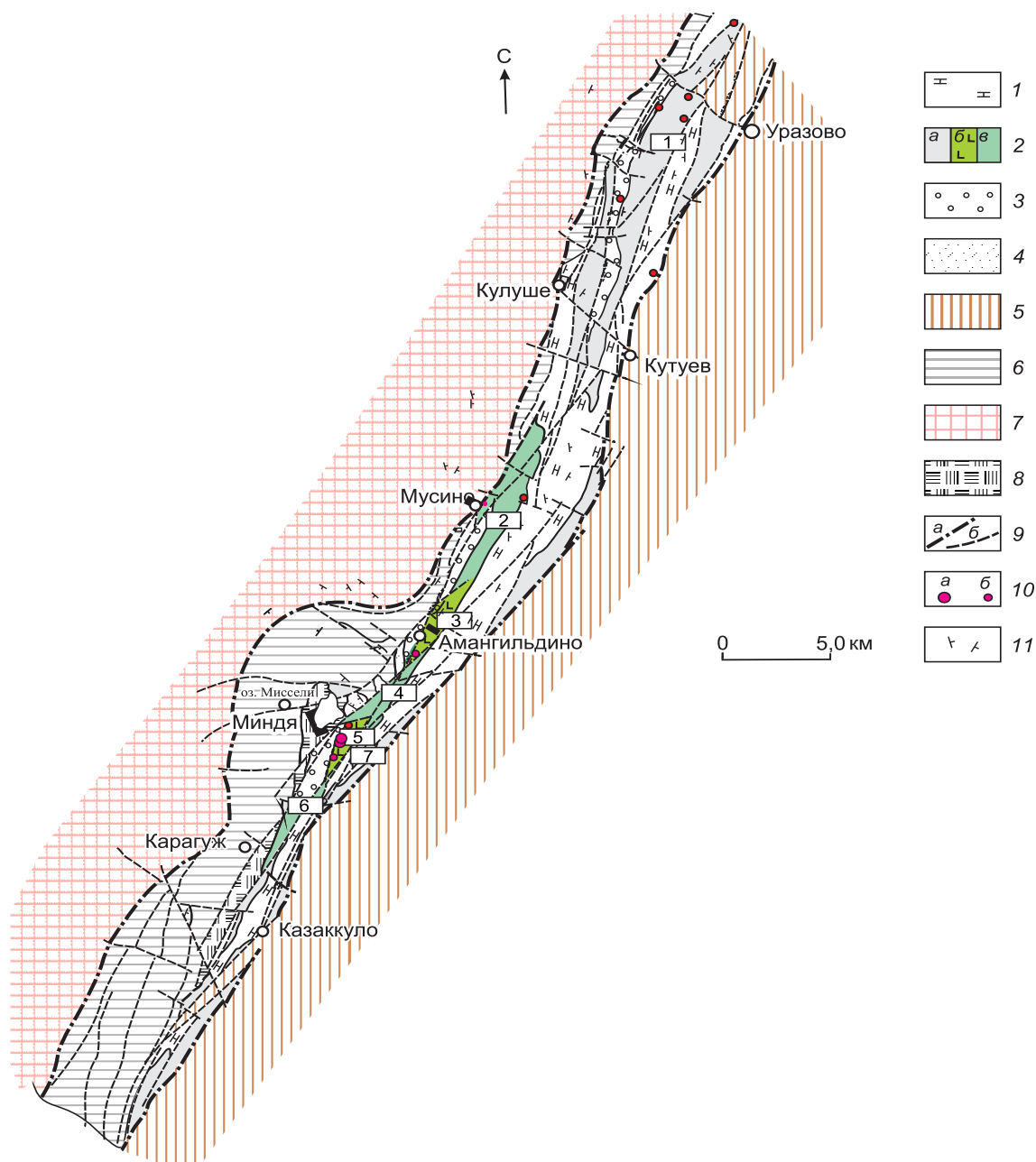
дыба, Н.А. Швалев, 1981; В.Ф. Созинов и др., 1993 и др.), они прослежены узкой полосой от д. Кубагушево на юге до д. Мусино на севере. Выведенные на поверхность разновозрастными складчатыми и разрывными дислокациями рассматриваемые вулканогенные отложения имеют достаточно крутое ( $60^{\circ}-80^{\circ}$ ), но в целом согласное залегание, границы с вмещающими отложениями как тектонические, так и отвечают нормальному стратиграфическому залеганию пород (Н.И. Бородаевский и др., 1964; Ш.Н. Кац, 1980).

По полученным данным П.Г. Кучеревского, К.М. Минькина и др. (2002), вулканогенные породы в разрезе комплекса  $C_1$  приурочены к его средней части, представленной толщей вулканогенно-терригенных отложений (см. рисунки 2, 3). В качестве

**Рис. 1.** Положение раннеорогенных (раннеколлизионных) варисских Миндякской грабен-синклинали, Магнитогорско-Богдановского грабена Южного Урала и Бозтау-Кокпатасской грабен-синклинали Центральных Кызылкумов в области сочленения Урала и Тянь-Шаньского региона. По материалам А. М. Дымкина, В. М. Нечухина, В. Н. Пучкова и др., 1981; А. К. Бухарина и др., 1985; Н. И. Бородаевского и др., 1982; Н. К. Курбанова и др., 2004; Ю. Г. Леонова и др., 2015 и др.:

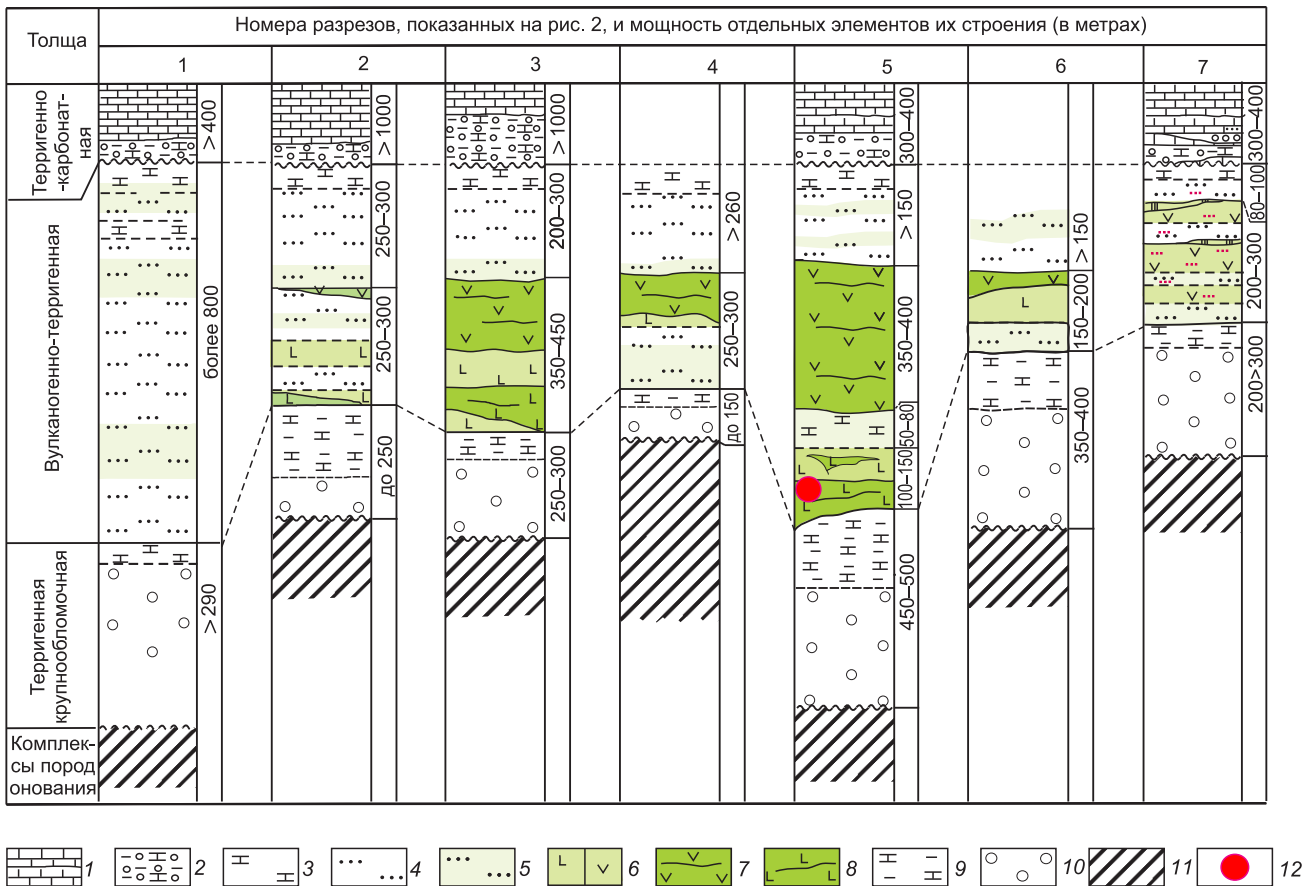
1 – континентальные окраины; зоны: 2 – геосинклинальные: Магнитогорская (МЗ) и Центрально-Кызылкумская (ЦКЗ), 3 – геоантиклинальные: Восточно-Уральская (ВУ) и Южно-Букантауская (ЮБ), 4 – Валериановско-Кураминская вулканоплутонических комплексов пород (вулканоплутонический пояс) и 5 – региональных разломов, включающие каменноугольные комплексы офиолитового меланжа и рифтогенных вулканогенно-терригенных пород; 6 – каменноугольные вулканогенно-терригенные отложения Центрально-Магнитогорской СФЗ; 7 – зоны поздних разломов; 8 – государственная граница; цифры в квадратах – размещение раннеорогенных (раннеколлизионных) варисских вулканогенных комплексов пород: 1 – Миндякской грабен-синклинали, 2 – Магнитогорско-Богдановского грабена, 3 – Бозтау-Кокпатасской грабен-синклинали





**Рис. 2.** Положение раннекаменноугольных вулканогенных отложений в плане Миндякской грабен-синклинали. На основе данных ГДП-50, поисковых работ разных лет, а также исследований ЦНИГРИ:

1–4 – раннеорогенный вулканогенно-терригенный комплекс пород,  $D_3-C_1$ , толщи: 1 – терригенно-карбонатных отложений, 2 – вулканогенно-терригенных отложений: а – терригенных флишоидных с подчинённой долей (примесь) вулканогенно-осадочных, б – вулканогенных (лавовых, лавобрекчиевых, лавокластических), в – вулканогенных и вулканогенно-осадочных в ассоциации с терригенными флишоидными (подтверждённые поисковым бурением, В. В. Кандыба, Н. А. Швалев, 1981; В. Ф. Созинов и др., 1993 и др.), 3 – полимиктовых крупнообломочных флишоидных отложений, 4 – терригенных, терригенно-кремнистых отложений граувакковой флишоидной формации (зилаирская свита); 5 – островодужные вулканогенные и вулканогенно-терригенные комплексы,  $D_1g-D_3r$  (ирендыкская, улутауская и колтубанская свиты); 6 – раннегеосинклинальные комплексы пород основания (терригенно-вулканогенные породы,  $E-O$ , и офиолитовой ассоциации,  $S_1l-S_2ld_1$ ); 7 – комплексы метаморфических пород R-V основания Уралтауского поднятия; 8 – интрузии Нурали-Миндякского габбро-диоритового комплекса,  $C_1t$ ; 9 – системы разрывных нарушений зоны ГУР, включающие протрузивные тела ультрабазитов, дайки габбро-диабазов: а – ограничивающие Присакмарско-Вознесенскую СФЗ, б – прочие разломы; 10 – положение золоторудных проявлений: а – месторождения Миндякской группы, б – рудопроявления; 11 – элементы залегания пород; цифры в прямоугольниках – положение разрезов, показанных на рис. 3



**Рис. 3.** Положение вулканогенных отложений в разрезе раннекаменноугольного вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса Миндякской грабен-синклинали. При составлении использовались данные ГДП-50 (Ш. Н. Кац и др., 1980), поисковых работ (В. В. Кандыба, Н. А. Швалев и др., 1981; Г. А. Морозов и др., 1992; В. Ф. Созинов и др., 1993) и исследований ЦНИГРИ разных лет:

1, 2 – отложения терригенно-карбонатной толщи: 1 – известняки, 2 – известковистые и полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты и пелитоморфные породы, прослои известняков; 3–8 – отложения вулканогенно-терригенной толщи: 3 – известковистые и полимиктовые алевролит-аргиллитовые с прослоями песчаников, известковистых конгломератов и известняков, 4 – существенно песчаные флишоидные, 5 – те же флишоидные с заметной примесью вулканогенно-осадочных (кремнисто-хлоритовых, кремнистых сланцев), 6 – вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые: а – базальтоидного состава, б – смешанного состава; 7 – вулканогенные (диабазы, базальты, вулканокластические и вулканогенно-осадочные) «диабазовой» пачки, 8 – вулканогенные (диабазы, базальты, андезит-базальты, породы кислого состава (альбитофиры, по Н. И. Бородаевскому, 1964), вулканокластические и вулканогенно-осадочные) «порфирировой» пачки; 9, 10 – отложения терригенной крупнообломочной толщи: 9 – известковистые и полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты и пелитоморфные породы, прослои известняков, 10 – конгломераты с прослоями песчаников и алевролит-аргиллитов; 11 – отложения комплексов основания; 12 – позиция золоторудных месторождений Миндякской группы (Благодатное, Ремезовское и др.)

подстилающих пород этой толщи служат терригенные отложения зилаирской свиты ( $D_3-C_1t$ ) и толща полимиктовых крупнообломочных отложений ( $C_1v_3$ ), перекрывающая толща представлена терригенно-карбонатными и карбонатными породами кизильской свиты, датированными  $C_1v_3-s$  (датировки приняты по Ш. Н. Кац, 1980).

Как показали наши исследования, мощность комплекса вулканогенных пород (лавовых, лавобрекчие-

вых, лавокластических и вулканогенно-осадочных) контрастно варьирует, достигая наибольших значений в разрезах локальных участков, отличающихся подчинённой ролью терригенных пород (см. рисунки 2, 3). В пределах таких участков, по данным ГРП разных лет, комплексы вулканогенных отложений локализованы в двух разобщённых в разрезе пачках мощностью до 200 и 450 м («диабазовой» и «порфирировой» толщах, по Н. И. Бородаевскому и др.,

1964), чередующихся с пачками (мощностью 50–150 м и более) существенно терригенных и терригенно-карбонатных пород (см. рис. 3, колонки 2–6).

Комплекс вулканогенных отложений «диабазовой» пачки, занимающий относительно более низкий стратиграфический уровень и отвечающий более раннему времени формирования, развит достаточно локально. Его размещение, как показали наши исследования на участке месторождений Ремезевское и Богдатовское [7], контролируется линейными палеограбенами, имеющими протяжённость в первые километры и ширину в сотни метров.

В составе выполняющих палеограбены отложений доминируют лавовые, лавобрекчиевые и ассоциирующие с ними лавокластические базальтоидные отложения. К периферии палеограбена, с уменьшением общей мощности отложений, последовательно проявлены фации с преобладанием лавокластических и вулканогенно-осадочных пород, далее – фации существенно терригенных и терригенно-карбонатных отложений. Такая последовательность смены фациального состава пород отмечается и в разрезе. Мощность выполняющих палеограбен вулканогенно-терригенных отложений варьирует от 50–70 м в его прибортовой части до 150–200 м в приосевой части.

Распределение фаций вулканогенных пород «диабазовой» пачки и их мощности контролируются зонами конседиментационных продольных и поперечных разрывных нарушений, отвечающих ассоциации структур поля тектонических напряжений транспрессивных сдвигов [7]. К зонам поперечных сбросов, как правило, приурочены максимальные мощности базальтоидных отложений, что может свидетельствовать об их магмоподводящей роли, кото-

рая подтверждается элементами первичной полосчатости в диабазах, фиксирующих направление поступления магм.

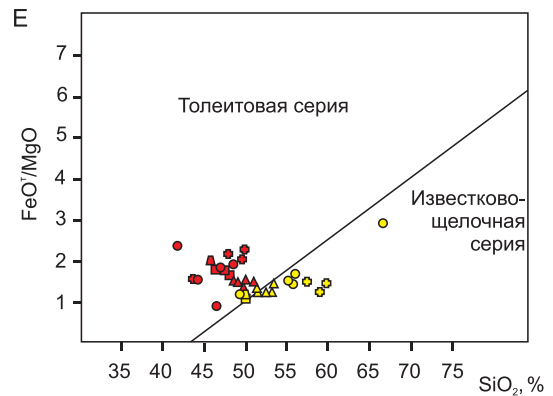
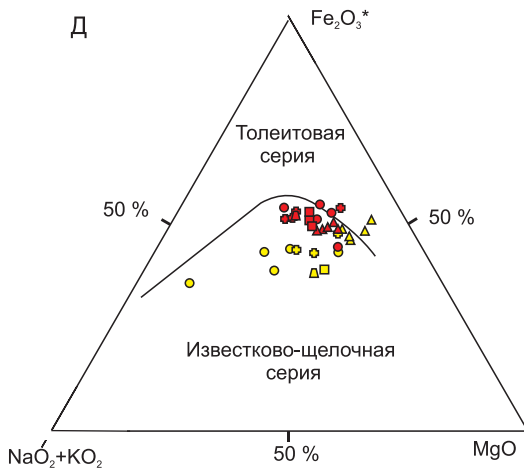
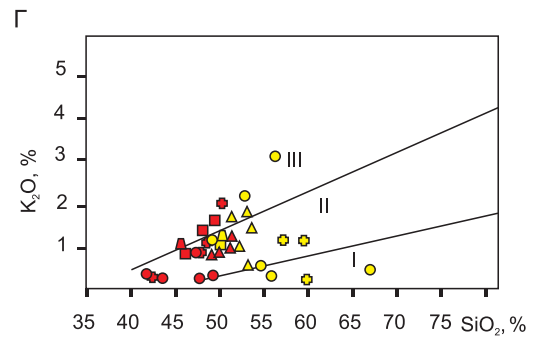
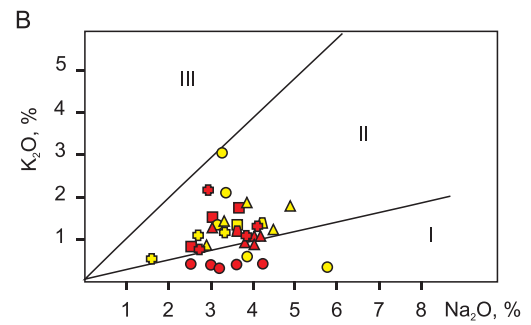
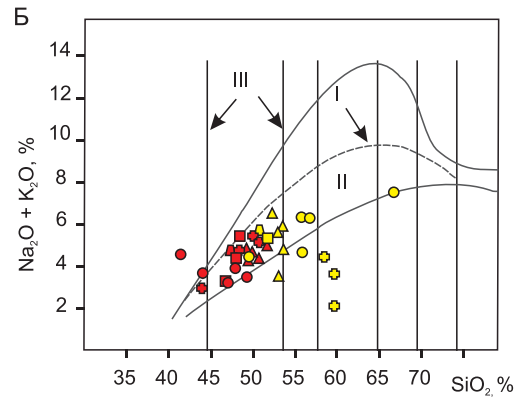
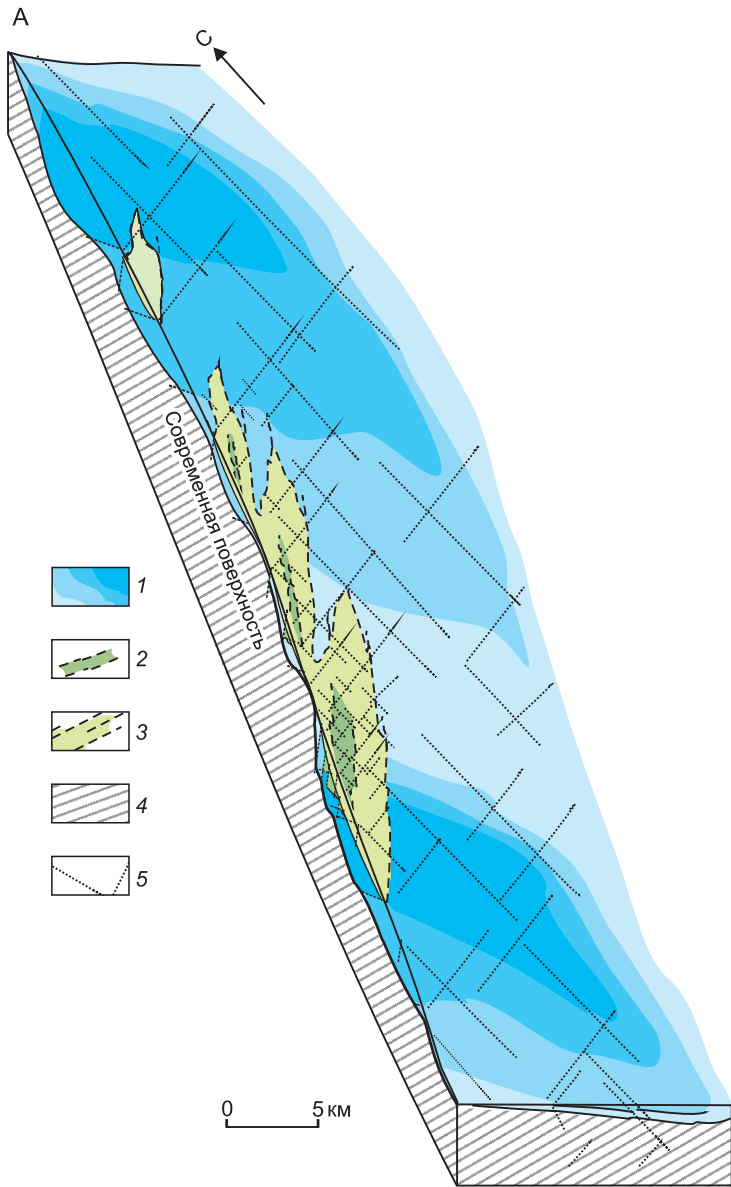
Отдельные базальтоидные лавовые тела имеют вытянутые и уплощённые согласно общему напластованию пород формы, их размеры составляют: протяжённость по простиранию до 150 м, по падению 120–150 м, соотношение длины к мощности 10–15:1 [9]. Сближенные лавовые потоки базальтоидов выделяются в серии, достигающие размеров по простиранию до 500–800 м и по падению до 300–400 м, имеют максимальную мощность около 80–100 м [6]. Потоки лав и их серии разделены горизонтами и прослоями лавокластических и вулканогенно-осадочных пород, известковистых (по составу обломков и цемента) конгломератов.

Ядерные части лавовых потоков, по данным детального картирования специалистов ЦНИГРИ (Н. И. Бородаевский и др., 1964), в сохранившихся фрагментах сложены преимущественно трещиноватыми афанитовыми и мелкозернистыми диабазами, включают уплощённые линзовидные тела плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых диабазовых порфиритов. Во фланговых частях лавовых тел и в составе маломощных потоков характерны базальты, в том числе брекчиевидные, а также с мелкошаровой отдельностью и миндалекаменным строением.

В основной массе диабазов этими же авторами были отмечены лейсты альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза ( $Ab_8$ ) размером до 0,2–0,7 мм (в количестве до 40–60% от об. п.) в сочетании с агрегатами хлорита (пеннин), нередко эпидота, зёрнами неправильной формы рудного минерала. В диабазовых порфиритах единичные вкрапленники

**Рис. 4. Реконструкция обстановок формирования и основные петрохимические характеристики конседиментационных вулканогенных отложений в раннекаменноугольном осадочном бассейне Миндякской грабен-синклинали. С использованием материалов ГДП-50 (Ш. Н. Кац, 1980), тематических исследований ЦНИГРИ разных лет (Н. И. Бородаевский и др., 1964, П. Г. Кучеревский, К. М. Минькин и др., 2002), а также авторских исследований [5]:**

А – блок-схема реконструкции обстановок формирования конседиментационных вулканогенных отложений в раннекаменноугольном осадочном бассейне Миндякской грабен-синклинали; Б – диаграмма  $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ , по [1]: I – нижняя граница области щелочных пород, II – область распространения умереннощелочных (субщелочных) пород, III – границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезёма; В – диаграмма  $K_2O - Na_2O$ , по [1]: I – натриевая серия, II – калиево-натриевая серия, III – калиевая серия; прямые линии – границы серий пород основного состава; Г – диаграмма  $K_2O-SiO_2$  (по Le Maitre, 1989): I – низкокалиевая серия, II – умереннокалиевая серия, III – высококалиевая серия; прямые линии – границы серий пород; Д – диаграмма AFM ( $A (Na_2O + K_2O)-F (FeO + 0,9 Fe_2O_3)-M (MgO)$ ) с границей (сплошная линия) между известково-щелочной и толеитовой сериями (по Irvine and Baragar, 1971); Е – диаграмма  $FeO_{tot}/MgO-SiO_2$  с границей (прямая линия) между известково-щелочной и толеитовой сериями (по Miyashiro, 1974), при составлении диаграмм использовались данные авторов, приведённых в таблице; 1 – комплекс терригенных, терригенно-карбонатных и осадочно-вулканогенных отложений (более тёмный цвет соответствует большей мощности отложений); 2 – продукты умереннощелочного базальтоидного вулканизма трещинного типа, приуроченные к системе локальных грабенов (отложения «диабазовой» пачки); 3 – продукты субщелочного базальт-андезитбазальт-дацитового вулканизма, близкого ареальному, приуроченные к системе унаследовано развивающихся (расширяющихся) грабенов (отложения «порфиритовой» пачки); 4 – комплексы пород основания; 5 – системы конседиментационных разрывных нарушений



Частные составы вулканогенных пород «диабазовой» (красные) и «порфиритовой» (желтые) пачек по данным разных исследователей (номера см. таблице)

- 1 ● 2 ● 3 ▲ 4 ▲ 5
- 6 ● 7. 8. 12 ● 9 ▲ 10 ▲ 11

представлены нацело хлоритизированными цветными минералами. В базальтах лейсты плагиоклаза ( $Ab_6$ ), составляющие до 60% об. п., удлинённо-призматической формы, размером до 0,6–0,7 мм, часто сдвойникованы. В основной массе – мелкочешуйчатый хлорит, мелкие зёрна рудного минерала, реже землистые агрегаты эпидота. Встречающиеся миндалины выполнены кварцем, хлоритом, иногда альбитом.

В тесной ассоциации с лавовыми находятся лаво-кластические гравелисто-конгломератовые отложения, образующие горизонты мощностью до 8–9 м. В составе обломков размером до 5–8 см отмечаются афанитовые плотные и мелкозернистые диабазы. В цементирующей обломки массе – бесструктурный агрегат альбита, хлорита, эпидота, кальцита и полупрозрачного соссюритового агрегата. В ряде случаев остроугольные обломковидные агрегаты тонкокристаллического базитового вещества в сланцеватой хлоритовой массе напоминают гиалокластиты.

Гравелистые и конгломератовые лаво-кластические образования по латерали и в разрезе фашиально сменяются песчаниками и алевролитами, образующими прослой не более 1,0–1,5 м. Породы обладают неравномерной зернистой структурой. В составе обломков, имеющих сглаженную и линзовидно-уплощённую формы, участвуют плагиоклаз, хлоритизированное стекло, плагиоклазовые диабазы и базальты. Цементное выполнение – хлорит, хлорит-эпидот, рудные минералы.

В верхней «порфиритовой» пачке состав вулканогенных отложений более дифференцирован и представлен лавовыми потоками и лавобрекчиями мелкопорфировых (плагиопорфировых) и афировых эффузивных пород основного–среднего состава, чередующихся с прослоями разнообломочных вулканогенно-осадочных пород, а также отдельными телами пород кислого состава (Н. И. Бородаевский, 1964).

Рассматриваемые отложения имеют более широкое площадное развитие, чем вулканы нижней «диабазовой» пачки. Они прослеживаются практически непрерывно вдоль западного борта Миндяжской грабен-синклинали. При этом наибольшая их мощность (до 200–450 м) характерна для участков с максимальной мощностью вулканогенных отложений нижней «диабазовой» пачки (см. рис. 3). Это позволяет предполагать размещение вулканогенных отложений верхней «порфиритовой» пачки в более обширных по площади палеоструктурах, возможно, унаследовано развивающихся над более ранними локальными палеограбенами и как бы объединяя их (рис. 4).

Основной объём вулканогенных отложений «порфиритовой» пачки составляют лавы и лавобрекчии плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых анде-

зитоидных порфиритов. Это, как правило, тонкозернистые породы с порфириковой структурой. Во вкрапленниках, составляющих до 60% об. п., установлен короткоаблитчатый альбит № 4–8 (размером от 1–2 до 5–6 мм), иногда полностью хлоритизированные темноцветные минералы. Отмечаются породы миндалякаменного строения, с большим количеством округлых миндалин, выполненных хлоритом и кварцем.

Подчинённое развитие имеют базальты (породы интерсертальной структуры с кристаллами альбита размером до 1 мм, заключённого в массе мелкозернистого агрегата хлорита, эпидота с примесью альбита), а также диабазовые порфириты, во вкрапленниках которых, составляющих до 7% от об. п., выделяется хлоритизированный пироксен изометричной формы размером до 2 мм, иногда в сростках с призматическим зональным плагиоклазом (андезин) размером 0,5–1,5 мм.

Среди массивных пород с параллелепипедальной отдельностью отмечаются согласно залегающие прослой плагиоклазовых порфиритов с мелкошаровой отдельностью мощностью до первых метров, а также линзовидные прослой лавобрекчий, общей мощностью до 50–70 м.

В виде отдельных горизонтов (мощность до 15–20 м) в нижней и верхней части «порфиритовой» пачки прослеживаются породы кислого состава (альбитофиров, по Н. И. Бородаевскому и др., 1964), представленные массивными или сланцеватыми породами с порфириковой структурой (во вкрапленниках, размером до 1,5–2 мм, альбит № 7–8; основная масса имеет мелкозернистое строение, иногда микролитовое флюидальное, представлена альбитом с примесью кварца и тонкочешуйчатого хлорита).

Результаты проведённого нами анализа имеющихся на сегодняшний день петрохимических данных (табл. 1) позволили сделать следующие выводы.

Эффузивные отложения «диабазовой» пачки по нормативному минеральному составу представлены спектром толеитовых пород. В их составе преобладают насыщенные кремнезёмом оливин-гиперстен нормативные и гиперстен-нормативные толеитовые базальты, умеренно глинозёмистые ( $al' = 0,8–1$ ). Количественно подчинены пересыщенные кремнезёмом кварцевые толеитовые базальты (кварц-гиперстен нормативные), как правило, умеренноглинозёмистые ( $al' = 0,8–1$ ). По нормативно-минальному составу, по CIPWD, они близки ряду нормальнощелочных и субщелочных базальтов.

На классификационной диаграмме  $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$  породы «диабазовой» пачки занимают главным образом область состава умереннощелочных (субщелочных) базальтов, по щелочной специализации

Химический и нормативный минеральный состав вулканогенных пород Миндякской площади

Оксиды	Химический состав вулканогенных пород Миндякской площади											
	Породы «диабазовой» пачки (диабазы, плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые диабазовые порфириты, базальты)						Породы «порфиритовой» пачки Плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые порфириты, базальты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	46,3-47,6 47,1	41,6-48,8 45,86	43,03-50,53 47,48	46,3	48,9-51,2 49,93	49,6	49,42	49,2-56,3 54,18	57,2-59,7 58,66	49,6	51,6-52,8 52,46	67,0
TiO <sub>2</sub>	1,4-1,52 1,46	1,4-1,72 1,56	1,32-1,72 1,5	1,5	1,1-1,3 1,19	0,9	0,72	0,32-0,86 0,56	0,39-0,46 0,43	0,6	0,3-0,6 0,42	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,8-15,0 14,5	13,3-16,0 14,6	13,5-16,77 14,79	14,5	14,2-15,7 15,08	15	15,87	15,9-19,4 17,21	14,4-15,9 14,95	18,1	14,5-17,5 16,11	14,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78-3,91 2,6	1,28-4,88 2,70	1,21-4,45 2,27	4,1	3,40-4,80 4,03	2,91	4,76	0,01-4,76 2,63	1,66-2,47 2,0	1,4	2,3-4,5 3,23	2,0
FeO	8,0-9,53 9,12	3,0-10,12 7,80	7,34-12,24 9,76	8,2	6,40-7,9 6,92	8,73	6,18	3,57-6,94 5,03	4,79-5,44 5,04	7,2	3,3-5,7 4,8	3,1
MnO	0,13-0,17 0,15	0,12-0,17 0,14	0,14-0,6 0,26	0,2	0,10-0,12 0,11	0,17	0,14	0,07-0,14 0,10	0,14-0,22 0,18	0,1	0-0,16 0,032	0,1
MgO	5,31-6,92 5,8	4,14-7,94 6,44	4,6-8,6 6,1	5,9	5,0-7,6 6,18	6,9	8,8	4,5-7,74 6,17	4,6-5,6 5,03	7,7	6,4-8,0 6,83	1,7
CaO	5,22-7,10 6,42	3,12-7,20 5,90	4,06-6,44 5,08	6,5	5,0-7,50 6,49	3,9	4,42	1,12-4,47 3,64	4,94-7,01 5,67	2,9	3,0-9,68 5,54	0,4
Na <sub>2</sub> O	2,50-3,61 3,0	2,51-4,19 3,35	2,6-4,2 3,4	3,6	3,03-4,10 3,75	3,61	3,1	3,1-5,67 3,82	1,5-3,33 2,46	4,2	2,67-4,9 3,81	7,1
K <sub>2</sub> O	0,87-1,54 1,24	0,17-0,61 0,35	0,4-2,3 1,21	1,2	0,10-1,30 0,88	1,2	1,33	0,4-3,12 1,47	0,5-1,14 0,92	1,4	0,6-1,9 1,32	0,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11-0,21 0,16	0,27-0,74 0,41	0,12-0,16 0,14	0,17	0,05-0,07 0,061	0,21	0	0-0,12 0,04	0,06-0,07 0,07	0,19	0,11	0
al'	0,8-1,0 0,9	0,9-1,0 1,0	0,6-1,0 0,8	0,8	0,8-1,0 0,94	0,8	0,8	0,8-1,5 1,2	1,1-1,3 1,2	1,1	0,9-1,2 1,0	2,1
f'	16,4-19,7 18,2	15,8-19,7 17,3	16,9-24,3 19,6	19,7	15,9-20,0 17,8	19,4	20,5	11,9-20,5 14,8	11,7-13,2 12,5	16,9	14,5-16,7 15,9	

Продолжение таблицы

Нормативный минеральный состав вулканогенных пород Миндякской площади (метод CIPW, Cross et al., 1903)												
Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ap	$\frac{0,4-0,5}{0,45}$	$\frac{0,8-1,9}{1,2}$	$\frac{0,3-0,4}{0,3}$	0,5	0,3	0,5	0,0	$\frac{0-0,22}{0,06}$	$\frac{0,15-0,17}{0,16}$	0,4	$\frac{0-0,25}{0,06}$	0,00
Pl	$\frac{2,6-2,9}{2,8}$	$\frac{2,8-3,6}{3,3}$	$\frac{2,7-3,7}{3,1}$	3,1	$\frac{2,2-2,6}{2,3}$	1,8	1,4	$\frac{0,6-1,7}{1,1}$	$\frac{0,8-0,9}{0,8}$	1,1	$\frac{0,6-1,1}{0,9}$	0,7
Mt	$\frac{2,6-5,9}{4,3}$	$\frac{2,2-6,8}{3,6}$	$\frac{1,9-6,8}{3,6}$	6,4	$\frac{5,2-7,4}{6,1}$	4,5	7,3	$\frac{0-7,3}{5,0}$	$\frac{2,5-3,8}{3,0}$	2,2	$\frac{4,4-7,2}{5,1}$	2,9
Or	$\frac{5,0-7,7}{6,0}$	$\frac{1,1-4,3}{2,5}$	$\frac{2,7-14,7}{7,7}$	7,5	$\frac{4,4-6,2}{5,0}$	7,6	8,3	$\frac{2,1-19,0}{8,1}$	$\frac{3,1-7,0}{5,7}$	8,5	$\frac{3,5-11,0}{7,4}$	2,4
Pl	$\frac{22,0-32,4}{28,4}$	$\frac{27,4-42,1}{28,3}$	$\frac{24,8-37,2}{31,1}$	27,4	$\frac{33,3-35,7}{34,9}$	32,8	27,7	$\frac{27,2-49,6}{34,9}$	$\frac{13,3-29,5}{21,8}$	38,2	$\frac{22,5-45,6}{34,4}$	62,1
	$\frac{17,8-25,5}{22,2}$	$\frac{16,6-30,2}{25,3}$	$\frac{20,8-24,3}{22,1}$	24,7	$\frac{22,6-25,7}{23,0}$	19,5	23,1	$\frac{20,3-21,4}{21,4}$	$\frac{25,2-33,1}{27,9}$	14,4	$\frac{16,2-34,0}{23,9}$	2,1
Di	$\frac{4,06-9,4}{6,7}$	$\frac{0-8,0}{2,9}$	$\frac{0-10,9}{3,6}$	0,0	$\frac{1,6-10,9}{7,3}$	0	0	$\frac{0-2,1}{0,5}$	$\frac{0-2,5}{0,9}$	0	$\frac{0-10,8}{3,6}$	0,0
Hu	$\frac{0-20,5}{7,2}$	$\frac{23,7-32,6}{26,6}$	$\frac{8,8-31,0}{19,5}$	18,5	$\frac{15,2-23,6}{18,1}$	31,8	30,0	$\frac{11,7-25,5}{17,9}$	$\frac{16,6-22,9}{19,8}$	32,5	$\frac{18,1-26,1}{22,3}$	8,1
OI	$\frac{0-22,2}{14,6}$	$\frac{0-16,4}{5,5}$	$\frac{0-12,0}{7,6}$	0,0	$\frac{0-10,5}{3,5}$	0	0	0	0	0	0	0
Q	0 (в 1 пробе 0,4)	0 (в 1 пробе 6,5)	0 (в 1 пробе 1,8)	1,73	0 (в 1 пробе 1,8)	0,3	0,8	$\frac{5,9-11,2}{8,4}$	$\frac{13,5-26,7}{19,4}$	2,7	$\frac{0-4,2}{2,2}$	19,8
C	0	0-2,47	0-1,9	0,0	0	1,2	1,4	$\frac{0-3,3}{1,4}$	$\frac{0,0-0,45}{0,15}$	0	$\frac{0-0,5}{0,13}$	0

Примечание. 1 – афирровые и миндалекаменные базальтоиды, П. Г. Кучеревский, К. М. Минькин, 2002 (3 пробы); 2 – порфирровые и афирровые диабазы, по данным Бородаевского и др., 1964 (5 проб); 3 – диабазы, по данным Ш. Н. Кац и др., 1980 (4 пробы); 4 – диабазы, по данным В. Н. Сазонова, 1980 [10] (среднее из 8 проб); 5 – диабазы, по данным И. Б. Серавкина и др., 2001 [13] (5 проб); 6 – афирровый базальт, П. Г. Кучеревский, К. М. Минькин, 2002; 7–8 – по данным Бородаевского и др., 1964; 7 – диабазовый порфирит, 8 – плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты (4 пробы); 9 – андезит-базальты, по данным Ш. Н. Кац и др., 1980 (5 проб); 10 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, по данным В. Н. Сазонова, 1980 [10]; 11 – базальты, по данным И. Б. Серавкина и др., 2001 [13] (5 проб); 12 – породы кислого состава (альбитофиры), по данным Бородаевского и др., 1964; дробь, значения: числитель – от–до, знаменатель – среднее.

(диаграммы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ ) соответствуют известково-щелочным породам калиево-натриевой и отчасти натриевой серии (см. рис. 4). Для базальтоидов характерны повышенные содержания  $\text{Ti}_2\text{O}$  (1,1–1,72).

Основу «порфиритовой» пачки, по нормативно-минальному составу (CIPWD), составляют нормально-щелочные и субщелочные андезитобазальты (трахиандезитобазальты), преимущественно высокоглинозёмистые ( $a'_\text{cp.} = 1,1-1,2$ ), в ряде случаев корунд-нормативные (см. табл. 1). Количественно подчинённые им породы основного состава характеризуются как лейкократовые ( $f'_\text{cp.} = 12,5-15,9$ ), пересыщенные кремнезёмом (кварц-гиперстен нормативные) кварцевые толеитовые базальты. Породы кислого состава, выделяемые Н. И. Бородаевским и др. (1964) как альбитофиры, относятся к группе высокоглинозёмистых пород ( $a' = 2,1$ ). По нормативно-минальному составу (CIPWD), они близки ряду пород дацит-трахидацит, отличаясь от них более низким содержанием ортоклаза и более высоким содержанием ортопироксена.

На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  породы «порфиритовой» пачки занимают область субщелочных пород, преимущественно трахиандезитобазальтов, а также субщелочных оливинных базальтов, лейкобазальтов и трахидацитов; по щелочной специализации (диаграммы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ ) соответствуют известково-щелочным породам калиево-натриевой серии (рис. 5). Содержания  $\text{TiO}_2$  в породах варьируют на уровне 0,3–0,9%.

Полученные данные свидетельствуют о том, что при некотором различии в составе вулканогенных образований «диабазовой» (более однородных) и «порфиритовой» (отличаются более дифференцированным составом) пачек, они содержат в том числе однотипные по составу породы (диабазовые порфириды, базальты и др.). Последовательное размещение рассматриваемых комплексов вулканогенных отложений в едином разрезе и приуроченность к унаследованно развивающимся палеоструктурам, а также наличие в их составе однотипных пород позволяют относить эти вулканогенные отложения к единому эволюционному ряду.

Обобщая результаты проведённого анализа следует отметить, что основу рассматриваемых вулканогенных отложений комплекса  $D_3-C_1$  Миндякской грабен-синклинали составляет временной ряд комплексов: ранний умереннощелочных базальтов (трахибазальтов) с подчинённым количеством нормально-щелочных (толеитовых) базальтов и трахиандезитобазальтов с трещинным типом вулканизма, проявленного в локальных грабенах, и более поздний, представленный трахиандезитобазальтами с количественно подчинёнными трахибазальтами и трахидацитами,

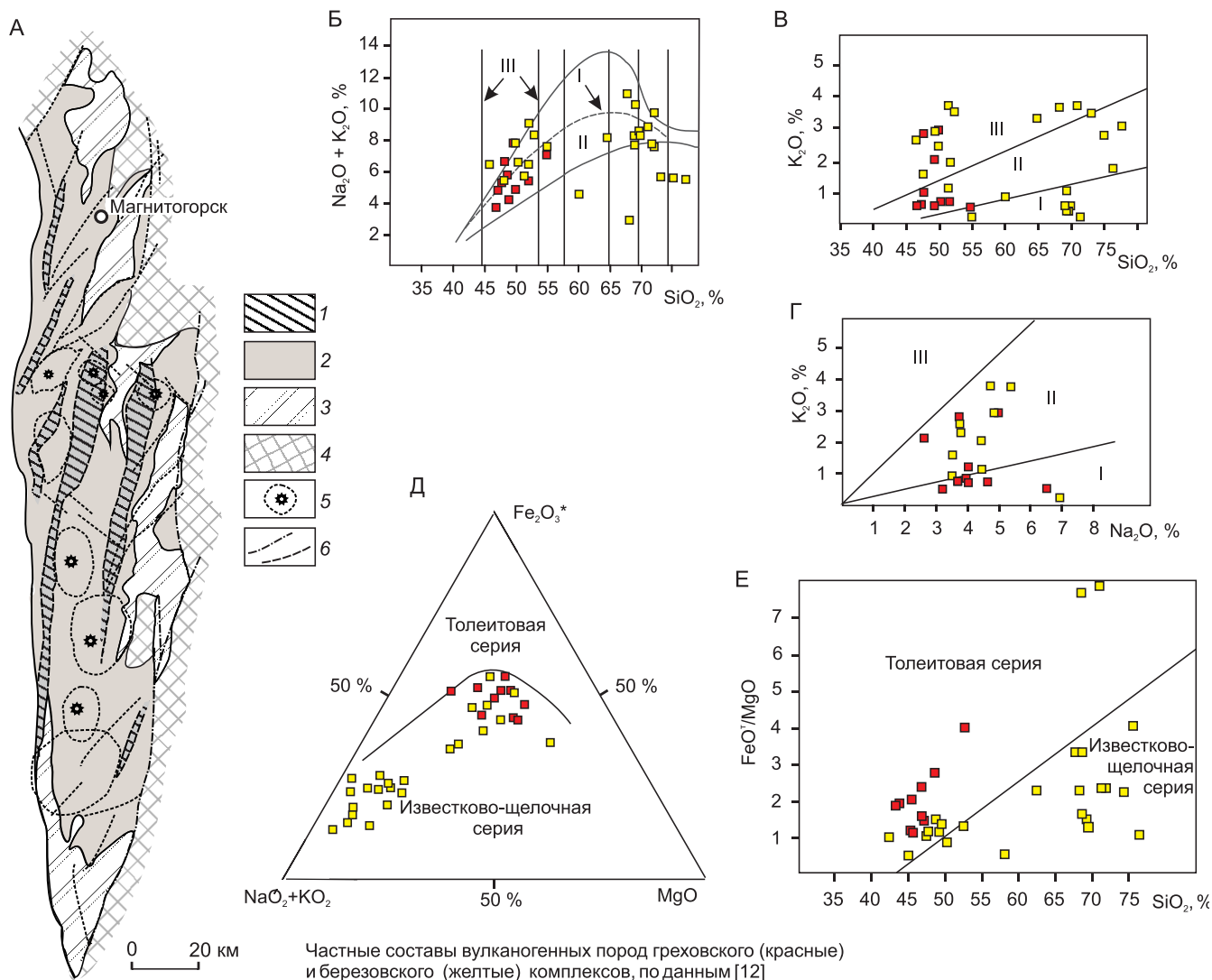
занимающими более обширные площади (см. рис. 4). По петрохимическим характеристикам они отвечают главным образом калиево-натриевым умеренно-калиевой известковисто-щелочной серии и характеризуются содержаниями  $\text{TiO}_2$  на уровне 0,3–1,56%.

Тип дифференциации рассматриваемых вулканических пород, по AFM-диаграмме, близко соответствует боуэновскому (известково-щелочному) типу, а по диаграмме  $\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{MgO}$  отвечает большей частью феннерскому (толеитовому) типу (см. рис. 4). Такая двойственность типа дифференциации рассматриваемой петрохимической разновидности вулканических пород, по данным Ю. В. Миронова и др. (1999), свойственна обстановкам «внеостроводужных» рифтогенных структур на конвергентных границах макроплит [9].

Как будет показано ниже, по геологическим и петрохимическим характеристикам вулканогенные отложения комплекса  $D_3-C_1$  Миндякской грабен-синклинали, с нашей точки зрения, наиболее близки вулканогенным породам, сформированным в рифтогенных обстановках зон глубинных разломов Южного Урала и Центральных Кызылдум (см. рис. 1).

**Магнитогорско-Богдановский рифтогенный грабен, Южный Урал.** Характеристика каменноугольных вулканогенных отложений Магнитогорско-Богдановского грабена приводится на основе наиболее современных и полных данных, опубликованных в серии работ Д. Н. Салихова [12, 13 и др.]. По данным этого автора, геотектоническая позиция Магнитогорско-Богдановского рифтогенного грабена определяется его приуроченностью к центральной части Магнитогорской мегазоны, в зоне Западно-Кизильского глубинного палеоразлома на сочленении Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской СФЗ (см. рис. 1). При этом предполагается, что заложение грабена и начало вулканизма происходили в транспрессивном сдвиго-раздвиговом режиме над главной зоной столкновения островной дуги и ВЕП. Вулканизм непрерывно проявлялся с начала верхнего турне до конца верхнего визе в условиях сдвигово-рифтогенного геодинамического режима.

Основная часть вулканических образований в пределах Магнитогорско-Богдановского палеограбена локализована в его осевой части (Магнитогорской подзоне), где максимально проявлены продукты базальтоидного вулканизма трещинного типа, развитые в пределах раздвиговых зон, а также базальт-риолитового вулканизма центрального типа на их плечах (см. рис. 5). Восточнее (в Кипчак-Аркаимской подзоне) характерны продукты ареального вулканизма с широко проявленными продуктами кислого вулканизма, в основании разрезов которых присутствуют базальты как трещинного, так и центрального



**Рис. 5. Фрагмент палеовулканологической карты и диаграммы с основными петрохимическими характеристиками каменноугольных вулканогенных отложений Магнитогорско-Богдановского грабена:**

А – фрагмент палеовулканологической карты Магнитогорско-Богдановского грабена, по [12], с упрощением; Б – диаграмма  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , по [1]; В – диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ , по [1]; Г – диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ , по Le Maitre, 1989; Д – диаграмма AFM, по Irvine and Baragar, 1971; Е – диаграмма  $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ , по Miyashiro, 1974: 1 – вулканы раздвиговых зон, представленные ассоциацией толеитов и субщелочных базальтов трещинного излияния, выделенные в греховской комплекс ( $\text{C}_1$ ); 2 – продукты ареального вулканизма, связанные с щитовидными вулканами и самостоятельными вулканическими аппаратами (стратовулканами, мелкими постройками, некками), представленные преимущественно субщелочными базальтами, андезитобазальтами, трахириодацитами и трахириолитами, выделенными в берёзовский комплекс ( $\text{C}_2$ ); 3 – вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения ( $\text{C}_3$ ); 4 – островодужные комплексы пород основания ( $\text{D}_{2-3}$ ); 5 – палеовулканические постройки; 6 – разрывные нарушения

типа излияния, сопровождаемые пирокластическими фациями, а также известково-терригенные отложения.

Вулканы раздвиговых зон представлены выделенной в греховской комплекс ассоциацией толеитов и субщелочных базальтов трещинного излияния. В таких зонах отмечается переслаивание потоков лав базальтов мощностью от 1 до 15 м, наиболее часто –

в 2–4 м. Они отвечают плагиоклазовым и пироксен-плагиоклазовым порфиритам с мелкими выделениями порфировых обособлений и афиритам. Часто присутствуют оливинсодержащие порфириты с порфировой структурой и массивной текстурой. Отмечаются лавовые потоки микродолеритов. 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. Кровельная часть кластолав имеет грубообломочный облик. Периодически (через 4–7 потоков) лавовые тела сменяются горизонтами (мощностью до 16 м) гиалокластитов.

Продукты ареального вулканизма, выделенные в берёзовский комплекс, представлены преимущественно субщелочными базальтами и андезито-базальтами, отдельными лавовыми потоками андезитов, связанными с мелкими вулканическими аппаратами центрального типа. Здесь же на базальтах формируются продукты вулканизма кислого состава, представленные в основном трахириодацитами и трахириолитами с афировой и порфировой структурами, а также литокластическими и кристаллокластическими туфами.

По петрохимическим данным [13], в составе вулканических пород греховского комплекса выделяются толеиты и субщелочные (умереннощелочные) базальты, также трахиандезитобазальты (см. рис. 5). По петрохимическим параметрам это мезократовые до меланократовых породы ( $f^* = 16,6–24,1$ ) высокотитанистые ( $Ti_2O = 1,5–3,06\%$ ), преимущественно умеренно-, а также низкоглинозёмистые ( $al' = 0,67–0,96$ ). По щелочной специализации, как видно из рис. 5, рассматриваемые породы отвечают преимущественно калиево-натриевым, а также натриевым, умеренно- и высококаалиевой известково-щелочной серии.

В составе берёзовского комплекса выделяются трахибазальты и трахиандезитобазальты, продукты кислого вулканизма представлены в основном трахириодацитами и риодацитами, отчасти щелочными риодацитами (пантеллеритами), а также трахидацитами и дацитами. Породы основного–среднего состава также высокотитанистые ( $Ti_2O = 1,10–2,55\%$ ), но менее фемичные ( $f^* = 11,78–20,2$ ). В целом продукты вулканизма этого комплекса высокоглинозёмистые ( $al' = 1,03–1,9$ ). По щелочной специализации они калиево-натриевые (присутствуют разновидности пород с повышенной калиево-натриевостью) умеренно- и высококаалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 5).

Общими для рассматриваемых комплексов являются составляющие их основу высокотитанистые трахибазальты и трахиандезитобазальты, по петрохимическим признакам отвечающие, как правило, калиево-натриевым умеренно- и высококаалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 5).

Для вулканогенных отложений греховского и берёзовского комплекса Магнитогорско-Богдановского грабена, также как и для аналогичных пород Миндякской грабен-синклинали, проявлена двойствен-

ность типа дифференциации, на диаграмме АФМ они отвечают известково-щелочному типу, на диаграмме  $SiO_2-Fe_2O_3 + FeO/MgO$  также и толеитовому (см. рис. 5).

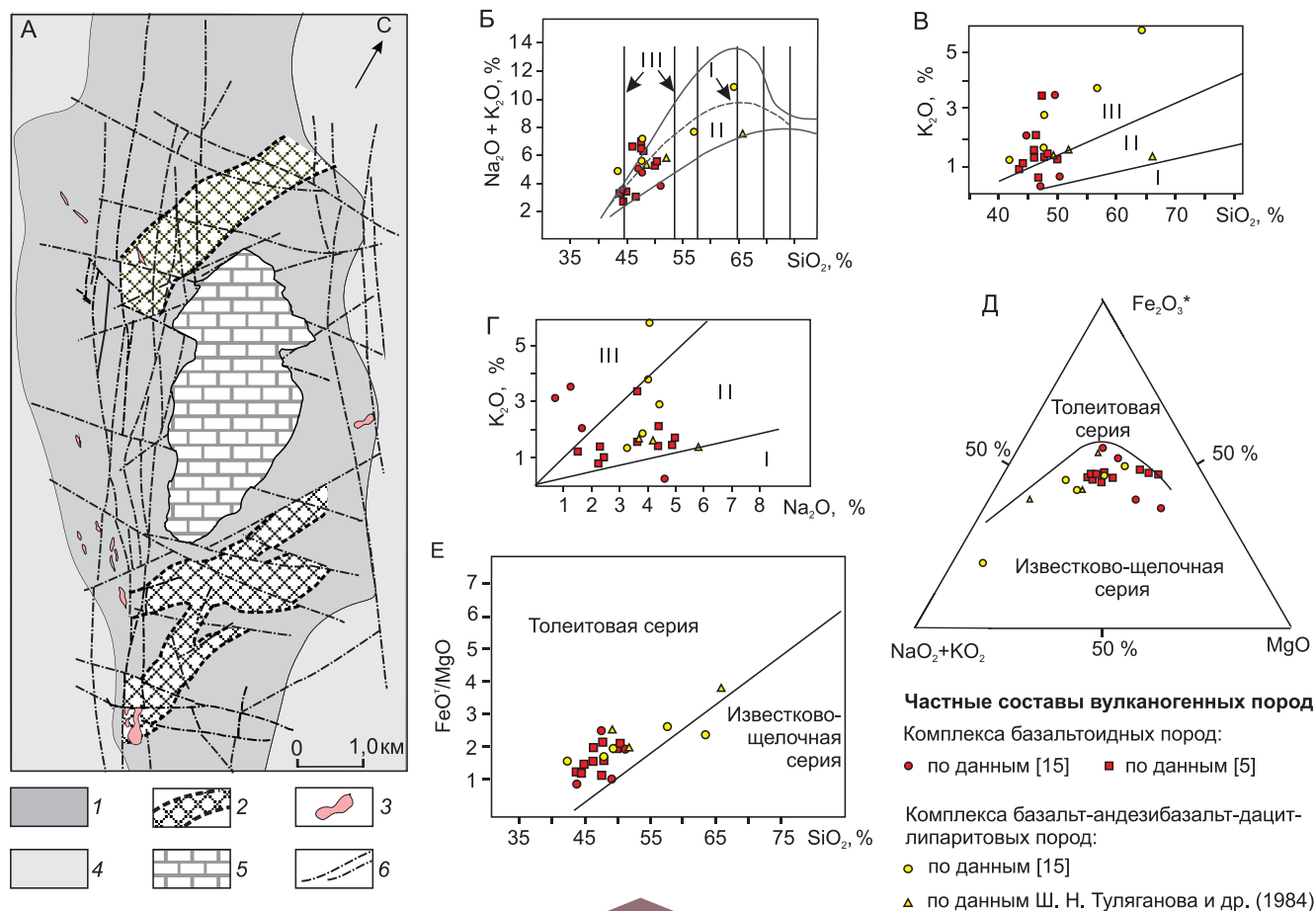
**Бозтау-Кокпатасская грабен-синклинали палеоструктура, Центральные Кызылкумы.** Бозтау-Кокпатасская грабен-синклинали палеоструктура расположена в Южно-Букантауской СФЗ, в северной части Центрально-Кызылкумского эв-миогеосинклинали мегаблока. Эта СФЗ рассматривается многими исследователями (К. К. Пятков и др., 1967; В. Г. Гарьковец, 1969, 1979; А. М. Дымкин, В. М. Нечехин, В. Н. Пучков и др., 1981; А. К. Бухарин и др., 1985 и др.) как продолжение Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала в области перехода субмеридиональных уралид в субширотные тяньшаниды (см. рис. 1). В качестве конседиментационной грабен-синклинали палеоструктура выделена в 1969 г. В. И. Зоновым и др. в ходе геологических работ масштаба 1:50 000 и характеризуется рядом исследователей [15 и др.] как область унаследованного развития раннепалеозойского океанического и более позднего каменноугольного континентального рифтогенеза в зоне Кокпатасского долгоживущего глубинного разлома.

Вулканогенные образования в пределах рассматриваемой палеоструктуры приурочены к вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистому комплексу пород  $C_2b-m$ , включающему отложения карашахской, кокпатасской и коксайской свит, сформированных в период раннеорогенной тектоно-магматической активизации региона [2, 3]. Основанием служат комплексы раннегеосинклинали вулканогенно-терригенно-кремнистых и базит-ультрабазитовых пород офиолитовой ассоциации ( $PR-PZ_1$ ), миогеосинклинали терригенных отложений ( $PZ_1$ ), а также карбонатных отложений позднегеосинклинали стабилизации ( $D-C_1$ ). Рассматриваемая грабен-синклинали была преобразована в горст-антиклинали варисскими складчато-разрывными дислокациями.

В пределах Бозтау-Кокпатасской палеоструктуры собственно вулканогенные породы (лавовые, лаво-кластические), развитые в составе отложений карашахской свиты, занимают не более 10% её объёма, постепенно сменяясь по латерали и в разрезе вулканогенно-осадочными и затем терригенными и терригенно-карбонатно-кремнистыми отложениями коксайской и кокпатасской свит [3 и др.].

По составу и времени формирования среди вулканических пород выделяются два комплекса: более ранний базальтоидный и более поздний базальт-андезитобазальт-дацит-риолитовый [15].

*Комплекс базальтоидных пород*, наиболее полно изученный в пределах Кокпатасского рудного поля,



**Рис. 6.** Позиция каменноугольных вулканогенных отложений в пределах кокпатасского фрагмента Бозтау-Кокпатасской грабен-синклинальной палеоструктуры и диаграммы с их основными петрохимическими характеристиками. По материалам поисковых и разведочных работ Кокпатасской ГРЭ, тематических исследований ЦНИГРИ 1982–1990 гг., а также [3, 5, 15 и др.]:

А – Кокпатасский фрагмент карты Бозтау-Кокпатасской грабен-синклинальной палеоструктуры с позицией каменноугольных вулканогенных отложений; Б – диаграмма  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , по [1]; В – диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ , по [1]; Г – диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ , по Le Maitre, 1989; Д – диаграмма AFM, по Irvine and Baragar, 1971; Е – диаграмма  $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ , по Miyashiro, 1974; 1–4 – область развития вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистого комплекса пород ( $\text{C}_2\text{b}-\text{m}$ ), выполняющего Бозтау-Кокпатасскую грабен-синклинальную палеоструктуру: 1 – вулканогенно-терригенные отложения карашахской свиты, включающие продукты умереннощелочного базальтоидного и последующего базальт-андезиобазальт-дацит-риолитового рифтогенного вулканизма, 2 – кулисообразная система локальных грабенов, контролирующая размещение продуктов базальтоидного вулканизма трещинного типа, 3 – субвулканические тела риодацитов базальт-андезиобазальт-дацит-риолитового вулканизма, 4 – область развития терригенных отложений коксайской свиты, фациально замещающих вулканогенно-терригенные породы карашахской свиты и перекрывающих их терригенно-кремнисто-карбонатных отложений кокпатасской свиты; 5 – карбонатные отложения ( $\text{D}-\text{C}_1$ ) основания разреза комплекса  $\text{C}_2\text{b}-\text{m}$ ; 6 – разрывные нарушения зоны Кокпатасского глубинного разлома; поясняющие надписи см. на рис. 5

вмещающего известные золото-сульфидные месторождения (Южный I, Ближний и др.), приурочен к системе кулисообразно расположенных грабенов, основные из которых показаны на рисунке 6. В пределах этих структур в составе комплекса выделяются лавы, лавобрекчии, агломератовые лавы основного состава, а также их субвулканические тела и продукты подводной дезинтеграции (гиалокластиты, лавокластиты, вулканогенно-осадочные породы) [4, 5].

В пределах одной из таких грабеновых палеоструктур, по данным поискового и разведочного бурения на хорошо изученном участке месторождения Ближнее, эффузивные базальтоидные породы образуют линейно вытянутые гряды шириной в первые сотни метров, протяжённостью до первых километров, характерные для излияний трещинного типа. В центральной части вулканических сооружений общая мощность лавовых и лавокластических пород

достигает 100 м, в краевых частях – до первых метров. По латерали лавовые потоки закономерно сменяются разнообломочными лавокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями и далее по мере удаления от вулканических построек полимиктовыми терригенными.

На участках максимальной мощности рассматриваемых вулканических палеосооружений со стороны их подошвы нередко наблюдаются тела массивных и флюидальных хорошо раскристаллизованных пород, близких к долеритовидным базальтам и габбро-диабазам, иногда с обломками (ксенолитами) вмещающих их лавовых и вулканокластических пород. Предполагается, что они фиксируют магмовыводящие каналы [5].

Мощность наблюдаемых фрагментов лавовых потоков от первых метров до 5–7 м. В центральной части мощных лавовых тел базальты, как правило, хорошо раскристаллизованные, порфиновые, в прикровельной части обычны гиалокластиты и шарово-гиалокластитовые агрегаты в различной степени раскристаллизованных порфириновых и миндалекаменных базальтов. Серии лавовых тел, многоярусно расположенные в разрезе, сочетаются с прослоями слабоперемытых гиалокластитов, грубо- и тонко-мелкообломочных лавокластических и вулканогенно-осадочных пород (прослой мощностью от первых метров до первых десятков метров).

В грубо-мелкообломочных лавокластических и вулканогенно-осадочных отложениях в обломках угловатых и угловато-окатанных форм, характерны базальтоиды различного облика, кристаллокласты пироксена и плагиоклаза.

Алевролиты и аргиллиты, составляющие значительную часть вулканогенно-осадочных пород, формируют отдельные прослои мощностью до 10–15 м. Для них обычна послейная карбонатизация (железистый карбонат), реже окремнение, желвачковая хлоритизация.

По петрографическим описаниям П. Г. Кучеревского [4], базальты лавовых тел характеризуются микро- и макропорфировым структурным типом, с парагенезисом вкрапленников (составляющих до 15 % объема пород) – авгит, кислый плагиоклаз (пироксен преобладает над плагиоклазом). В основной массе, как правило, повышена доля плагиоклаза (до 50–60 %), характерны высокие содержания (до 7–10 %) рудных минералов (титаномагнетит, ильменит). Габбро-диабазы субвулканических образований имеют субофитовую и офитовую структуру. Общий парагенезис минералов: плагиоклаз, пироксен (авгит), оливин, титаномагнетит. По плагиоклазу развиваются альбит, хлорит, пумпеллиит, кальцит, серицит. Пироксен частично замещён хлоритом

и лейкоксеном. Оливин полностью разложен (псевдоморфозы хлорито-серпентина).

По имеющимся петрохимическим данным [4, 5, 15], породы представлены базальтами нормального ряда, трахибазальтами с количественно подчинёнными трахиандезибазальтами, базанитами и тефритами (см. рис. 6). Они относятся преимущественно к семейству умереннощелочных с количественно подчинёнными нормальнощелочных базальтов калиево-натриевого ряда умеренно-высококалиевой известково-щелочной серии, характеризуются преимущественно умеренной и пониженной железистостью ( $f^{\circ} = 16,3-23,3$ ), в основном умеренной глинозёмистостью ( $al' = 0,57-1,11$ ), повышенными содержаниями  $TiO_2$  (до 2–3,5 %).

Отложения рассматриваемого комплекса Л. В. Шпотовой и В. В. Ушаковым [15] отнесены к рифтогенному толеитовому формационному типу, П. Г. Кучеревским [4] – к щелочно-базальтовой формации.

*Второй комплекс базальт-андезибазальт-дацит-липаритовых* пород фрагментами проявлен в г. Бозтау и г. Кокпатас, рассматривается рядом исследователей в качестве продуктов вулканизма главным образом центрального типа (Ш. Н. Туляганов и др., 1984) и [15].

По материалам Л. В. Шпотовой и др. [15 и др.], породы этой группы представлены лавами трахибазальтов, андезибазальтов, нормально порфириновыми риолитами, дацит-риолитами, их туфами и туффидами, субвулканическими телами.

Среди лавовых пород доминируют трахибазальты скуднопорфировой, реже афировой структуры. Парагенезис вкрапленников: плагиоклаз-пироксен, пироксен. Пироксен (пижонит-авгит) распространён во всех разновидностях базальтоидов. Плагиоклаз (андезин) наблюдается главным образом в лейстах основной массы, изредко – во вкрапленниках. В основной массе, как правило, преобразованной, в интерстиции между лейстами плагиоклаза содержатся зёрна анальцима. Структура реликтовая интерсервальная, переходящая в грубую пилотакситовую. Во вторичных минеральных ассоциациях находятся альбит, хлорит, кальцит.

В составе кислых пород присутствуют лавы дацитов и липарито-дацитов и их субвулканические тела. Породы нормальнопорфириновые. Вкрапленники образованы альбитизированным плагиоклазом и темноцветным минералом, замещённым хлоритом и лейкоксеном. Основная масса трахитоидная, сферолитовая.

Общая петрохимическая особенность вулкаников – повышенная щёлочность (см. рис. 6). Среди мафических пород присутствуют как кварц-нормативные, так и нефелин-нормативные составы [15].

Титанистость пород высокая ( $TiO_2 = 1,96-3,45\%$ ), глинозёмистость в основном умеренная, до высокой ( $al' = 0,72-1,29$ ). По коэффициенту фемичности породы основного–среднего состава – от лейкократовых до меланократовых ( $f' = 15,6-23,2$ ). Кислая группа пород характеризуется также умеренной глинозёмистостью и железистостью.

Отложения позднего комплекса отнесены В.В. Шпотовой [15] к рифтогенному трахибазальт-трахиандезиобазальтовому формационному типу. В целом вулканогенные комплексы пород карашахской свиты Ш.Н. Тулягановым (1984) отнесены по структурно-вещественным признакам к трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации.

Итоги проведённого сопоставительного анализа позволяют сделать следующие выводы.

Для позднепалеозойских вулканогенных отложений Миндякской и Магнитогорско-Богдановской (Южный Урал), а также Бозтау-Кокпатасской (Центральные Кызылкумы) палеоструктур, несмотря на территориальную удалённость друг от друга, отмечается много общего в их геологической позиции, фациальном облике, минеральном и петрохимическом составе.

В геологическом отношении каменноугольные вулканические образования рассматриваемых регионов входят в состав вулканогенно-терригенных комплексов пород, сформированных в условиях варисского раннеорогенного (раннеколлизийного) рифтогенеза. В структурном отношении эти комплексы пород локализованы в рифтогенных грабен-синклиналях, приуроченных к зонам долгоживущих глубинных разломов.

Для всех трёх рассматриваемых регионов проявляется закономерная эволюция во времени продуктов вулканизма, от эффузивов существенно умереннощелочного базальтоидного состава (толеитов, трахибазальтов и трахиандезитов) ранних комплексов, локализованных в локальных грабенах (раздвиговых зонах) и характеризующихся трещинным типом излияний, до ареальных контрастных по составу трахибазальт-трахиандезиобазальт-(трахидацит) трахириолитовых поздних комплексов.

Общими для продуктов вулканизма являются их повышенная щёлочность и, как правило, титанистость, с тенденцией уменьшения фемичности и увеличения глинозёмистости пород от ранних комплексов к поздним. По щелочной специализации это в основном умереннощелочные породы калиево-натриевого ряда умеренно- и высококалиевой известково-щелочной серии с отдельными вариациями состава.

Некоторое различие в петрохимическом составе рассматриваемых вулканогенных пород Южного Урала и Центральных Кызылкум (по соотношению  $K_2O/Na_2O$ , содержанию  $TiO_2$ ) может быть связано

с их формированием в разных геотектонических палеообстановках Урало-Тянь-Шаньского региона [7].

Особенностью рассматриваемых вулканитов является двойственность их дифференциации. Определяемый по АФМ-диаграмме их тип дифференциации близко соответствует боуэновскому (известково-щелочному) типу, а по диаграмме  $SiO_2-Fe_2O_3 + FeO/MgO$  – большей частью феннерскому (толеитовому) типу (см. рисунки 4, 5 и 6), что, как отмечалось нами выше, характерно для рифтогенных обстановок [9].

**Выводы.** Вулканогенные отложения позднепалеозойского комплекса пород Миндякской грабен-синклинали обладают близкими чертами с типовыми для Урало-Тяньшаньского региона варисскими рифтогенными комплексами вулканитов зон глубинных разломов (Магнитогорско-Богдановской грабен-синклинали на территории Южного Урала и Бозтау-Кокпатасской грабен-синклинали в Центральных Кызылкумах):

- приуроченность к раннеорогенным (раннеколлизийным) рифтогенным палеоструктурам варисцид в зонах долгоживущих глубинных разломов;
- закономерная эволюция во времени продуктов вулканизма: от эффузивов существенно базальтоидного состава, локализованных в локальных грабенах и характеризующихся трещинным типом излияний, до ареальных контрастных по составу базальт-андезиобазальт-(дацит) риолитовых эффузивных образований;
- общий петрохимический тренд вулканогенных образований с характерной эволюцией во времени петрохимического состава пород: от нормальнощелочных толеитов и умереннощелочных базальтов до умереннощелочных и щелочных базальтов, андезибазальтов и дацит-риолитов умеренно- и высококалиевой известково-щелочной серии;
- двойственный тип дифференциации магматических пород (известково-щелочной тип по АФМ диаграмме и толеитовый по диаграмме  $SiO_2-Fe_2O_3 + FeO/MgO$ ).

Таким образом, каменноугольные вулканогенные породы Миндякской грабен синклинали по условиям локализации, вещественному составу и петрохимическим признакам могут быть соотнесены с типовыми для Урало-Тянь-Шаньского региона вулканогенными отложениями варисских рифтогенных структур зон глубинных разломов (Магнитогорско-Богдановской на Южном Урале и Бозтау-Кокпатасской в Юго-Западном Тянь-Шане) и вместе с ними могут служить в качестве индикаторных для рифтогенных обстановок позднепалеозойской раннеорогенной (раннеколлизийной) тектоно-магматической активизации этого региона.

Полученные данные могут быть использованы для уточнения геологического строения и металлогении Южного Урала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е. Д., Баскина В. А., Богатиков О. А. [и др.] Магматические горные породы. В 6 томах. Т. 1. Ч. 1. Классификация, номенклатура, петрография. – М.: Наука, 1983. – 368 с.
2. Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1985. – 152 с.
3. Зонов В. И. Новые представления о стратиграфии домезозойских образований центральной части гор Букантау (Центральные Кызылкумы) // Экспресс-информация ВИЭМС. Серия VII (общая и региональная геология, геологическое картирование). – 1974. – Вып. 8. – С. 16–17.
4. Кучеревский П. Г. Вулканогенная щелочно-базальтовая формация и золото-сульфидное оруденение Кокпатасского типа (Центральные Кызылкумы) // Руды и металлы. – 1996. – № 3. – С. 63–67.
5. Кучеревский П. Г., Минькин К. М. Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах // Советская геология. – 1987. – № 8. – С. 36–42.
6. Миндякское месторождение // Геология золоторудных месторождений СССР. В 2 томах. Т. 1. – М.: ЦНИГРИ, 1984. – С. 145–160.
7. Минькин К. М. Геологическая позиция и условия локализации месторождений золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля, Республика Башкортостан // Руды и металлы. – 2017. – № 3. – С. 14–26.
8. Минькин К. М. Золотоносность вулканогенных комплексов каменноугольного времени в различных геотектонических обстановках варисцид Южноуральско-Центрально-Кызылкумского региона // Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» (17–19 апреля 2019 г.). – М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2019. – С. 117–118.
9. Миронов Ю. В., Ельянова Е. А., Зорина Ю. Г., Мирлин Е. Г. Вулканизм и океанское колчеданообразование. – М.: Научный мир, 1999. – 175 с.
10. Новожилов Ю. И. Избирательный характер гидротермального метаморфизма обломков в пирокластических породах Миндякского рудного поля // Труды ЦНИГРИ. – 1967. – Вып. 68. Геология и методы изучения некоторых золоторудных провинций и месторождений золота. – М., 1967. – С. 82–96.
11. Сазонов В. Н. Околорудная метасоматическая зональность как поисковый критерий и фактор прогнозирования (на примере березит-лиственитовой формации) // Вопросы петрологии Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1980. – С. 159–175.

12. Салихов Д. Н. Развитие Южного Урала в коллизионную эпоху позднего палеозоя. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. – 42 с.
13. Салихов Д. Н., Мосейчук В., Холоднов В. В., Рахимов И. Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. – 2014. – № 5. – С. 33–56.
14. Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.
15. Шпотова Л. В., Ушаков В. В. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1981. – 150 с.

## REFERENCES

1. Ye. D. Andreyeva, V. A. Baskina, O. A. Bogatikov [et al.] Magmatichekiye gornyye porody. V 6 tomakh. Tom 1, Chast' 1. Klassifikatsiya, nomenklatura, petrografiya [Igneous rocks. In 6 volumes. Volume 1, Part 1. Classification, nomenclature, petrography], Moscow, Nauka publ., 1983, 368 p. (In Russ.)
2. Bukharin A. K., Maslennikova I. A., Pyatkov A. K. Domezozoyskiye strukturno-formatsionnyye zony Zapadnogo Tyan'-Shanya [Pre-Mesozoic structural-formational zones of the Western Tien Shan]. Tashkent, Fan publ., 1985, 152 p. (In Russ.)
3. Zonov V. I. Novyye predstavleniya o stratigrafii domezozoyskikh obrazovaniy tsentral'noy chasti gor Bukantau (Tsentral'nyye Kyzylkumy) [New ideas about the stratigraphy of pre-Mesozoic formations in the central part of the Bukantau mountains (Central Kyzylkum)]. Ekspresinformatsiya VIEMS. Seriya VII (obshchaya i regional'naya geologiya, geologicheskoye kartirovaniye). 1974, Is. 8, P. 16–17. (In Russ.)
4. Kucherevskiy P. G. Vulkanogennaya shchelochno-bazal'tovaya formatsiya i zoloto-sul'fidnoye orudneniye Kokpatasskogo tipa (TS. Kyzylkumy) [Volcanogenic alkaline-basalt formation and gold-sulfide mineralization of the Kokpatas type (Central Kyzylkum)]. Rudy i metall [Ores and metals], 1996, No. 3, P. 63–67. (In Russ.)
5. Kucherevskiy P. G., Min'kin K. M. Geologicheskiye osobennosti zoloto-sul'fidnykh mestorozhdeniy v slantsevykh kompleksakh [Geological features of gold-sulfide deposits in shale complexes]. Sovetskaya geologiya [Soviet Geology], 1987, No. 8, P. 36–42. (In Russ.)
6. Mindyaskoye mestorozhdeniye [Mindyak deposit]. Geologiya zolotorudnykh mestorozhdeniy SSSR, Moscow, TSNIIGRI publ., 1984, In 2 V., V. 1, P. 145–160. (In Russ.)
7. Min'kin K. M. Geologicheskaya pozitsiya i usloviya lokalizatsii mestorozhdeniy zoloto-sul'fidnykh rud Mindyaskogo rudnogo polya, Respublika Bashkortostan [Geological position and localization conditions of deposits of gold-sulfide ores of the Mindyak ore field, Republic of Bashkortostan]. Rudy i metall [Ores and metals], 2017, No. 3, P. 14–26. (In Russ.)

8. *Min'kin K. M.* Zolotonosnost' vulkanogennykh kompleksov kamennougol'nogo vremeni v razlichnykh geotektonicheskikh obstanovkakh varistsid Yuzhnoural'sko-Tsentral'no-kyzylkumskogo regiona [Gold content of volcanogenic complexes of the Carboniferous time in various geotectonic settings of variscides of the South Ural-Central Kyzylkum region]. Sbornik tezisov dokladov IX Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii "Nauchno-metodicheskiye osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdeniy almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov" (17–19 aprelya 2019 g., Moskva, FGBU "TSNIGRI"). Moscow, TSNIGRI publ., 2019, P. 117–118. (In Russ.)
9. *Mironov Yu. V., Yel'yanova Ye. A., Zorina Yu. G., Mirilin Ye. G.* Vulkanizm i okeanskoye kolchedanoobrazovaniye [Volcanism and oceanic pyrite formation], Moscow, Nauchnyy mir publ., 1999, 175 p. (In Russ.)
10. *Novozhilov Yu. I.* Izbiratel'nyy kharakter gidrotermal'nogo metamorfizma oblomkov v piroklasticheskikh porodakh Mindyakskogo rudnogo polya [Selective nature of hydrothermal metamorphism of fragments in pyroclastic rocks of the Mindyak ore field]. Trudy TSNIGRI, 1967, Is. 68. Geologiya i metody izucheniya nekotorykh zolotrudnykh provintsiy i mestorozhdeniy zolota. Moscow, Nedra publ., 1967, P. 82–96. (In Russ.)
11. *Sazonov V. N.* Okolorudnaya metasomaticheskaya zonal'nost' kak poiskovyy kriteriy i faktor prognozirovaniya (na primere berezit-listvenitovoy formatsii) [Ore-ore metasomatic zoning as a search criterion and forecasting factor (on the example of a beresite-listvenite formation)]. Voprosy petrologii Urals, Sverdlovsk, UrO AN SSSR publ., 1980, P. 159–175. (In Russ.)
12. *Salikhov D. N.* Razvitiye Yuzhnogo Urals v kollizionnuyu epokhu pozdnego paleozoya [Development of the Southern Urals in the Collision Epoch of the Late Paleozoic]. Ufa, IG UNTS RAN publ., 1996, 42 p. (In Russ.)
13. *Salikhov D. N., Moseychuk V., Kholodov V. V., Rakhimov I.* Kamennougol'nyy vulkano-intruzivnyy magmatizm Magnitogorsko-Bogdanovskogo grabena v svete novykh geologo-geokhimicheskikh dannykh [Carboniferous volcano-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovsk graben in the light of new geological and geochemical data]. Litosfera [Lithosphere], 2014, No. 5, P. 33–56. (In Russ.)
14. *Seravkin I. B., Znamenskiy S. Ye., Kosarev A. M.* Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya [Fracture tectonics and ore content of the Bashkir Trans-Urals]. Ufa, Poligrafkombinat publ., 2001, 318 p. (In Russ.)
15. *Shpotova L. V., Ushakov V. V.* Paleozoyskiy shchelochno-bazal'tovyy vulkanizm zapada Yuzhnogo Tyan'-Shanya [Paleozoic alkaline-basalt volcanism of the west of the Southern Tien Shan]. Tashkent, Fan publ., 1981, 150 p. (In Russ.)

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.