

УДК: 551.734:551.21:(470.52)

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ИРЕНДЫКСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА*

© 2015 г. В. А. Маслов, Д. Н. Салихов

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

Поступила в редакцию 11.09.2015 г.

Принята к печати 30.09.2015 г.

Ирендыкская свита имеет широкое распространение в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала. Она выдержанно и непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от границ Оренбургской области до широты г. Миасс. По морфологии и составу слагающих свиту вулканитов предшествующие исследователи сопоставляют ее с современными островными дугами. Петрогеохимические данные свидетельствуют о присутствии в ирендыкской свите в двух типов базальтов – островодужного и мантийного внутриплитного.

Ключевые слова: *девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита, островные дуги, петрогеохимия, внутриплитный магматизм.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формирование Уральского орогена дискуссионно. Первым исследователем, высказавшим свои представления об образовании Урала, был У. Хамилтон (Hamilton, 1970), который считал, что Урал возник в результате сближения Русской и Сибирской платформ по двум зонам Бенъофа. Океаническая кора погружалась на запад и на восток под эти платформы.

Позднее вопросу образования Урала было посвящено много публикаций. Эту проблему с позиций “тектоники плит” рассматривали С.Н. Иванов, Л.П. Зоненшайн, В.Н. Пучков, М.А. Камалетдинов, Г.А. Мизенс, А.В. Рязанцев и многие другие. Все названные авторы использовали фактические материалы предшествующих исследований, но сделанные на их основании выводы резко различаются, и в первую очередь относительно положения и направления зоны Бенъофа–Заварицкого. У одних она падает на запад, у других – на восток. Количество зон также варьирует от одной до пяти. Эти различия обусловлены отсутствием однозначных фактических данных, которые бы свидетельствовали о действительном нахождении зоны субдукции. Главной фактологической основой большинство авторов считают петро-геохимические результаты изучения вулканитов.

Генезис отложений начального вулканизма в девоне (D₁e–D₂ef) всесторонне рассмотрен в обстоятельной монографии И.Б. Серавкина с коллегами (1992). Авторами монографии выделяются следующие стадии формирования вулканических поясов: континентального рифтогенеза, субокеаническая стадия, предостровного рифтогенеза, островодужная и коллизионная. По мнению И.Б. Серавкина с соавторами, Урал формировался аналогично Красноморскому рифту, но со своей спецификой. Уральский рифт начал формироваться как континентальный и впоследствии перерос в океанический. В предлагаемой модели авторы допускают, что Уральский палеоокеан отличался от современного щелевого Красноморского значительно большей шириной, достигавшей 1000 км, и в нем возникали островные дуги. Эту трансформацию авторы связывают с внедрением мантийного диапира и формированием палеовулканических поясов с восточным падением зоны субдукции. В монографии также отмечается, что имеются заметные отличия субокеанической коры окраинных поясов от главного (Магнитогорского) пояса.

Модель зарождения Уральского палеоокеана как результат движений Русской и Сибирской платформ воспринимается положительно. Возникновение континентального рифта авторы связывают с мантийным диапиром, объясняя многие вопросы вулканизма с позиций “тектоники плит”. Много предположений высказывается в отношении островодужной стадии формирования Урала, которую связывают с субдукцией, направленной на восток. Положение зоны субдукции не определено.

*Это последняя работа известного уральского геолога В.А. Маслова, много лет отдавшего изучению стратиграфии девона основных меднорудных районов Южного Урала.

Также остается не ясным, какие толщи пород слагают погружающийся слэб.

Высказано предположение о том, что континентальный рифт “перерождается” в океанический с соответствующей корой. Однако в монографии мало доказательств того, что кора сформировалась в границах рифта. Она, по мнению авторов, однозначно соответствует океанической, хотя довольно часто употребляется термин “субокеаническая”, что явно свидетельствует о недостаточной обоснованности исходного постулата.

Основной “слабостью” модели является недоказанность наличия зоны субдукции. Остальные предположения о генезисе Уральского орогена вполне укладываются в альтернативные представления связанные с “глубинной” геодинамикой, развиваемой рядом исследователей (Пушаровский, 2005; Фролов, Фролова, 2010; и др.).

В настоящей статье внимание акцентируется на проблеме “островодужного” вулканизма, в частности проявившегося в ирендыкское время, в начале эйфеля. Продолжительность его проявления близка 2–2.5 млн лет в глубоководных условиях – ниже критической глубины карбонатакопления.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ ИРЕНДЫКСКОЙ СВИТЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В современном рельефе ирендыкская свита слагает крупные горные сооружения Западно-Магнитогорской зоны, представленные хребтами Ирендык, Северный Ирендык, Крыктытау, Куркак, Курятмас, Узункыр и др. Геологический возраст свиты установлен строго по фауне конодонтов как ранний эйфель (Маслов, Артюшкова, 2010; Артюшкова, 2014).

В классических разрезах (рис. 1) свита подстилается яшмами и кремнистыми туффитами сагитовской толщи, которая залегает в верхней части баймак-бурибаевской свиты и содержит в прослоях яшм конодонты зоны *ratulus* позднего эмса. Перекрывают ирендыкскую свиту яшмы ярлыкаповской свиты, латерально сменяющиеся вулканитами карамалыташской свиты. В обеих свитах определены конодонты зон *australis* и *kockelianus* верхнего эйфеля.

В южной части Западно-Магнитогорской зоны В.Т. Тищенко выделил Гайский вулканический комплекс (Стратиграфия и корреляция..., 1993), который слагает на юге антиклинальные структуры: Ташкутскую, Новониколаевскую, и Новочеркасскую и прослеживается на север до Сагитовской структуры. Возраст Гайского вулканического комплекса долгое время являлся предметом дискуссий, однако большинство авторов пришли к выводу о двучленном его строении и о возможности сопоставления с баймак-бурибаевской и ирендыкской

свитами (Шарфман, 1962). В.Т. Тищенко расчленил Гайский комплекс на семь латерально не выдержанных толщ, из которых пять нижних соответствуют баймак-бурибаевской свите, шестая, достаточно мощная, отнесена к ирендыкской свите, а верхняя (седьмая) выделена как аналог гадилевской толщи (Стратиграфия и корреляция..., 1993). Ирендыкская часть разреза представлена преимущественно базальтами и андезибазальтами с прослоями туффов и теффроидов “островодужного” типа.

Гайский вулканический комплекс прослеживается до д. Сагитово, севернее которой уменьшается в мощности, и верхняя его часть – аналог ирендыкской свиты – выклинивается. В южном направлении образования Гайского комплекса быстро выклиниваются, и за пределами Оренбургской области вулканы этого стратиграфического интервала отсутствуют. Таким образом, мы можем судить о том, что формирование Гайского комплекса в полном объеме происходило в локальной зоне, ограниченной границей Оренбургской области на юге и прослеживающейся субмеридионально на север до д. Сагитово.

Севернее д. Сагитово вулканы, синхронные Гайскому вулканогенному комплексу, заметно меняются. Они отчетливо расчленяются на две формационно отличные толщ. Нижняя, более выдержанная, хотя и фациально изменчивая, баймак-бурибаевская свита прослеживается далее на север. Верхняя – аналог ирендыкской свиты – полностью выклинивается, что хорошо зафиксировано в разрезе у д. Мамбетово, по руч. Макан, в 0.5 км от его устья (Маслов, Артюшкова, 2010). В этом разрезе конглобрекции и вулканомиктовые песчаники с биогермами известняков гадилевской толщи, слагающие верхи ирендыкской свиты, залегают на яшмовидных сланцах сагитовской толщи (верхи баймак-бурибайской свиты). Совершенно очевидно, что в этом разрезе вулканы ирендыкской свиты не формировались.

Типичные для ирендыкской свиты вулканогенные толщ обнажаются в 50–60 км севернее у д. Абдулнасырово на горе Эльбаш и прослеживаются на север к г. Баймак и далее.

На этом отрезке меридиональной зоны от устья руч. Макан до д. Абдулнасырово (Макан-Подольский блок) к ирендыкской свите (Серавкин и др., 1992) отнесен гибридный комплекс, который по кислотности отвечает серии от андезитов до риодацитов с прослоями теффроидов и кремнистых туффов. И.Б. Серавкин считает, что ирендыкская свита этого разреза “...близка к риолит-базальтовой (баймак-бурибайской и таналыкской) формации...”. В этой связи возникает вопрос о правомерности выделения в этой зоне аналогов ирендыкской свиты. Может быть, относящиеся к ирендыкской свите вулканы соответствуют сагитовской толще?

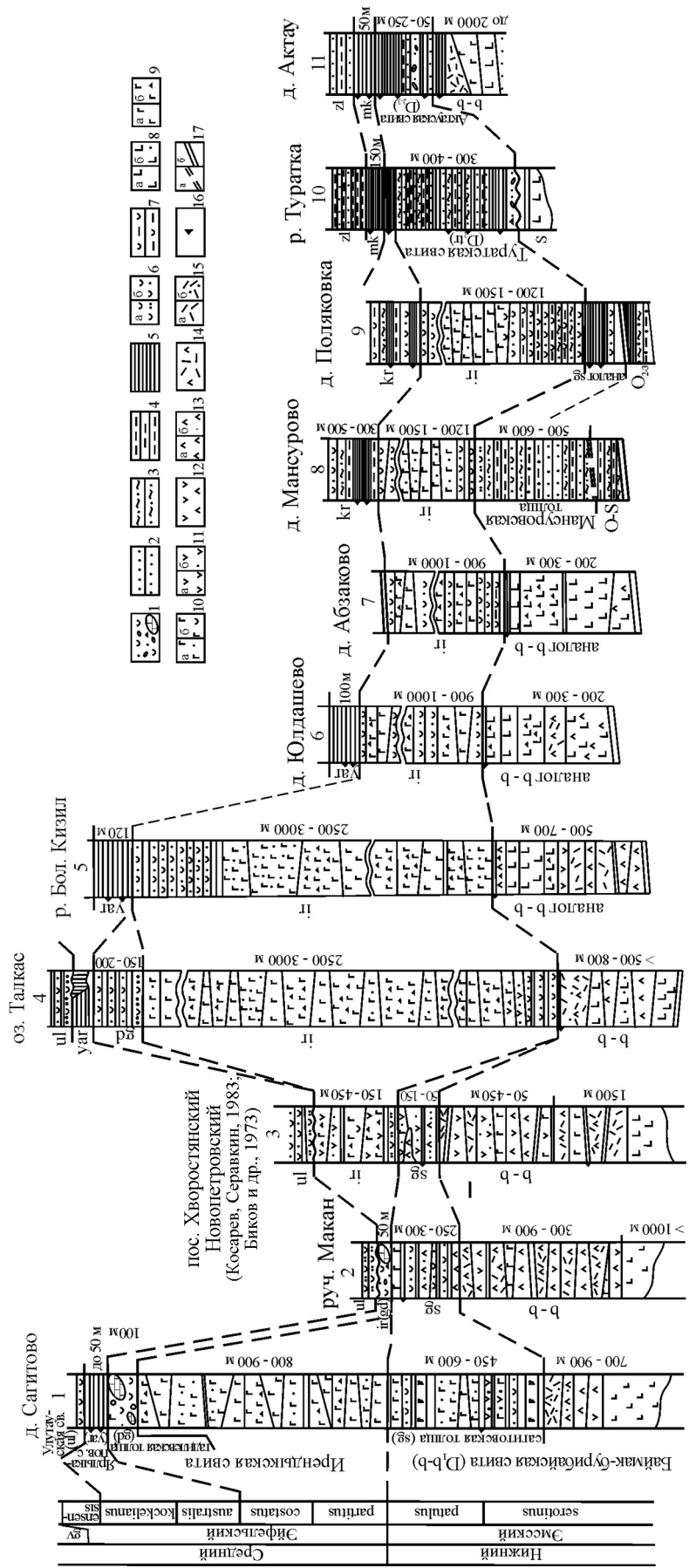


Рис. 1. Сопоставление разрезов эмс-эйфельских отложений Западно-Магнитогорской зоны (Маслов, Артюшкова, 2010).

1 – туфоконгломераты, микститы; 2 – песчанки вулканокластические; 3 – кремнистые алевролиты; 4 – глинистые сланцы; 5 – кремни, яшмы; 6 – туфогравелиты (а), туфопесчанки (б); 7 – туффиты; 8 – базальты; 9 – туфы базальтов (б); 10 – туфы андезитов (а), туфы андезитобазальтов (а), туфы андезитобазальтов (а), тефроида (б); 11 – андезиты (а) и их туфы (б); 12 – андезиты (а), туфы (б); 13 – андезиты (а), туфы (б); 14 – риодациты; 15 – риодациты (а) и их туфы (б); 16 – местонахождения конodontов; 17 – тектонические границы: предполагаемые (а) и установленные (б).

Fig. 1. Correlation of the Ems-Eifelian sections in the West-Magnitogorsk Zone (Маслов, Артюшкова, 2010).

1 – tuffconglomerates, mixtures; 2 – volcanic sandstones; 3 – siliceous sandstones; 4 – shales; 5 – cherts, jaspers; 6 – tuffgravelites (a), tuffconglomerates (b); 7 – tuffites; 8 – basalts; 9 – andesite basalts (a), tuff and lava breccia (b); 10 – andesite tuffs (a), tephroids (b); 11 – andesites (a), tuffs (b); 12 – andesites (a), tuffs (b); 13 – andesites (a), tuffs (b); 14 – dacites (a), tuffs (b); 15 – dacites (a), tuffs (b); 16 – locations of conodonts; 17 – tectonic boundaries: supposed (a), fixed (b).

Здесь же закартированы отдельные вулканические постройки, сложенные вулканитами, сопоставляемыми с ирендыкской свитой. Особенно выразительно выглядит постройка на горе Тамаатау, где она детально описана И.С. Анисимовым. В основании горы Тамаатау, в 1.5–2 км к северу от д. Рафиково, обнажаются кремнистые туффиты с раннеэфельскими конодонтами (Маслов, Артющкова, 2010). Вверх по разрезу, ближе к вершине горы, залегают тефроида, переслаивающиеся с кремнистыми туффитами и маломощными потоками лав андезибазальтов, образующими небольшой вулканический конус. Породы наглядно свидетельствуют о формировании конуса на дне глубокого бассейна в довольно спокойной гидродинамической обстановке, где накапливались тонко-обломочные кремнистые отложения яшмовидного типа с глубоководной конодонтовой фауной. Подобные маломощные постройки высотой от 300 до 1000 м закартированы М.Ш. Биковым на горах Аслайтау, Карсаклытау, Ташлытау, Суурган, Эльбаш и др.

Севернее д. Абдулнасырово ирендыкская свита прослеживается в субмеридиональном направлении, постепенно увеличиваясь в мощности до 2500–3000 м на широте г. Баймак, на хр. Ирендык.

Далее на север от г. Баймак мощность свиты, как и ее состав, варьирует в широком диапазоне (см. рис. 1). В большинстве разрезов нижняя часть свиты сложена толщей слоистых вулканомиктовых песчаников, алевролитов, туффитов, иногда кремнистых пород. Мощность этой толщи колеблется в пределах 100–300 м. В некоторых разрезах она увеличивается до 1000 м и содержит маломощные потоки лав. Например, в 5–7 км севернее оз. Талкас, у бывш. д. Губайдуллино ирендыкская свита хорошо вскрыта и образует антиклинальную складку, перекрытую на западном и восточном крыльях яшмами ярлыкаповской свиты (аналог карамалыташской свиты) (Маслов, Артющкова, 2010).

Севернее свита вновь увеличивается в мощности благодаря присутствию в разрезе потоков базальтов и андезибазальтов. На р. Мал. Кизил у д. Муракаево мощность свиты достигает 3500 м. В ее составе появляются довольно мощные лавовые пачки, переслаивающиеся с тонкослоистыми туффитами и тефроидами. Облик этих вулканомиктовых прослоев явно свидетельствует об их водном генезисе. Значительная мощность свиты наблюдается на хребтах Крыктытау и Куркак. Восточнее, на хребтах Узункыр и Курятмас, аналоги свиты представлены преимущественно вулканомиктовыми осадочными породами. У д. Юлдашево свита сложена в основании зеленовато-серыми кремнистыми туффитами, залегающими с постепенным переходом на яшмах вишневого цвета, принадлежащих сагитовской толще, венчающей баймак-бурибайскую свиту (Маслов, Артющкова,

2010). Вверх по разрезу на туффитах залегает пачка переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых туффитов мощностью 450–500 м. Выше следуют конгломератовые и грубокластические тефроида, переслаивающиеся с тефроидами гравийной размерности. Мощность пачки 250–300 м. Верхнюю часть разреза ирендыкской свиты составляют переслаивающиеся вулканомиктовые песчаники алевролиты и кремнистые туффиты мощностью 350–400 м. Выше породы постепенно переходят в яшмы с конодонтами ярлыкаповской свиты. Общая мощность ирендыкской свиты в Узункырской зоне не превышает 900–1000 м (Маслов, Артющкова, 2010).

Ирендыкская свита на хребтах Курятмас и Узункыр отличается от своих аналогов на хребтах Крыктытау и Куркак. В этих разрезах практически отсутствуют потоки лав базальтов и андезибазальтов. По-видимому, такое различие в составе свиты этих участков связано с тем, что на западе (хр. Крыктытау) происходили максимальные извержения вулканов, а на востоке (хр. Узункыр) действующих центров не было и накапливались вулканокластические и хемогенные осадки, удаленные от центров вулканизма. Впоследствии они были тектонически разобщены.

Далее к северу западная полоса ирендыкской свиты (хр. Крыктытау) прослеживается до северного берега оз. Узункуль и затем выклинивается либо тектонически “срезается”. В ирендыкских вулканитах Узункырской зоны в северном направлении несколько увеличивается количество прослоев лав, базальтов и андезибазальтов. Севернее широты д. Уразово свита также выклинивается либо тектонически “обрывается” и вновь фиксируется севернее широты г. Учалы, на хр. Мал. Ирендык, а затем вновь выклинивается севернее д. Суяндюково.

Если в Западно-Магнитогорской зоне ирендыкская свита прослеживается почти непрерывной субмеридиональной полосой, то в Восточно-Магнитогорской зоне выделение аналогов свиты проблематично и пока не подтверждается фаунистически. Многие толщи базальтов и андезибазальтов, сопоставлявшиеся ранее с ирендыкской свитой, в настоящее время по находкам конодонтов являются франскими (Маслов, Артющкова, 2010). Лишь отдельные вулканические постройки могут быть сопоставлены с этой свитой.

Подводя итог анализу распространения базальтоидного разреза ирендыкской свиты, отметим, что она датирована фаунистически надежно на основании стратиграфического положения между двумя охарактеризованными конодонтами горизонтами кремнистых отложений: сагитовской толщи позднего эмса в подошве и ярлыкаповской свиты позднего эфеля в кровле. Все породы свиты формировались в относительно глубоководной обстановке.

новке, о чем свидетельствует почти полное отсутствие карбонатных пород, показывающее что образование вулканитов происходило ниже зоны карбонатной компенсации. Все вулканогенно-осадочные породы свиты имеют слоистость, а многочисленные туффииты являются тонкослоистыми, что свидетельствует о слабой гидродинамической активности, по-видимому обусловленной глубоководностью бассейна.

К завершению формирования свиты незначительное обмеление бассейна зафиксировано биогермами известняков в гадиловской толще. Вполне возможно, что биогермы возникли на приподнятых участках дна со сложно расчлененным вулканическим рельефом. Это обмеление довольно быстро сменилось углублением, и гадиловская толща перекрывается последовательно тонкослоистыми яшмами ярлыкаповской свиты с многочисленными конодонтами.

Не менее важным является нахождение в основании и кровле ирендыкской свиты многочисленной относительно глубоководной конодонтовой фауны, несомненно свидетельствующей об образовании вулканогенных толщ в глубоком бассейне. Во всех толщах свиты отсутствуют карбонатные породы (за исключением гадиловской толщи), все вулканомиктовые осадочные породы имеют слоистость, а многочисленные кремнистые туффииты тонкослоистые. Каких-либо пород, образовавшихся в мелководных или наземных условиях, не встречено.

Формирование ирендыкской свиты происходило в относительно короткое время, равное 2–2.5 млн лет, и приурочено к довольно узкой субмеридиональной полосе (см. рис. 1), располагающейся в Западно-Магнитогорской зоне. В Восточно-Магнитогорской зоне не доказано присутствие столь выдержанных по простиранию толщ, синхронных ирендыкской свите. Сопоставляемые с ней образования имеют локальное распространение. Такая приуроченность вулканизма к столь значительной по протяженности зоне позволяет предположить, что поступление магматического расплава происходило по системе меридиональных тектонических глубинных разломов, возникших в этот отрезок времени в западной части Магнитогорской мегазоны. Значительные мощности свиты свидетельствуют об интенсивном характере вулканизма.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОИДОВ ИРЕНДЫКСКОЙ СВИТЫ

Приведенные в табл. 1 и на мультиэлементной диаграмме (рис. 2) аналитические данные отражают особенности составов базальтоидов ирендыкской свиты, развитой в западном крыле Магнитогорской мегазоны. Визуальный состав основных вулкани- тов однообразен: это пироксен-плагноклазовые

порфирииты и лишь на широте д. Абдулнасырово в составе свиты появляется кислый материал (Серавкин, 1986; Косарев и др., 2005), который прослеживается на юг до широты устья р. Мокан (Мокан-Подольский блок)¹.

По нормативному составу базальтоиды ирендыкской свиты (см. табл. 1) отвечают толеитовым и известково-щелочным породам с повышенной кремнекислотностью, приближающимся к андезитам. Анализ составов пород свиты выявил среди них два типа базальтов. Один из них представлен *Px-Pl* и *Pl* порфириитами, среди которых присутствуют андезиты. Другой тип базальтов имеет афирмовый облик, в котором развиты выделения *Px*, *Pl* и *Oi* или *Amf*. Наибольшее содержание характерно для пироксена, меньшее количество свойственно олигину и роговой обманке. Олигивин, как правило, замещен агрегатом вторичных минералов. Меланократовый состав пород обусловлен моноклинным пироксеном, в которых количество оксида магния составляет 10–12%. Лейкократовые базальты характеризуются повышенными содержаниями глинозема, достигающими 18.27%. Из этого следует, что рассматриваемые базальтоиды претерпели кристаллизационную дифференциацию.

Примечательно также поведение щелочей, по сумме которых выделяются натриевые и калий-натриевые базальты. При этом присутствуют базальтоиды с нормальной щелочностью и субщелочные. Последним свойственна натриевая специализация с повышенной кремнекислотностью, которая характеризует общий состав от базальтов и андезибазальтов до андезитов включительно. Таким образом, натрий-калиевый базальтоидный ирендыкский комплекс представлен серией пород от пикробазальтов и лейкобазальтов до андезибазальтов.

Важной петрохимической особенностью ирендыкских базальтоидов является низкое содержание в них окиси титана. Наиболее распространены значения 0.4–0.7%, и лишь в единичных анализах они равны $1 \pm 0.1\%$. Такие количества TiO_2 характерны для базальтов островодужного типа.

В завершение оценки петрохимических особенностей отметим количественную стабильность содержаний окиси железа и широкий диапазон значений закиси железа в них, что свидетельствует о значительных вариациях содержаний магнетита в рассматриваемых породах.

¹ Отнесение гибридной толщи Мокан-Подольского блока к ирендыкской свите (Серавкин и др., 1992) не основано палеонтологически. В.А. Маслов и О.В. Артюшкова (2010) сопоставляют ее с сагитовской толщей. Ранее эта толща описана И.А. Петровой у дд. Сагитово и Мамбетово как переходная между баймакбурибайской и ирендыкской свитами. Мощность ее колеблется значительно (50–600 м). В ряде разрезов она выклинивается (см. рис. 1).

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в базальтоидах ирендыкской свиты**Table 1.** Petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in Irendyk basalts

Компо- нент	Номер пробы							
	87/358	87/184	87/155	87/108	83/27	87/128	80/161	88/44
SiO ₂	51.54	55	55.75	52.48	49.9	51.12	57.04	60.23
TiO ₂	0.39	0.39	0.56	0.47	0.48	0.67	0.5	0.39
Al ₂ O ₃	13.49	14.43	15.8	17.04	15.09	16.6	12.9	15.24
Fe ₂ O ₃	1.4	2.6	3.54	2.59	3.76	1.33	2.61	3.18
FeO	5.66	5.26	4.25	5.47	5.92	5.83	5.53	3.17
MnO	0.15	0.19	0.15	0.15	0.18	0.16	0.11	0.06
MgO	12.04	7.2	4.8	5.3	10.14	4.88	7.56	4.17
CaO	8.29	8.5	6.1	8.78	5.107	11.2	5.22	6.9
Na ₂ O	5.68	3.93	3.56	1.8	1.99	3.33	2.63	3.04
K ₂ O	0.5	0.2	2.61	2.6	2.72	0.88	2.54	1.37
P ₂ O ₅	0.08	0.064	0.242	0.08	0.02	0.136	0.23	0.1
П.п.п.	2.54	2.75	3.09	3.58	4.69	3.94	3.04	2.79
Сумма	101.76	100.51	100.45	100.3	100.06	100.07	99.9	100.7
Li	7.85	5.95	5.05	15.94	10.61	5.84	24.37	7.10
Be	0.47	0.25	0.44	0.71	0.06	0.59	0.61	0.65
B	1.27	4.33	1.86	6.16	3.86	7.19	1.03	1.98
P	231.19	157.41	480.57	171.85	143.41	267.13	609.67	237.18
K	1065.59	930.67	10 942.51	14 129.71	10 904.65	2003.55	14 765.24	8369.00
Sc	48.05	36.44	23.69	37.51	49.45	26.41	42.62	28.35
Ti	2899.50	1917.54	2678.57	2856.89	2264.86	3059.38	2700.54	2475.14
V	268.42	219.11	198.60	233.72	207.19	273.59	209.77	185.18
Cr	436.77	208.04	190.87	72.65	300.39	35.99	191.80	99.96
Mn	1202.35	1199.42	1015.61	1041.26	1467.89	1248.56	800.46	523.48
Fe	23 400.14	29 970.72	41 271.07	22 919.78	36 621.79	30 950.37	20 576.10	18 784.77
Co	36.84	30.71	31.02	31.54	35.33	26.48	28.93	22.28
Ni	78.89	34.56	35.07	33.94	35.41	24.21	26.81	31.68
Cu	77.90	75.79	163.48	103.99	74.96	90.63	93.87	106.89
Zn	33.84	33.83	39.29	35.19	36.33	35.21	35.83	28.68
Ga	11.79	10.36	13.02	14.01	7.56	16.44	7.87	15.01
Ge	1.31	1.24	1.03	1.21	1.12	1.53	0.82	1.13
As	1.48	2.80	3.14	3.43	2.02	2.54	1.71	2.59
Se	0.23	H.o.	H.o.	0.58	H.o.	H.o.	0.37	0.61
Rb	3.36	3.29	25.01	47.38	39.74	6.27	53.97	19.82
Sr	127.82	64.42	158.62	754.26	263.43	68.50	332.86	812.22
Y	12.52	11.83	14.02	11.89	10.59	14.99	17.24	10.34
Zr	23.74	22.36	81.85	37.02	19.42	43.13	34.09	43.14
Nb	1.81	10.62	9.02	5.04	14.53	12.87	4.19	4.20
Mo	0.58	0.35	1.16	0.37	0.20	0.51	0.64	0.36
Cd	0.08	0.05	0.03	0.09	H.o.	0.12	0.06	0.08
Sn	0.52	0.51	2.18	0.79	1.74	0.77	0.63	0.66
Sb	0.15	0.22	0.44	0.18	0.16	0.12	0.12	0.29
Te	0.01	0.01	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.02
Cs	0.18	0.11	0.13	0.43	1.58	0.20	0.69	0.18
Ba	53.27	79.77	539.25	861.51	1044.62	174.01	1984.38	822.53
La	5.07	3.21	14.65	9.29	1.45	8.99	11.21	11.29
Ce	11.96	7.04	31.74	18.79	4.22	19.72	23.98	21.42
Pr	1.67	0.92	4.18	2.28	0.67	2.56	2.92	2.43
Nd	7.76	4.33	18.16	9.52	3.63	11.78	12.08	9.65
Sm	2.13	1.30	4.03	2.22	1.28	3.06	2.92	2.05
Eu	0.61	0.51	1.22	0.74	0.49	0.99	0.70	0.72
Gd	2.32	1.75	3.98	2.80	2.03	3.43	4.17	2.36
Tb	0.34	0.31	0.48	0.36	0.30	0.47	0.48	0.31
Dy	2.23	2.10	2.83	2.32	2.07	2.87	3.10	1.84
Ho	0.46	0.47	0.56	0.47	0.43	0.60	0.69	0.39
Er	1.38	1.41	1.62	1.42	1.44	1.81	2.11	1.18
Tm	0.20	0.22	0.23	0.20	0.20	0.26	0.31	0.17
Yb	1.29	1.36	1.54	1.36	1.35	1.75	2.07	1.20

Таблица 1. Продолжение

Table 2. Continuation

Компо- нент	Номер пробы							
	87/358	87/184	87/155	87/108	83/27	87/128	80/161	88/44
Lu	0.18	0.21	0.23	0.20	0.20	0.26	0.31	0.19
Hf	0.79	0.71	2.42	1.06	0.61	1.30	1.06	1.17
Ta	0.14	0.16	0.14	0.32	0.09	0.19	0.23	0.25
W	26.72	1.52	12.03	1.54	1.39	0.56	3.09	1.89
Tl	0.01	0.02	0.17	0.14	0.15	0.04	0.20	0.06
Pb	4.10	3.35	4.18	5.68	3.63	8.65	1.50	10.19
Bi	0.02	Н.о.	0.04	0.02	Н.о.	0.05	0.01	0.05
Th	0.69	0.82	3.93	1.56	0.27	1.17	1.26	2.00
U	0.41	0.49	1.78	0.60	0.20	0.57	1.00	0.91
Компо- нент	Номер пробы							
	83/21	87/315	87/206	87/298	87/251	87/91	87/3	88/132
SiO ₂	46.2	53.87	52.09	45.33	48.66	56.29	55.68	57.73
TiO ₂	0.53	0.6	0.41	1.04	0.96	0.61	0.66	0.53
Al ₂ O ₃	14.9	16.63	13.86	17.29	18.27	16.24	15.12	16.02
Fe ₂ O ₃	3.18	3.08	2.81	3.83	5.63	4.4	4.13	3.86
FeO	8.62	5.9	5.9	6.55	5.76	6.12	5.47	2.76
MnO	0.22	0.14	0.19	0.15	0.15	0.16	0.19	0.08
MgO	11.08	5.4	7.4	8.9	5.6	2.8	3.6	3.61
CaO	7.8	7	9.6	8.1	7.5	3.2	6.2	7.14
Na ₂ O	2.66	3.4	3.64	2.95	3.33	7.9	5.44	3.1
K ₂ O	0.15	0.6	0.16	0.56	0.51	0.2	0.14	1.52
P ₂ O ₅	0.01	0.098	0.046	0.027	0.046	0.112	0.14	0.14
П.п.п.	4.67	3.26	3.73	5.05	3.97	2.18	2.5	3.57
Сумма	100.02	99.98	99.84	99.78	100.39	100.21	99.27	100.06
Li	15.32	9.36	4.83	16.17	8.66	3.71	5.48	7.28
Be	0.08	0.17	0.23	0.11	0.19	0.37	0.42	0.30
B	3.35	9.84	14.08	17.71	7.41	4.92	6.36	10.50
P	134.21	276.10	147.15	104.38	177.36	209.60	281.43	343.43
K	631.76	2684.54	854.18	2687.32	2748.49	1261.47	865.75	7322.44
Sc	49.36	33.99	40.56	44.77	36.97	41.64	33.07	24.86
Ti	2412.61	2920.33	2041.90	5154.62	4838.33	3548.28	3877.09	2714.33
V	219.84	245.75	223.28	341.99	284.37	264.40	344.57	229.91
Cr	278.43	53.51	245.65	99.61	71.24	20.08	78.15	23.97
Mn	1682.43	943.29	1293.25	1092.08	987.63	1110.85	1590.06	594.67
Fe	44 205.03	37 844.82	36 447.07	36 764.52	46 172.34	26 270.28	30 240.96	26 364.85
Co	48.78	26.87	36.41	43.80	38.27	24.75	31.30	16.98
Ni	49.02	18.01	37.98	54.81	32.52	11.39	23.51	13.09
Cu	118.52	109.76	100.27	78.47	63.80	87.80	136.43	106.30
Zn	46.13	39.72	34.61	34.23	48.66	45.56	53.50	25.02
Ga	8.45	13.78	10.28	11.18	16.20	13.70	16.76	12.64
Ge	1.36	1.19	1.55	1.22	1.53	0.81	1.90	1.33
As	1.78	2.03	3.79	4.27	2.61	1.33	2.72	2.30
Se	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	н/о	0.60	335.00	н/о
Rb	2.23	11.48	2.64	14.60	14.38	4.28	2.86	22.39
Sr	33.23	281.69	140.22	1310.21	196.99	215.24	1119.49	594.30
Y	10.58	15.66	9.25	13.21	14.15	14.29	13.75	12.51
Zr	23.16	29.61	23.05	19.21	37.21	31.12	27.33	53.37
Nb	12.04	11.78	9.68	7.18	21.82	0.83	0.78	16.24
Mo	0.18	0.26	0.62	0.25	0.19	0.32	0.28	0.33
Cd	Н.о.	0.04	0.02	0.03	0.08	0.07	0.09	0.03
Sn	0.34	0.75	0.56	0.39	0.52	0.39	0.70	0.66
Sb	0.16	0.21	0.30	0.14	0.08	0.10	0.38	0.26
Te	Н.о.	Н.о.	Н.о.	н/о	н/о	н/о	0.03	н/о
Cs	0.29	0.28	0.30	2.13	0.40	0.38	0.17	0.50
Ba	52.12	104.41	67.37	137.01	72.96	86.13	54.74	557.23
La	1.80	3.63	3.13	1.52	2.55	3.45	3.88	9.04

Таблица 1. Окончание

Table 2. Ending

Компо- нент	Номер пробы							
	83/21	87/315	87/206	87/298	87/251	87/91	87/3	88/132
Ce	5.02	9.20	7.19	4.67	7.04	8.36	9.28	18.83
Pr	0.78	1.32	0.97	0.78	1.07	1.23	1.37	2.40
Nd	3.94	6.80	4.61	4.57	5.79	6.14	6.73	10.05
Sm	1.42	2.08	1.34	1.67	2.02	1.77	1.94	2.42
Eu	0.41	0.75	0.50	0.69	0.89	0.73	0.82	0.83
Gd	1.77	2.67	1.69	2.36	2.39	2.43	2.44	2.77
Tb	0.30	0.44	0.26	0.40	0.41	0.39	0.38	0.37
Dy	2.10	2.75	1.71	2.69	2.74	2.62	2.54	2.41
Ho	0.45	0.64	0.38	0.57	0.56	0.59	0.55	0.49
Er	1.44	1.98	1.13	1.65	1.70	1.77	1.70	1.51
Tm	0.21	0.30	0.17	0.23	0.25	0.27	0.26	0.22
Yb	1.37	1.88	1.12	1.45	1.65	1.85	1.67	1.56
Lu	0.21	0.29	0.17	0.22	0.23	0.29	0.26	0.23
Hf	0.76	0.93	0.68	0.71	1.16	1.03	0.89	1.46
Ta	0.08	0.08	0.08	0.15	0.16	0.10	0.06	0.15
W	2.44	1.75	3.05	3.57	1.96	0.88	1.59	1.28
TI	H.o.	0.04	0.02	0.07	0.05	0.02	0.02	0.06
Pb	0.53	2.30	3.15	0.59	2.08	1.27	7.36	3.61
Bi	H.o.	0.02	H.o.	n/o	0.02	0.06	0.04	0.02
Th	0.36	0.51	0.66	0.15	0.35	0.54	0.51	1.98
U	0.15	0.31	0.38	0.09	0.26	0.41	0.37	0.88

Примечание. 87/358 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, оз. Талкас, д. Бахтигареево; 87/184 – пироксеновый базальт, д. Кулукасово; 87/155 – плагиоклазовый андезибазальт, д. Тирман (бывш. Кулукасовский мелькомбинат), левый берег р. Алаша; 87/108 – пироксен-плагиоклазовый базальт, д. Гадельша, вост. склон горы Карасай, выс. 656.7 м; 83/27 – пироксен-плагиоклазовый базальт, Узункырская зона, д. Юлдашево, 500 м к СЗ от горы Улу-Тау, выс. 533.8; 87/128 – плагиоклазовый базальт мелкопорфировый, д. Гадельша, прав. берег ручья; 80/161 – пироксен-плагиоклазовый андезибазальт, д. Гадельша, выс. 882.3; 88/44 – пироксен-плагиоклаз-роговообманковый андезибазальт, д. Гадельша, выс. 703.5; 83/21 – пироксеновый, базальт, д. Ярлыкапово, прав. берег р. Бол. Кизил; 87/315 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, д. Мансурово; 87/206 – плагиоклазовый порфирит, хр. Крыктытау, оз. Банное, выс. 850.9; 87/298 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, хр. Куркак, д. Абзаково; 87/251 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, Узункырская зона, д. Кусимово; 87/91 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, д. Сагитово; 87/3 – долерит, д. Сагитово, выс. 426.5 м; 88/132 – Узункырская зона, д. Кужаново, гора Токас.

Note. 87/358 – pyroxene-plagioclase porphyrite, Talkas Lake, Bakhtigareevo village; 87/184 – pyroxene basalt, Kulukasovo village; 87/155 – plagioclase andesibasalt, Tyрман (former Kulukas milling), left bank Alasha River; 87/108 – pyroxene-plagioclase basalt, Gadel'sha village, east slope of Karasai Hill, height 656.7; 83/27 – pyroxene-plagioclase basalt, Uzunkyr zone, Yuldashevo village, 500 m to NW of Ulutau Hill, h. 533.8; 87/128 – plagioclase basalt, Gadel'sha village, right bank of stream; 80/161 – pyroxene-plagioclase andesibasalt, Gadel'sha village, h. 882.3; 88/44 – pyroxene-plagioclase-hornblende andesibasalt, Gadel'sha village, h. 703.5; 83/21 – pyroxene basalt, Yarlykapovo village, right bank of Bol'shoi Kizil River; 87/315 – pyroxene-plagioclase porphyrite, Mansurovo village; 87/206 – plagioclase porphyrite, Kryktytau Ridge, Bannoe Lake, h. 850.9; 87/298 – pyroxene-plagioclase porphyrite, Kurkak Ridge, Abzakovo village; 87/251 – pyroxene-plagioclase porphyrite, Uzunkyr zone, Kusimovo village; 87/91 – pyroxene-plagioclase porphyrite, Sagitovo village; 87/3 – dolerite, Sagitovo village, h. 426.5; 88/132 – Uzunkyr zone, Kuzhanovo village, Tokas Hill.

По особенностям распределения и уровням концентрации микроэлементов (см. рис. 2) базальты комплекса обнаруживают значительные вариации. Среди когерентных элементов выделяется хром, содержание которого составляет от 191 до 436.8 г/т для калий-натриевых базальтов. При этом в числе этих же высокохромистых пород числятся высокомагнезиальные дифференциаты натриевых базальтоидов. Есть также низкохромистые разновидности натриевых базальтоидов, где содержание хрома увеличивается в лейкократовых разновидностях. Указанные отклонения от типовых базальтоидов связаны, по-видимому, с кристаллизационной дифференциацией. Таким образом, высокие значения хрома в базальтоидах однознач-

но свидетельствуют о глубинной мантийной их природе.

В числе когерентных элементов показательны также редкоземельные компоненты (РЗЭ), показывающие закономерные изменения, отраженные на мультиэлементной диаграмме (см. рис. 2). Для пород ирендыкской свиты в целом характерна низкая степень обогащения РЗЭ и незначительная степень селективности их составов. Суммарное количество РЗЭ в рассматриваемых базальтах варьирует от 21.1 до 85.3 г/т, составляя в среднем 38.6 г/т. Эти показатели содержаний РЗЭ являются более низкими в базальтах ирендыкской свиты и в базальтах СОХ (Коваленко и др., 2007). Селективность состава РЗЭ проявляется в небольшой, но отчетливо

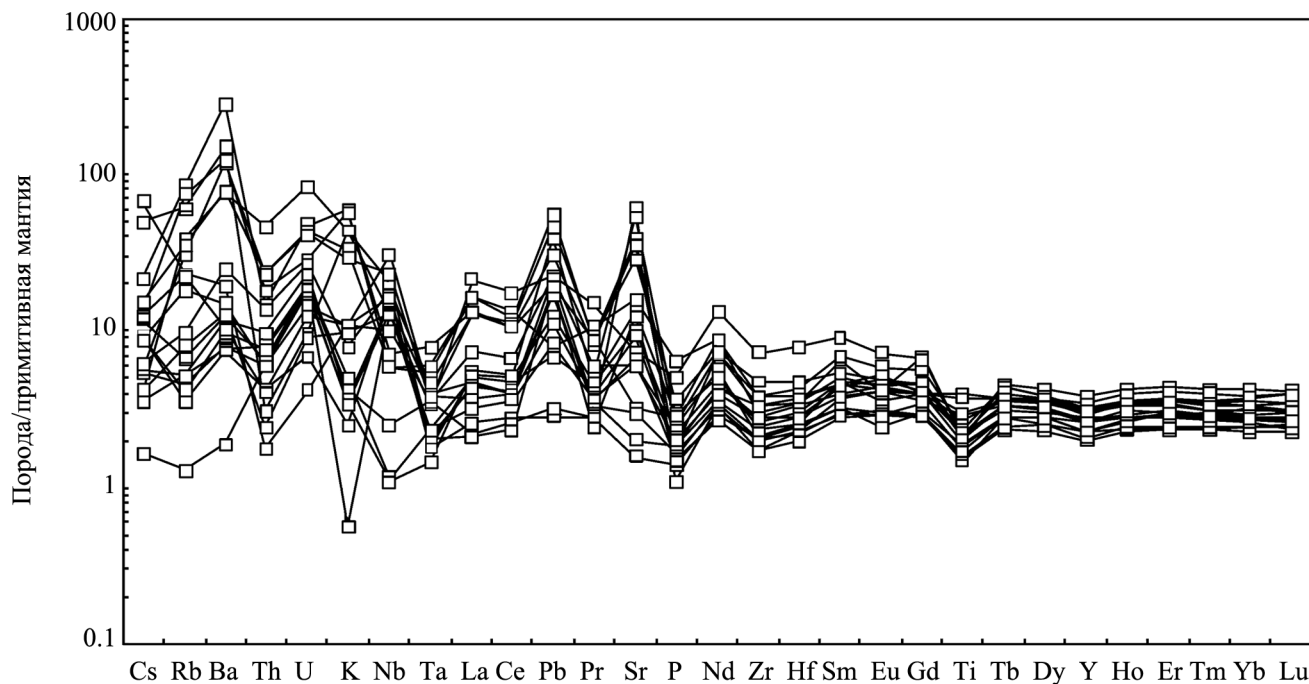


Рис. 2. Мультиэлементная диаграмма базальтоидов ирендыкской свиты.

Fig. 2. Multielement diagram of the Irendyk basalts.

выраженной возрастающей обогащенности все более легких лантаноидов. Европиевая аномалия отражает фракционирование плагиоклаза. Низкие содержания РЗЭ в породах являются показателем их деплетированности и мантийного уровня формирования.

Из некогерентных элементов HFSE в рассматриваемых базальтах неоднозначно позиционирует себя Nb. На мультиэлементной диаграмме видно, что Nb присутствует как в повышенных, так и в малых количествах. Максимальное его содержание составляет 21.8 г/т при наиболее распространенных значениях 10–14.5 г/т, что отражает глубинную мантийную природу исходного расплава. А низкие содержания Nb (0.8–5.1 г/т), по данным (Короновский, Демина, 2011), свидетельствуют об островодужном режиме формирования пород.

Ранее было отмечено, что в ирендыкской свите выделяются два геохимических типа базальтов – калий-натровые и натровые. Такое же разделение сохраняется в распределении Rb, который отличается стабильно более высокими содержаниями в калий-натровом типе по сравнению с натровым. Аналогичным образом распределяются радиоактивные элементы U, Th и легкие лантаноиды (La–Eu). Содержание скандия в породах ирендыкской свиты систематически повышено, оно почти вдвое превышает количество Sc в базальтах рифтогенных зон карбона Южного Урала. Стронций и барий распределены в базальтах свиты крайне неравномерно. Конкретные анализы различаются на

два порядка: стронций от 42 до 1119 г/т, а барий – от 13 до 1984 г/т, в среднем стронций – 351, а барий – 377 г/т. Оба элемента образуют отчетливо выраженные максимумы на мультиэлементной диаграмме. Аналогичный максимум свойствен и свинцу.

Итак, анализ распределения петрогенных компонентов и микроэлементов в базальтоидах ирендыкского комплекса отражает двумодальность их составов, которые отвечают глубинному деплетированному мантийному типу пород и островодужному режиму формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог изложенному, следует подчеркнуть, что в Магнитогорской мегазоне девонские вулканогенно-осадочные отложения формировались в относительно глубоководном бассейне, о чем однозначно свидетельствует наличие осадочных тонкослоистых пачек и прослоев, переслаивающихся с вулканитами, содержащими остатки морской конодонтовой фауны и радиолярий. Во всей толще девонских отложений неизвестны наземные фации.

Вулканогенно-осадочные толщи ирендыкской свиты приурочены к выдержанной на значительном расстоянии относительно узкой зоне, в современном положении имеющей субмеридиональное простирание. Восточнее и западнее подобные зоны с аналогичными вулканогенными толщами не известны. Предположительно синхронные

ирендыкской свите вулканыты картируются лишь на отдельных локальных участках в Восточно-Магнитогорской зоне.

Петрохимический анализ базальтов ирендыкской свиты из разных разрезов и с разных стратиграфических уровней показал, что в ней фиксируются два типа пород, отвечающих островодужному и внутриплитному геодинамическим режимам формирования. Какой-либо закономерности в их распределении не установлено.

Важнейшим показателем режима островодужного типа является низкое содержание ниобия и титана. Внутриплитный режим отражают повышенные содержания ниобия, хрома и, напротив, предельно низкие содержания тяжелых редких земель. Низкая титанистость базальтоидов, по-видимому, обязана дегидратации подлитосферной мантии и миграции в водном флюиде некогерентных элементов, насыщающих плавающий глубинный субстрат (Иванов, 2006).

Приуроченность базальтов к узкой субмеридиональной полосе, вероятно, связана с глубинными тектоническими разломами, которые являлись подводящими каналами мантийных плюмов.

Авторы благодарны Е.Н. Горожаниной за предоставленные силикатные анализы и образцы пород и В.В. Холоднову, обеспечившему проведение анализов на редкие и рассеянные элементы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшкова О.В. (2014) Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 152 с.
- Иванов А.В. (2006) Водонасыщенный слой в переходной зоне мантии и объемный внутриплитный магматизм: пример сибирских траппов. *Вулканизм и геодинамика. Мат-лы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии*. 1. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 17-19.
- Коваленко В.Н., Наумов В.Б., Гарнис А.В., Дорофеев В.А., Ярмолюк В.В. (2007) Средние содержания несовместимых и летучих компонентов в деплетированной мантии, мантии океанических плюмов и мантии внутриплитных континентальных обстановок. *Докл. АН*. **415**(3), 389-393.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. (2011) Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 234 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности ранне-девонско-эйфельских островодужных вулканизов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*. (4), 22-41.
- Косарев А.А., Серавкин И.Б. (1983) Бурибайский рудный район. Стратиграфическое и формационное расчленение вулканогенных толщ. *Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения*. Уфа: Изд-во. БФАН СССР, 23-26.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Пущаровский Ю.М. (2005) Тектоника Земли. Тектоника и геодинамика. М.: Наука, 352 с.
- Серавкин И.Б. (1986) Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 268 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.
- Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. (1993). Уфа: УНЦ РАН, 216 с.
- Фролов В.Т., Фролова Т.И. (2011) Происхождение Тихого океана. М.: МАКС Пресс, 52 с.
- Шарфман В. С. (1965) О взаимоотношении силурийских и девонских вулканогенных свит в западном крыле Магнитогорского мегасинклинария. *Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 4*. М.: Недра, 30-36.
- Hamilton W. (1970) The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **81**(9), 2553-2576.

Рецензент В.А. Коротеев

On the problem of Irendyk Formation genesis West-Magnitogorsk zone, South Urals

V. A. Maslov, D. N. Salikhov

Institute of Geology, Ufa Research Centre of RAS

The Irendyk formation is wide spread in the West-Magnitogorsk zone. It extends in submeridional direction continuously from the border of the Orenburg region to the latitude of Miass city. The previous researchers compare Irendyk volcanic rocks with modern island arcs. According to petrogeochemical data of the Irendyk basalts the authors are attributed them to two types nearly equal to island arc and intraplate mantle.

Key words: *Devon, Eifelian, Irendyk Formation, island arcs, petrogeochemistry, intraplate mantle magmatism.*