

УДК 551.21+552.11

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-5-767-784

Эволюция вулканизма и геодинамические обстановки в Сакмарской зоне Южного Урала в раннем палеозое

А. М. Косарев¹, Г. Ю. Шардакова², К. Р. Минибаева¹

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

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 25.10.2023 г., принята к печати 20.02.2024 г.

Объектом исследования является северная часть Сакмарской зоны Южного Урала, представленная Кракинско-Медногорским палеовулканическим поясом, включающим Медногорский рудный район и Блявинско-Комсомольское рудное поле. Цель работы – палеогеодинамические реконструкции тектономагматических процессов, имеющих место здесь в кембрийско-раннедевонское (С–D₁e) время. Для этого проведен комплексный анализ геологических, петрогеохимических, структурно-тектонических и палеовулканологических авторских и литературных материалов с использованием известных и новых петрогеохимических диаграмм. В результате в Сакмарской зоне выделены следующие этапы тектономагматического развития: 1) кембрий–ранний ордовик, континентальный рифтогенез; 2) ранний–средний ордовик, океанический спрединг; 3) ранний силур, субокеанический рифтогенез, начало заложения зоны субдукции с внедрением серпентинитовых протрузий, образованием эдафогенных брекчий, развитием кремнистых пород; 4 – поздний силур – ранний девон, островодужный, с базальт-риолитовым вулканизмом и колчеданообразованием, проявлением шошонитовой и щелочной серий в тылу островной дуги. Отмечено, что в Сакмарской зоне нет аналогов бонинитового вулканизма (D₁e₂), характерных для Западно-Магнитогорской зоны, что свидетельствует об отсутствии признаков шарьирования вулканогенных толщ Вознесенско-Присакмарской зоны в Сакмарскую структурную зону. Выводы: 1) вулканогенные и вулканогенно-осадочные свиты и толщи Сакмарской зоны в кембрийско-раннедевонское время образуют мегацикл, начинающийся с процессов континентального и океанического рифтогенеза, приведших к заложению зоны субдукции, формированию фронтальной и тыловой островных дуг; 2) вулканизм Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон развивался автономно, без тектонических перемещений с востока на запад; 3) близость датировок чанчарского (D₁lh–e) комплекса Сакмарской зоны и туринского комплекса (S₂p–D₁lh) Тагильской зоны позволяет предполагать, что в Сакмарской зоне имеет место редуцированное продолжение западного крыла Тагильской зоны.

Ключевые слова: вулканизм, геодинамика, геохимия, Южный Урал, зона субдукции, островная дуга, Сакмарская структурная зона, чанчариты

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011 и государственного задания ИГТ УрО РАН, тема № 123011800009-9

Evolution of volcanism and geodynamic settings in the Sakmara zone of the Southern Urals in the early Paleozoic

Alexandr M. Kosarev¹, Galina Yu. Shardakova², Karina R. Minibaeva¹

¹Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: amkosarev@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 25.10.2023, accepted 20.02.2024

Research subject. Northern part of the Sakmara zone of the Southern Urals, represented by the Krakinsko-Mednogorsk paleovolcanic belt, including the Mednogorsk ore district and the Blavinsko-Komsomolskoye ore field. *Aim.* To reconstruct the paleogeodynamic settings during the Cambrian–Early Devonian in the Sakmara zone. *Methods.* An analysis

Для цитирования: Косарев А.М., Шардакова Г.Ю., Минибаева К.Р. (2024) Эволюция вулканизма и геодинамические обстановки в Сакмарской зоне Южного Урала в раннем палеозое. *Литосфера*, 24(5), 767–784. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-767-784>

For citation: Kosarev A.M., Shardakova G.Yu., Minibaeva K.R. (2024) Evolution of volcanism and geodynamic settings in the Sakmara zone of the Southern Urals in the early Paleozoic. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 767–784. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-767-784>

of geological, petrogeochemical, structural-tectonical, and paleovolcanological data obtained by the authors and those reported in literature using conventional and new petrogeochemical diagrams. *Results.* The following stages of tectono-magmatic evolution in the Sakmara zone were distinguished: (1) Cambrian–Early Ordovician, continental rifting; (2) Early–Middle Ordovician, oceanic spreading; (3) Early Silurian, suboceanic rifting, serpentinite protrusions, edaphogenic breccias, siliceous rocks (starting a subduction zone); (4) Late Silurian–Early Devonian, island-arc basalt-rhyolite volcanism and sulfide deposits, volcanism of the shoshonitic and alkaline series, formation of the rear island arc. The Sakmara zone features no analogues of boninite volcanism (D_1e_2) typical of the West Magnitogorsk zone, which indicates the absence of signs of the volcanogenic strata of the Voznesensk–Prisakmar zone being pushed into the Sakmara structural zone. *Conclusions.* (1) In the Cambrian–Early Devonian, volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations and strata of the Sakmara zone formed a megacycle, starting with the processes of continental and oceanic rifting, which led to the subduction process and generation of the frontal and rear island arcs. (2) The volcanism in the Sakmara and Voznesensk–Prisakmar zones developed autonomously, without tectonic transfers from east to west. (3) The partial coincidence of the formation age of the Chanchar (D_1lh-e_1) complex of the Sakmara zone and the Turin complex (S_2p-D_1lh) of the Tagil zone suggests the presence of a reduced continuation of the western wing of the Tagil zone in the Sakmara zone.

Keywords: volcanism, geodynamics, geochemistry, South Urals, subduction zone, island arc, Sakmara structural zone, chancharites

Funding information

The work was carried out within the framework of the state program IG UFITS RAS No. FMRS-2022-0011 and the state assignment of the IGG UB RAS No. 123011800009-9

ВВЕДЕНИЕ

В представлениях о геологическом строении Сакмарской структурной зоны, которая также интерпретируется как Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс (Вулканизм..., 1992), до сих пор существует ряд спорных моментов. В частности, многими исследователями (С.В. Руженцев, М.А. Камалетдинов, А.И. Перфильев, А.А. Абдулин) декларируется чужеродная позиция Сакмарского и Кракинского краевых аллохтонов, перемещенных с востока, из области Магнитогорского мегасинклиория. Отмечается, что своеобразие вулканогенных, интрузивных и терригенных формаций Сакмарской зоны (История..., 1984; Формирование..., 1986; Кориневский, 1989; Вулканизм..., 1992) свидетельствует об автономности развития Кракинско-Медногорского пояса как краевой структуры, расположенной на границе с Восточно-Европейской платформой (ВЕП).

Наиболее низкое положение в разрезе палеозоя восточных зон области сочленения океанического сектора Ю. Урала и ВЕП занимают континентально-рифтогенные формации кембрий-ордовикского возраста. Происходящие в это время дивергентные движения привели, по мнению большинства исследователей, к спредингу и образованию на Южном Урале в среднем ордовике океанической коры (Тектоника Урала..., 1977; История..., 1984).

Геологические разрезы субширотной ориентировки, пересекающие с запада на восток Сакмарскую зону и конкретно Медногорский рудный район, составлены И.Б. Серавкиным (Вулканизм..., 1992). В результате анализа этих данных авторами сделан ряд выводов.

1. Пликативная структура, установленная в разрезе северной части Сакмарской зоны, имеет симметричную встречную двойную вергентность. Осевая зона проходит примерно по центру Блявинской и Утягуловской синклиналильных структур и ориентирована в северо-западном направлении. Осевые плоскости изоклинальных складок и пластины надвигового характера, расположенные западнее и восточнее осевой зоны, имеют встречные падения, образуя веерообразную структуру.

2. В разрезе палеозоя северной части Сакмарской зоны выделяются три структурных яруса. Нижний ($C-O_1$) сложен толщами медногорской, кидрясовской, кураганской и баулуской свит. Средний структурный этаж образуют комплексы офиолитовой ассоциации, включающие базальты карамолинской толщи, отложения сакмарской свиты, частично – эффузивы баулуской свиты, многочисленные пластины серпентинитов. Верхний структурный ярус залегает несогласно на подстилающих отложениях первых двух ярусов. В основании его залегает акчуринская свита, выше утягуловская и отложения D_2-C_1 .

3. Наиболее интенсивные горизонтальные перемещения и сжатие проявились в раннедевонское и послекамменноугольное время. Унаследованный характер тектоногенеза выразился в устойчивой двойной вергентности элементов разрывных и пликативных структур. Последнее, по нашему мнению, связано с широким распространением сдвигово-надвиговых дислокаций, формирующих ансамбль типа “пальмового дерева”. Элементы таких структур зафиксированы С.Г. Самыгиным с соавторами (2005) в метаморфических толщах максютовского комплекса в Уралтаусской мегазоне, расположенной восточнее Сакмарской зоны и отделяющей ее от Вознесенско-Присакмарской зоны (часть Главного Уральского разлома (ГУР)), которая с позднемесского времени начала активно проявляться как область заложения зоны субдукции восточного падения. Особенностью максютовского комплекса является присутствие эклогитов и глаукофановых сланцев нескольких генераций (Краснобаев и др., 1996; Lennykh, Valiser, 1999). В.Н. Пучков (2010) допускает, что формирование протолита максютовского комплекса происходило в период от верхов кембрия до низов раннего девона, а протолитом эклогитов (Самыгин и др., 2005) были базальты толеитовой серии различной фациальной принадлежности с петролого-геохимическими характеристиками, близкими к E-MORB (Lennykh, Valiser, 1999; Volkova et al., 2004). Эклогиты развиты в виде субмеридиональных зон до 1 км в поперечнике, прерывистых и изогнутых в СВ или ЮЗ направлениях. Часты сжатые небольшие складки с крутопадающими шарнирами и соответствующей ориентировки осевыми плоскостями складок (Самыгин и др., 2005). Данные авторы считают, что формирование подобных складок связано со сдвиговыми напряжениями. Эксгумация пород, содержащих высокобарические минеральные ассоциации, связана с формированием характерных для транспрессивных напряжений структур “пальмового дерева”.

Сочетание надвиговых и сдвиговых дислокаций также отмечалось И.Б. Серавкиным с соавторами (2003) в зоне ГУР от Карабашского до Байгу-скарковского и Абубакировского участков.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной работе обобщены литературные и авторские геологические, структурно-тектонические данные по строению Сакмарской зоны Южного Урала, проанализированы петрогеохимические особенности вулканических пород, являющихся в раннем палеозое важной составной частью свит этого сектора. Значительная часть данных опубликована в работах авторов (см. Список литературы) при описании отдельных объектов. Сведения о содержании петрогенных и редких элементов полу-

чены методами химического, рентгено-флуоресцентного, атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного и ICP-MS анализов в лабораториях ИГЕМ (Москва), ГЕОХИ (Москва), ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Большинство анализов на главные и малые элементы в разные годы выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Содержания петрогенных элементов измерялись на спектрометрах СРМ-18 и EDX-900 HS. Содержания Fe_2O_3 , Na_2O определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом, FeO , Na_2O , п. п. п. – методом “мокрой” химии.

Анализы на микроэлементы выполнялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном спектрометре ELAN-9000 (PerkinElmer) с использованием аргона. Погрешность анализа составляет 0.1–1 отн. % (для разных уровней содержаний элементов).

Предварительная авторская интерпретация геологических данных убедительно подтверждена геохимическими данными. Для геодинамической типизации и установления особенностей источников магм использован ряд известных дискриминантных диаграмм (см. ссылки в подписях), а также диаграмма Y-Nb (Холоднов и др., 2021) с изолиниями Y/Nb-индексов и реперными точками основных геодинамических типов источников (N-MORB, E-MORB, OIB, по (Sun, McDonough, 1989). Величина Y/Nb-индекса в магматитах позволяет оценить интенсивность мантийно-корового взаимодействия.

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ. ОБЗОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В разрезах древних палеозойских свит Сакмарской зоны, в пределах Медногорского рудного района, установлены следующие стратиграфические подразделения (рис. 1, 2): тереклинская ($\text{C}_1 \text{ tk}$), медногорская (md), кидрясовская ($\text{C}_3\text{--O}_1 \text{ kd}$), баулуская ($\text{O}_2 \text{ ba}$), кураганская ($\text{O}_2 \text{ kr}$), губерлинская ($\text{O}_2\text{--D}_1 \text{ gb}$), сакмарская ($\text{S--D}_1 \text{ sk}$) свиты, карамолинская ($\text{S--D}_1 \text{ kml}$) толща, блявинская ($\text{S--D}_1 \text{ bl}$), акчуринская ($\text{D}_1 \text{ lh}_2\text{--D}_{1e} \text{ ak}$), чанчарская ($\text{D}_{1e} \text{ ch}$), утягуловская ($\text{D}_{2e_2}\text{--D}_{2ef_1} \text{ ut}$), ишмуратовская ($\text{D}_2 \text{ ef}_2 \text{ is}$), улутаусская ($\text{D}_{2zv}\text{--f}_1 \text{ ul}$), сарбайская ($\text{D}_{2zv} \text{ f}_1 \text{ sb}$), зилаирская ($\text{D}_3 \text{ fm zl}$).

В состав ряда подразделений входят вулканогенные образования, которые ниже в тексте описаны как комплексы, одноименные со свитами (толщами).

Кембрийские (C_1) датировки *тереклинской и медногорской свит* (содержащих трахибазальты) установлены на основании находок археоцеат и конодонтов в алевролитах из верхней части разреза

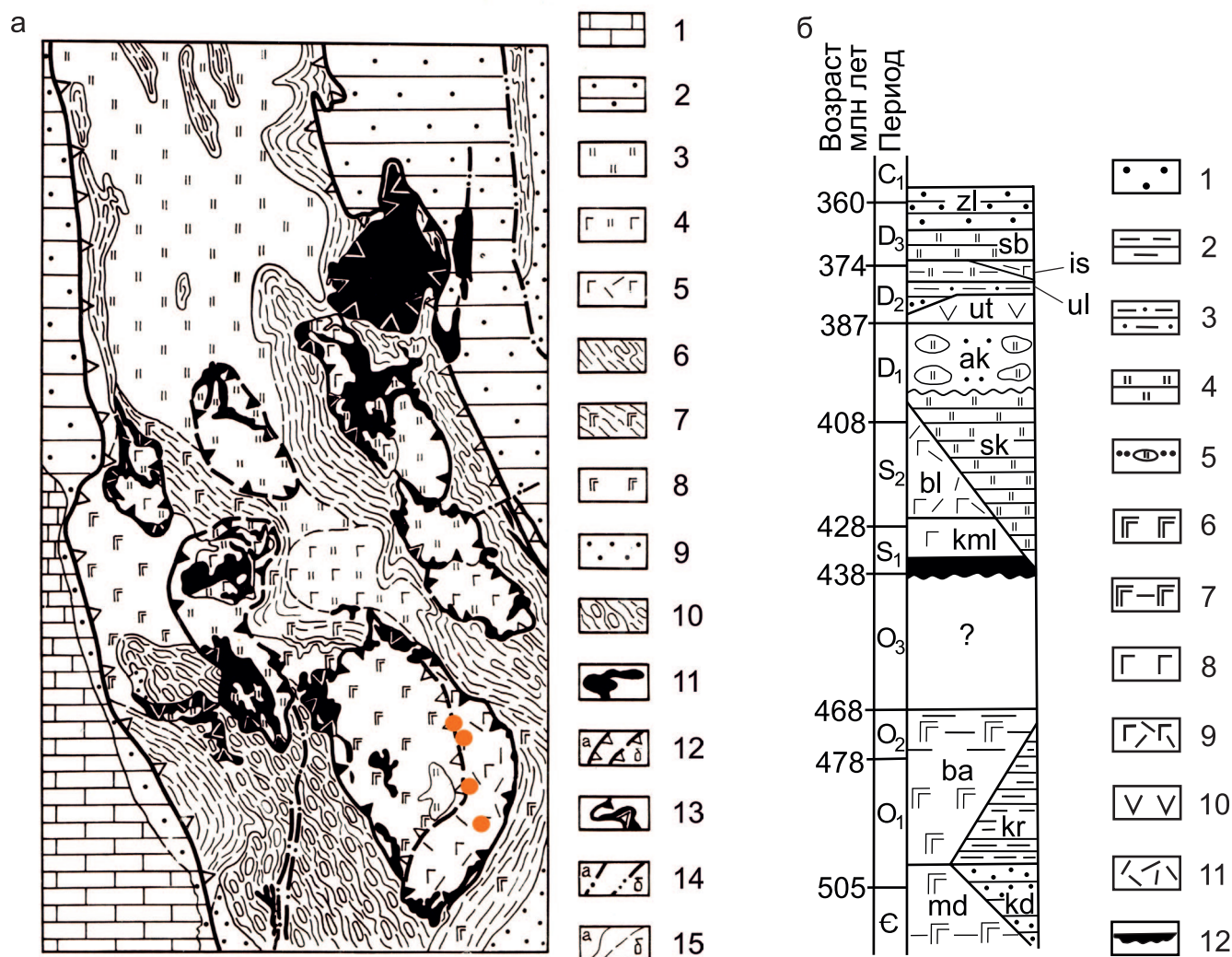


Рис. 1. Структурно-формационная схема северной части Сакмарской зоны Урала (додевонский структурный этаж) (а) и геологическая колонка Сакмарской зоны (б). Составили И.Б. Серавкин и З.И. Родичева (1990).

а. 1, 2 – осадочные формации обрамления Сакмарской зоны, “снятые” на исследуемой территории: 1 – карбонатная (нерасчлененный C_{1-2}), 2 – флишевая зилаирской свиты (D_3fm-C_1t,zl); 3–11 – формации додевонского этажа: 3 – кремнистая сакмарской свиты ($S-D_1sk$), 4 – кремнисто-базальтовая карамолинской свиты ($S-D_1kml$), 5 – риолит-базальтовая блявинской свиты ($S-D_1bl$), 6 – терригенная алевропелитовая, кураганской свиты ($O_{1-2}kr$), 7 – базальт-терригенная кураганской свиты ($O_{1-2}kr$), 8 – трахибазальтовая баулуской свиты ($O_{1-2}ba$), 9 – терригенная грабенная кидрясовской свиты ($C-O_1kd$), 10 – карбонатно-терригенно-трахибазальтовая медногорской свиты ($C-O_1md$), 11 – серпентиниты; 12 – надвижки установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – границы офиолитовых пластин; 14 – разломы невыясненного типа установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – границы между свитами, формациями установленные (а) и предполагаемые (б) под отложениями девонского этажа. Оранжевые кружки – колчеданные месторождения Блявинского рудного поля.

б. 1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы, аргиллиты; 3 – туффиты; 4 – кремни, фтаниты, углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 5 – брекчии, конглобрексии с обломками кремней, известняков, вулканитов в кремнисто-терригенном цементе; 6 – трахибазальты, субщелочные базальты; 7 – то же в вулканогенно-осадочных разрезах; 8 – базальты; 9 – риодацит-базальтовые разрезы; 10 – вулканиты базальтового, андезитового и риодацитового состава, известково-щелочные; 11 – дациты, риодациты; 12 – серпентинизированные гипербазиты. Названия и индексы свит и толщ: kd – кидрясовская, sk – сакмарская, md – медногорская, ba – баулуская, kml – карамолинская, kr – кураганская, bl – блявинская, ak – акчуринская, ut – утягуловская, is – ишмураговская, ul – улутауская, sb – сарбайская, zl – зилаирская.

Fig. 1. Structural-formational scheme of the northern part of the Sakmara zone of the Urals (pre-Devonian structural stage) (a) and geological column of the Sakmara zone (b). Compiled by I.B. Seravkin and Z.I. Rodicheva (1990).

а. 1, 2 – sedimentary formations framing the Sakmara zone, “removed” on its territory: 1 – carbonate (undivided C_{1-2}), 2 – flysch of the Zilair suite (D_3fm-C_1t,zl); 3–11 – formations of the pre-Devonian stage: 3 – siliceous, Sakmara suite ($S-D_1sk$), 4 – siliceous-basalt, Karamolinskaya suite ($S-D_1kml$), 5 – rhyolite-basalt, Blyavinsky suite ($S-D_1bl$), 6 – terrigenous silty-pelitic, Kuraganskaya suite ($O_{1-2}kr$), 7 – basalt-terrigenous, Kuraganskaya suite ($O_{1-2}kr$), 8 – trachybasalt, Bauluskaya suite ($O_{1-2}ba$), 9 – terrige-

nous graben, Kidryasovskaya suite (Є–O₁kd), 10 – carbonate–terrigenous–trachybasaltic, Mednogorsk suite (Є–O₁md), 11 – serpentinites; 12 – thrusts established (a) and assumed (b); 13 – boundaries of ophiolite plates; 14 – faults of unknown type established (a) and assumed (b); 15 – boundaries between suites, formations established (a), assumed (b) under the deposits of the Devonian stage. Orange circles – pyrite deposits of the Blavinsky ore field.

6. 1 – sandstones; 2 – shales, mudstones; 3 – tuffites; 4 – flints, phtanites, carbonaceous–siliceous–clayey shales; 5 – breccias, congl–breccias with fragments of flints, limestones, volcanics in siliceous–terrigenous cement; 6 – trachybasalts, subalkaline basalts; 7 – the same, in volcanic–sedimentary sections; 8 – basalts; 9 – rhyodacite–basalt sections; 10 – volcanics of basaltic, andesitic and rhyodacite composition, calc-alkaline; 11 – dacites, rhyodacites; 12 – serpentinitized hyperbasites. Names and suite indexes: kd – Kidryasovskaya, sk – Sakmarskaya, md – Mednogorskaya, ba – Bauluskaya, kml – Karamolinskaya, kr – Kuraganskaya, bl – Blyavinskaya, ak – Akchurinskaya, ut – Utyagulovskaya, is – Ishmuratovskaya, ul – Ulutauskaya, sb – Sarbayskaya, zl – Zilairskaya.

медногорской свиты (Стратиграфия..., 1993). В составе кидрясовской свиты (Є₃–O₁ kd) присутствуют аркозовые песчаники, кварцевые и глауконитовые конгломераты, глинистые сланцы, несущие фациальные и минералогические признаки обстановки континентального рифтогенеза на восточном крае ВЕП.

Стратиграфия ордовикских отложений детально анализируется в работах (Формирование..., 1986; Вулканизм..., 1992; Стратиграфия..., 1993; Аристов и др., 2005; Рязанцев и др., 2005; Пучков, 2000, 2010). Ассоциация базальтов в составе *баулуской свиты* (O₂ ba) с кремнистыми породами, содержащими лишь остатки пелагической фауны, без карбонатных прослоев, позволяет предполагать их принадлежность к щелевым рифтогенным комплексам (Пучков, 2000). Практически все более или менее достоверно датированные фрагменты баулуского вулканического комплекса сложены пиллоу-базальтами умереннотитанистого типа (TiO₂ 1.03–1.74 мас. %), принадлежащими толеитовой и умереннощелочной петрохимическим сериям.

Породы *карамолинского комплекса* (S₁–D₁ kml) образуют тектонические пластины (Смирнова и др., 1986; Серавкин, Родичева, 1990), залегающие в виде синформ на кембрий–ордовикских отложениях. Вулканиды представлены афировыми и мелкопорфировыми пиллоу-базальтами и хорошо раскристаллизованными долеритобазальтами, диабазами, габбро-диабазам, слагающими силлы, потоки, штоки с шаровой, скорлуповатой, брекчиевой структурой. Мощность толщи 700–1300 м. В отдельных разрезах (д. Чураево) базальты выклиниваются, замещаясь кремнистыми сланцами сакмарской свиты. Карамолинская толща по возрасту отчасти предшествует блявинской свите (Бо-

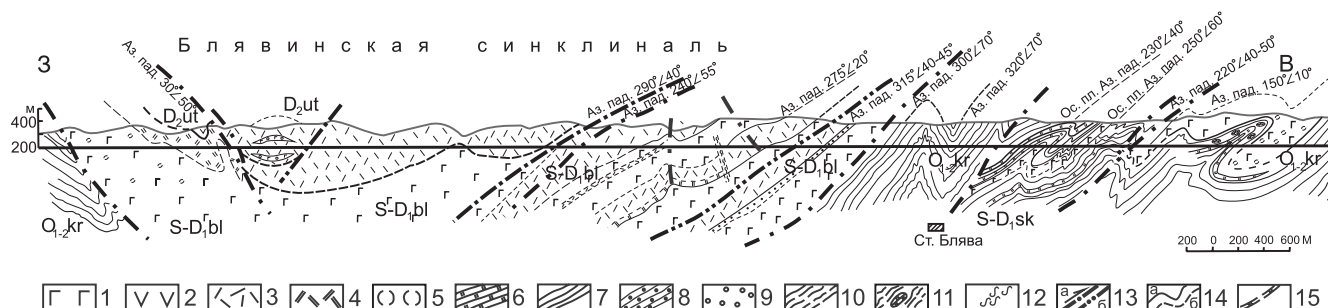


Рис. 2. Геологический разрез через центральную и восточную части Сакмарской зоны (по линии железной дороги), по (Серавкин, Родичева, 1990). Схематизировал А.М. Косарев.

1 – базальты афировые; 2 – андезиты плагиофировые; 3 – дациты плагиофировые; 4 – дациты кварцевые; 5 – шаровая, подушечная текстура; 6 – кремнистые породы; 7 – алевролиты; пелитолиты; 8 – песчаники; 9 – туфы песчано-гравийные; 10 – глинистые сланцы; 11 – то же с будинированными прослоями кремней; 12 – хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты; 13 – разрывные нарушения и направления перемещения по ним; установленные (a) и предполагаемые (b); 14 – границы между свитами, толщами установленные (a) и предполагаемые (b); 15 – предполагаемые горизонты внутри толщ. Названия и индексы свит и толщ: O₁₋₂ kr – кураганская, S–D₁bl – блявинская, S–D₁sk – сакмарская, D₂ut – утягуловская.

Fig. 2. Geological section through the central and eastern part of the Sakmara zone (along the railway line) according to (Seravkin, Rodicheva, 1990). Schematicized by A.M. Kosarev.

1 – aphyric basalts; 2 – plagiophyre andesites; 3 – plagiophyre dacites; 4 – quartz dacites; 5 – spherical; pillow texture; 6 – siliceous rocks; 7 – siltstones; pelitoliths; 8 – sandstones; 9 – sand–gravel tuffs; 10 – clayey shales; 11 – the same; with boudinized chert layers; 12 – chlorite–sericite–quartz metasomatites; 13 – faults and directions of movement along them; established (a) and assumed (b); 14 – boundaries between formations, strata established (a) and assumed (b); 15 – supposed horizons within strata. Names and suite indexes: O₁₋₂ kr – Kuraganskaya, S–D₁bl – Blyavinskaya, S–D₁sk – Sakmarskaya, D₂ut – Utyagulovskaya.

родаев и др., 1963) и сходна с сугралинской свитой Косистекского района.

Пространственная ассоциация пород карамолинской толщи с серпентинитами позволила С.В. Руженцеву отнести их к офиолитовой ассоциации. И.Б. Серавкин (Вулканизм..., 1992) отмечает тесную ассоциацию серпентинитов, фтанитов и базальтов. В разрезе у д. Чураево кремнистые породы и базальты залегают на поверхности офиолитовых пластин со стратиграфическим контактом. Эти факты позволяют заключить, что в S_1 – D_1 началось заложение субдукционной зоны со взламыванием океанической коры, протрузиями серпентинитов.

Блявинский комплекс в фрагментарном разрезе свиты (S – D_1 bl) прослежен в южной и восточной стенках Блявинского карьера и по керну скважин Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений. В верхней части этого разреза (уступы 1–6) залегает карамолинская толща базальтов, переслаивающихся с кремнистыми породами, известковистыми алевролитами, содержащими граптолиты (Бородаев и др., 1963; Кропачев и др., 1968). В западной стенке карьера залегают базальты с повышенными TiO_2 , прослоями кремнистых пород, содержащими ордовикские конодонты. Ниже охарактеризованных базальтов, на уступе № 7, в юго-восточном углу карьера, вблизи тектонической зоны, залегают базальты с содержаниями TiO_2 0.8–1.2 мас. % и геохимией, характерной для островодужных базальтов. Они относятся к надрудной пачке базальтов, которая более четко выделяется на Комсомольском колчеданном месторождении (Кропачев и др., 1968; Даниленко, 1991). По наблюдениям И.Б. Серавкина, в нижней части надрудного разреза, в юго-восточном углу Блявинского карьера, низкотитанистые базальты налегают на кислые вулканические породы рудоносной толщи с тектоническим контактом.

Детальные материалы по строению колчеданных месторождений блявинской группы (Блявинское, Разумовское, Комсомольское и Яман-Касы) содержатся в монографии В.В. Масленникова (1999). Он констатирует, что рудовмещающей структурой колчеданных месторождений является Блявинская синформа. Колчеданные месторождения располагаются в узкой (1–5 км) полосе, сложенной кислыми породами полифациального комплекса, в меньшей мере андезитами и базальтами. Эта зона рассматривается в качестве колчеданноносного рифта северо-западного простирания; возможно, что это могло быть связано и с очень крутым падением зоны субдукции (Вулканизм..., 1992; Масленников, 1999).

Важно отметить детальные геологические, геохимические и минералогические материалы В.В. Масленникова, в которых отмечается нормальный характер минералогической и фациальной зо-

нальности руд и околорудных изменений, присутствие в надрудной зоне гематитизированных пород и госсанитов, что свидетельствует о нормальном (незапрокинутом) залегании колчеданных рудных залежей Блявинской группы месторождений. Таким образом, о запрокинутом залегании, видимо, можно говорить лишь для баулуских базальтов западной стенки Блявинского карьера и силурийских базальтов карамолинской толщи, слагающих южную стенку этого карьера. Толщи баулуских (O_2) и карамолинских (S – D_1) базальтов, возраст которых установлен по конодонтам и граптолитам, залегают на толщах блявинской свиты с тектоническим контактом (Даниленко, 1991; Вулканизм..., 1992, Стратиграфия..., 1993).

Таким образом, геологические и петрохимические данные показывают, что в надрудной зоне Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений непосредственно над рудой залегают кислые обломочные породы, а выше – низкотитанистые островодужные базальты, еще выше которых встречаются кремнистые породы с ордовикскими конодонтами (Рязанцев и др., 2005). Над низкотитанистыми базальтами и кремнистыми породами по тектоническому контакту залегают умеренно- и высокотитанистые базальты силура и ордовика. Однако нет гарантии, что кремнистые породы с ордовикскими конодонтами не имеют тектонических контактов не только в области верхнего контакта, но и в зоне нижнего контакта.

Осадки кремнистого (сакмарского типа S – D_1 lh) разреза отлагались в раннем силуре на континентальном склоне в его подножии. Южнее образования косистекского и сугралинского типов формировались на существенном удалении от ВЕП. Высказывалось мнение (Хворова, 1974) о существовании здесь краевого моря. К.С. Иванов и В.Н. Пучков предполагали (Формирование..., 1986), что на пассивной окраине ВЕП возникла ранняя океаническая впадина в результате раскола континента (C – O – S_1), а затем в S – D_1 произошло заложение зоны субдукции и началось формирование островной дуги.

Время заложения зоны субдукции и начало формирования “Блявинской” островной дуги приурочены, скорее всего, к временному интервалу S_2 – D_1 . В этот интервал вписывается блявинская базальт-риолитовая колчеданноносная формация, вмещающая колчеданные месторождения: Блявинское, Комсомольское, Разумовское, Яман-Касы. Для Сакмарской зоны, по материалам В.Т. Тищенко, В.А. Маслова, О.В. Артющковой с соавторами (Стратиграфия..., 1993), И.Б. Серавкина с соавторами (Вулканизм..., 1992; Серавкин и др., 2003), С.А. Даниленко (1991), В.А. Аристова с соавторами (2005) выделяют силурийско-раннедевонскую островную дугу. Возраст островодужного комплекса относится к интервалу S_2 – D_1 lh.

В работе С.Г. Самыгина с соавторами (2005) в Эбетинской и Уралтауской антиформных структурах реконструируются Лушниковская (v–Є) и Губерлинская (O_2 – D_2) островодужные системы.

А.В. Рязанцев с соавторами (2005), основываясь на обобщении геологических, структурных и палеонтологических материалов, делает вывод о том, что Сакмарская структурная зона представляет собой краевой аллохтон, в основе которого имеет место “синформно изогнутая лежащая антиклинальная складка (шарьяж); комплексы Сакмарского аллохтона конформно огибают периклиналь зоны Уралтау и прослеживаются к востоку от этой зоны” в междуречье рр. Дергамыш и Губерля, район д. Мазово. Это вряд ли возможно, так как Блявинская свита ограничена возрастом нижележащей карамолинской толщи (S_{1ln}), а завершается в низах лохкова в связи с наличием верхнелохковских конодонтов в акчуриной толще (Стратиграфия..., 1993). Нижняя часть вулканогенного разреза Вознесенско-Присакмарской зоны (ГУР) представлена базальтовой толщей, содержащей позднемские конодонты.

Интерпретация геологического разреза Блявинского рудного поля в качестве фрагмента лежащей складки с запрокинутым нижним крылом (Рязанцев и др., 2005) отчасти соответствует фактическому материалу. Прослой кремнистых пород, залегающие выше рудных залежей Блявинского месторождения, содержат конодонты ордовиковского возраста. Однако они вряд ли датируют рудные тела, так как на плоскостях слоистости присутствуют тектонические зеркала скольжения, которые позволяют предполагать, что кремнистые породы с конодонтами ордовика слагают тектонический клин.

В нижней части разреза западного борта Блявинского карьера прослой кремнистых пород залегают с аз. пад. слоистости 215° , угол 30° . Согласно со слоистостью располагается тектоническая зона. В разрезе западного борта карьера наблюдается серия кулисообразно расположенных тектонических зон, образующих левосдвиговую систему. В юго-восточном борту карьера надрудная зона отделена от метасоматитов рудоносной зоны плоскостью с аз. падения 170° , углом 45° . На этой плоскости сформировалось зеркало скольжения со штриховкой аз. простирания 30° . Перечисленные структурные элементы входят в систему разрывных нарушений сдвига-надвигового типа. Изложенные данные позволяют, предположительно, датировать блявинскую колчедановосную свиту возрастным интервалом S_2p – D_{1lh} .

Чанчарский комплекс ($D_1 e_1$) выделен В.Г. Кориневским (1971). Сведения по составу вулканитов чанчарской свиты содержатся в ряде работ (Кориневский, 1971; Формации..., 1978; Иванов, 1998; Бочкарев, Язева, 2000; Золотарев и др., 1975; Федо-

ров и др., 2017). Нижняя часть разреза образована пиллоу-лавами трахибазальтов при подчиненной роли трахиандезитов, трахитов, риолитов, верхняя – эффузивными биотит-пироксеновыми базальтоидами, которые названы “чанчаритами” (Кориневский, 1971). Общая мощность вулканогенно-осадочной части разреза составляет 700–1300 м.

Чанчарская свита и мостостроевский комплекс имеют близкий возраст – D_{1e_1} , соответствующий конодонтовым зонам *excavatus*, *inversus* (Артюшкова, 2014). Акчуриная толща, подстилающая чанчарскую свиту, включает зоны *kitabicus* (D_{1e_1}), (D_{1pr}) пражский ярус и верхнюю часть лохковского яруса, конодонтовые зоны *pesavis* и *delta* (Артюшкова, 2014). Вулканические фации в разрезе чанчарского вулканического комплекса можно параллелизовать с аналогичными по щелочности и более калиевыми интрузивными породами, выделенными в велиховский габбро-сиенитовый комплекс, где комагматичность интрузивных и эффузивных пород установлена предшествующими исследователями (Кориневский, 1976; Бочкарев, Язева, 2000; Федоров и др., 2017).

Мостостроевский трахибазальт-латит-трахитовый комплекс (D_{1e_1}), приуроченный к Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоне (часть ГУР) (Тищенко, 1971), представлен ассоциацией эффузивно-кремнисто-обломочного состава. На левом берегу р. Дергамыш, против д. Байгускарово, среди обломочных слоеватых серпентинитов, по данным А.М. Косарева, залегает фрагмент (около 5 м в поперечнике) пиллоу-лав латитового состава, относимых к мостостроевскому комплексу. Большое поле аналогичных вулканитов развито на западной окраине г. Орск, в районе автомобильного моста через р. Урал, по обе стороны реки. В районе д. Репино, на восточном берегу р. Елшанки, разрез вулканитов и кремнистых, кремнисто-обломочных пород мостостроевского комплекса перекрывается базальтами и гиадокластогенными брекчиями баймак-бурибаевской свиты (Стратиграфия..., 1993).

Можно предположить, что область щелочного и субщелочного шошонит-латит-трахитового вулканизма охватывала фрагмент Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон, включая зону ГУР – серпентинитового меланжа. Учитывая разновозрастность чанчарского и мостостроевского комплексов, можно было бы объединить их в единый комплекс раннеэмского возраста, завершающий силурийско-раннеэмский цикл вулканизма Блявинской (S_2 – D_{1e_1}) островной дуги.

Более поздний позднеэмско-раннеэфельский цикл проявлен в Сакмарской (утягуловская вулканогенная свита; D_{1e_2} – D_{2ef_1}) и Западно-Магнитогорской зонах, включая зону ГУР (баймак-бурибаевская, верхнетаналыкская и ирендыкская свиты; D_{1e_2} – $D_{2ef_1ir_5}$).

Судя по имеющимся геологическим материалам, Уралтауской антиформной зоны в раннедевонское, раннеэмское время еще не существовало, но была обширная зона субдукции (уноса и эксгумации). Активная фаза зоны субдукции позднеэмского возраста в зоне ГУР началась с формирования ивановского толеит-бонинитового колчеданосного комплекса (D_{1e_2}). Возрастным аналогом последнего в Сакмарской зоне является утягуловский комплекс островодужных (D_{1e_2} – D_{2ef_1}) вулканитов (Стратиграфия..., 1993; Артюшкова, 2014), известково-щелочной серии, не содержащий бонинитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Проведено обобщение геохимических материалов по следующим вулканическим комплексам нижне- и среднепалеозойского возраста: медногорскому (E), баулускому (O_2), карамолинскому (S – D_1), блявинскому (S_2 – D_1), чанчарскому (D_{1e_1}) (рис. 3, 4).

Пробы магматитов *медногорского комплекса* отобраны автором при участии В.Н. Пучкова в разрезе хр. Сарбай и разрезе медногорского комплекса на западной окраине г. Медногорск в районе водовода, поблизости от глыбовых выходов археоциатовых известняков. Используются также литературные данные (Вулканизм..., 1992; Косарев, 2015). Большая часть вулканитов представлена долеритобазальтами с зернистой, хорошо раскристаллизованной основной массой. Принадлежность их к эффузивной фации обосновывается наличием прослоев псаммитовых и гравийных осадочных пород и конглобрекций. Вероятно присутствие экструзивных тел, встречаются редкие интрузии габбро-сиенитов. Базиты медногорского комплекса относятся к умереннощелочной серии, по геохимическим характеристикам близки к океаническим платобазальтам (Oceanic Platobasalts – OPB), а габбро-сиениты содержат повышенный Nb (до 80.2 г/т); на рис. 4 позиция ряда точек медногорских базальтов приближается к E–MORB. Это может указывать на роль плюмового фактора в их генерации или по крайней мере на более обогащенный тип источника. Присутствие плюмозависимых магматических пород кембрийского возраста на Среднем, Северном и Полярном Урале отмечалось В.Н. Пучковым (2018) (маньхамбовский комплекс), сходные образования кислого состава известны и на Южном Урале (Шардакова, 2018).

В составе *баулуского комплекса* (O_{2-3}) преобладают оливинсодержащие базальты, относящиеся к

толеитовой и субщелочной сериям (Серавкин, Родичева, 1990; Вулканизм..., 1992; Рязанцев и др., 2005; Косарев, 2015) ($K_2O + Na_2O = 3.95$ – 5.42%). По концентрациям малоподвижных компонентов (Zr, Cr, Y при $TiO_2 = 1.03$ – 1.77 , изредка до 2.25 мас. %) большая часть базальтов близка к океаническому типу. Для них характерны плоские тренды (порода/хондрит) распределения редкоземельных элементов; на мультиэлементных спайдердиаграммах (см. рис. 4в–е в работе (Косарев, 2015)) виден дефицит легких и тяжелых РЗЭ, положительные аномалии К и других крупноионных элементов. Для Sr характерны слабые положительные и отрицательные аномалии.

Существенная часть баулуских базальтов по соотношениям Th, Nb, Y, Zr (см. рис. 4) близка к производным N–MORB, имеет высокие величины Y/Nb–отношения (10–20), что характерно для океанических (?) образований. Другая часть проб обогащена ЛРЗЭ (см. рис. 4д–е в работе (Косарев, 2015)), имеет повышенные концентрации Nb (12.4–23.5 г/т), по соотношениям Th, Nb, Y, Zr приближается к E–MORB и даже OIB, что указывает на участие обогащенного источника в петрогенезе магм баулуского комплекса. По величине индекса Y/Nb = 20–10 (по (Холоднов и др., 2023)) базальты баулуской свиты отвечают базальтам фронтальных зон островных дуг. К ним близка позиция части точек базальтов губерлинской свиты, тогда как другая их часть явно тяготеет к полю тыловодужных зон островных дуг – здесь же находятся базальты (два анализа) блявинского комплекса. Указанные особенности можно связать либо с наличием фрагментов двух островных дуг – ордовикской (губерлинской) и девонской (блявинской), либо единой дуги, имеющей фронтальную и тыловодужные зоны.

В составе *губерлинской свиты* (см. рис. 4) (O_2 – D_1 ?) присутствуют базальты, большая часть которых по составу отвечает известково-щелочным, реже толеитовым разностям. Их возраст нуждается в уточнении, так как в губерлинском разрезе присутствуют, наряду с ордовикскими, фрагменты пород девонского возраста (Пучков, Иванов, 1983).

По соотношению Nb/Yb–Th/Yb они отвечают IAT и CAB, на диаграмме Zr/Y–Nb/Y и по соотношению Y и Nb точки губерлинских базальтов близки к позиции источника N–MORB.

Базальты *карамолинского комплекса* (S – D_1) (см. рис. 3) имеют более высокие содержания TiO_2 (1.5–2.0 мас. %) (Серавкин, Родичева, 1990), чем базальты блявинской свиты. По этому параметру карамолинские базальты близки к базитам баулуского (O_2) комплекса. При широких колебаниях TiO_2 и пониженных Ni, Co, Cr карамолинские базальты обнаруживают сходство с платобазальтами (OPB) (Богатиков и др., 2010) и умереннотитанистыми базальтами (T–4Б, D_{1br}) бурибайского комплекса, генера-

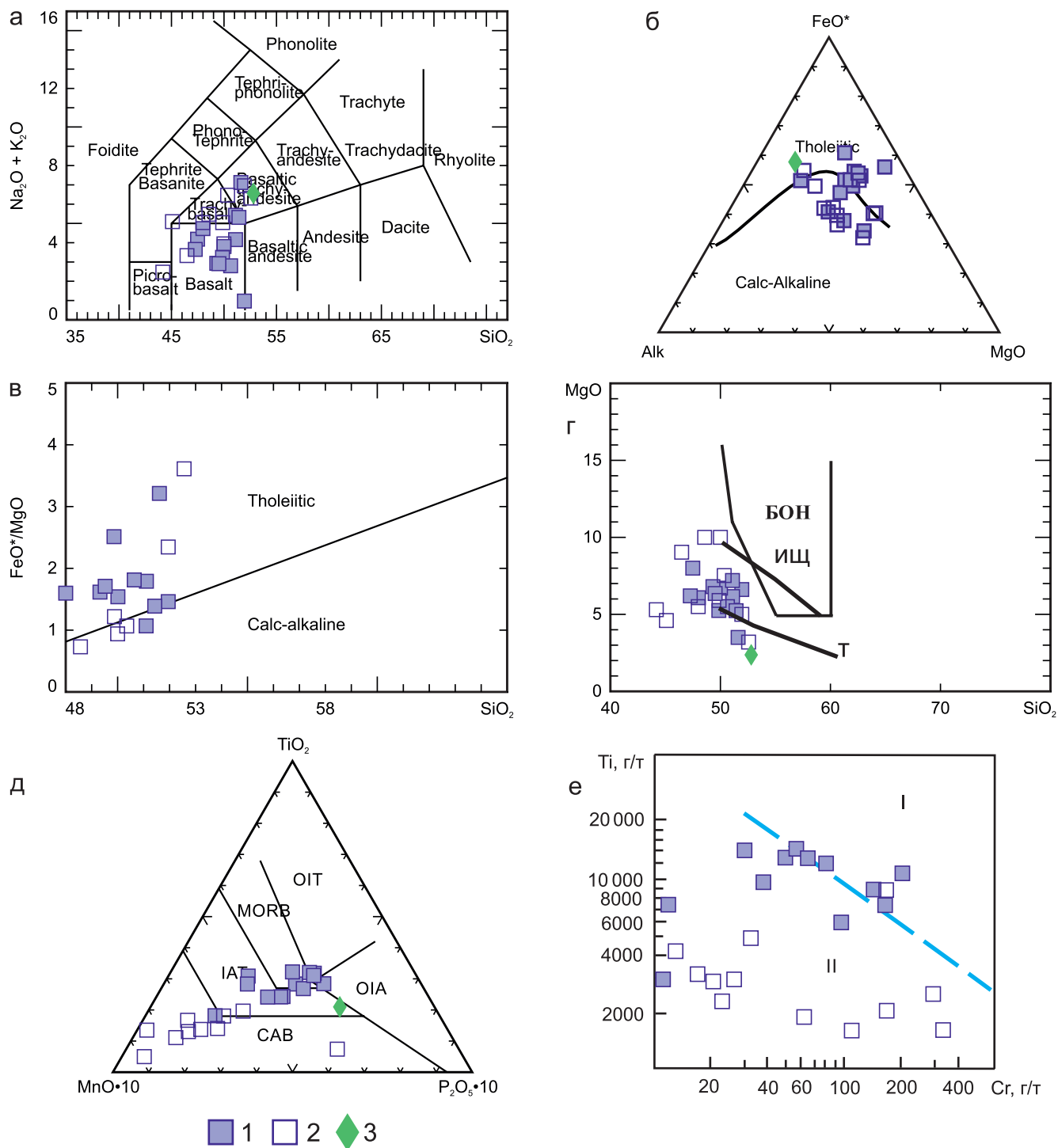


Рис. 3. Особенности химизма базальтов карамолинского и блявинского комплексов. Диаграммы TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г), $\text{MnO}\cdot 10\text{--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5\cdot 10$ (д), Cr–Ti (е).

1 – базальты карамолинского комплекса, 2 – базальты блявинского комплекса, 3 – образец Т–4Б (баймак-бурибаевский комплекс); I – поле океанических базальтов, II – поле островодужных базальтов.

Fig. 3. Features of the chemistry of basalts of the Karamolinsky and Blavinsky complexes. Diagrams TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г), $\text{MnO}\cdot 10\text{--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5\cdot 10$ (д), Cr–Ti (е).

1 – basalts of the Karamolinsky complex, 2 – basalts of the Blyavinsky complex, 3 – sample T–4B (Baymak-Buribaevsky complex); I – field of oceanic basalts, II – field of island arc basalts.

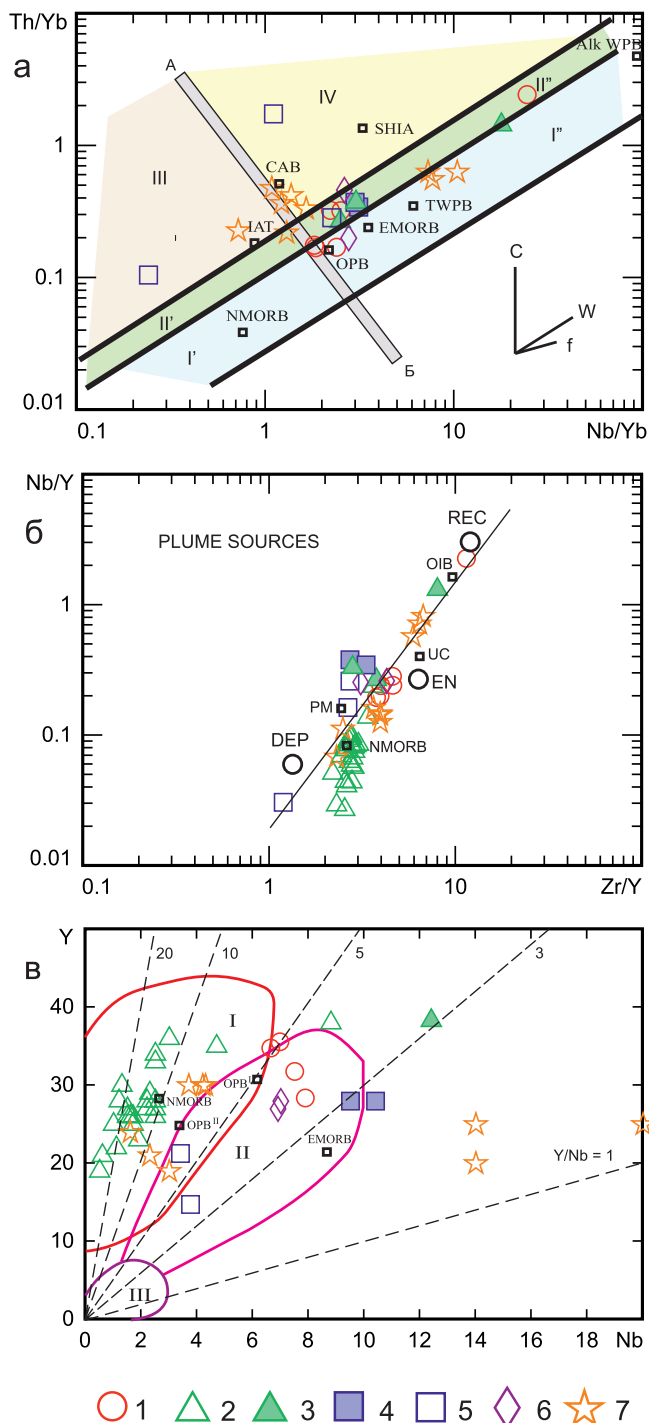


Рис. 4. Соотношения Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997), Nb–Y (Холоднов и др., 2021) базальтов вулканических комплексов, составляющих Кракино–Медногорский пояс.

1 – базальты медногорской свиты; 2 – базальты баулуской свиты (Рязанцев и др., 2005; коллекция Д.В. Борисенка); 3 – базальты баулуской свиты (Косарев, 2015); 4 – базальты карамолинского комплекса, южная стенка Блявинского карьера (Косарев, 2015); 5 – базальты блявинского комплекса, юго–восточной стенки Блявинского

карьера (Косарев, 2015); 6 – базальты дергаишской свиты (Борисенко, Рязанцев, 2005); 7 – базальты губерлинской свиты (Борисенко, Рязанцев, 2005).

Стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок: NMORB – нормальные толеитовые базальты COX, EMORB – обогащенные базальты COX. Стандартные составы островных дуг: IAT – толеитовые базальты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты, SHIA – шшонитовая серия, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты переходного типа, Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты. Поля: I–I'' – поле океанических базальтов, II'–II'' – поле переходных составов от океанических к островодужным, III – поле островодужных составов с океанической и мало мощной островодужной корой, IV – поле островодужных составов с мощной островодужной и переходной к континентальной корой, AB – линия, разделяющая океанический и континентальный сектор; Источники: DEP – деплетированный, REC – рециклинговый, EN – обогащенный, OIB – базальты океанических островов, UC – состав верхней коры, PM – примитивная мантия; NMORB – нормальные толеитовые базальты COX; EMORB – обогащенные базальты COX, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010). Поле I – островодужные комплексы Тагильской вулканогенной зоны (Холоднов и др., 2021). Поле II – рифтогенный габбро-(сиенит)-гранитоидный магматизм “мантийных окон”. Поле III: Волковский габбровый массив Платиноносного пояса Урала (ППУ); Тагильский (444–430 млн лет) габбро-диоритовый массив (Юрьевский Камень); массивы ЛАП-серии в составе ППУ.

Fig. 4. Ratios Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997), Nb–Y (Kholodnov et al., 2021) ratios of basalts volcanic complexes that make up the Krakino–Mednogorsk belt.

1 – basalts of the Mednogorsk Formation; 2 – basalts of the Baulus Formation (Borisenok, 2005); 3 – basalts of the Baulus Formation (Kosarev, 2015); 4 – basalts of the Karamolinsk complex, southern wall of the Blyavinsky quarry (Kosarev, 2015); 5 – basalts Blyavino complex, southeastern wall of the Blyavinsky quarry (Kosarev, 2015); 6 – basalts of the Dergaish Formation (Borisenok, 2005); 7 – basalts of the Guberninskaya Formation (Borisenok, 2005).

Standard compositions of basalts from different geodynamic settings: NMORB – normal tholeiitic basalts ROH, EMORB – enriched MOR basalts. Standard compositions of island arcs: IAT, tholeiite basalts of island arcs; CAB, calc-alkaline basalts; SHIA – shoshonitic series; OPB, basalts of underwater oceanic plateaus (Bogatikov et al., 2010); TWPB, intraplate transitional basalts; Alk WPB – alkaline intraplate basalts; Fields: I–I'' – field of oceanic basalts, II'–II'' – field of transitional compositions from oceanic to island-arc, III – field of island-arc compositions with oceanic and thin island-arc crust, IV – field of island-arc compositions with thick island-arc and transitional to continental crust, AB – line separating the oceanic and continental sectors;

Sources: DEP – depleted, REC – recycling, EN – enriched, OIB – ocean island basalts; UC is the composition of the upper crust; PM – primitive mantle; NMORB – normal tholeiitic basalts MOR, EMORB – enriched MOR basalts; OPB – submarine oceanic plateau basalts (Bogatikov et al., 2010). Field I – island-arc complexes of the Tagil volcanogenic zone (Kholodnov et al., 2021). Field II – riftogenic gabbro-(syenite)-granitoid magmatism of “mantle windows”. Field III: Volkovsky gabbro massif of the Urals Platinum Belt (PBU); Tagil (444–430 Ma) gabbro-diorite massif (Yuryevsky Kamen); LAP – series arrays as part of PBU.

ция которых могла быть связана с разрывом субдуктирующей плиты и формированием астеносферного диапира (Косарев и др., 2018).

Базальты собственно карамолинского комплекса ($S-D_1$), составы которых нанесены на рис. 3, на диаграмме Cr–Ti располагаются преимущественно в поле океанических образований. Некоторые пробы с повышенными содержаниями TiO_2 (0.8–2.0 мас. %) характеризуются очень низким количеством Cr (8–100 г/т), что связано с аллохимическими вторичными преобразованиями. На диаграмме Ti–Zr (Вулканизм..., 1992) они четко располагаются на линии, характеризующей тренд океанических базальтов.

Точки составов надрудных базальтов ЮВ стенки Блявинского карьера, включаемых нами в карамолинскую свиту, на рис. 4а ($Nb/Yb - Th/Yb$) находятся в поле II (переходном от океанического к островодужному) вблизи стандарта базальтов EMORB типа. По величине отношения Y/Nb (рис. 4в) (Холоднов и др., 2021) они лежат между точками N– и E–MORB. На диаграмме $Zr/Y - Nb/Y$ (Fitton et al., 1997) составы этих базальтов расположены в поле плюмового источника.

Приведенные выше параметры эффузивов Сакмарской зоны указывают на то, что в силурийское время здесь широкое распространение получил базальтовый вулканизм, в петрогенезисе которого участвовали плюмовые (обогащенные мантийные) источники.

Базальты и андезибазальты блявинского комплекса (S_2-D_1) относятся к нормальным и умереннощелочным разностям натриевого типа. Они, в отличие от более древних баулуских и медногорских базитов, содержат меньше FeO_{tot} и TiO_2 (<1%). На TAS-диаграмме надрудные низкотитанистые базальты блявинского комплекса (см. рис. 3а) расположены вблизи границы нормальных и субщелочных составов. Наиболее информативны диаграммы (Cr–Ti, Ti–Zr), где надрудные низкотитанистые базальты блявинского комплекса (Серавкин, Родичева, 1990; Даниленко, 1991) располагаются в поле островодужных базальтов (см. рис. 3б–е) преимущественно известково-щелочной и переходной к толеитовой серий.

На диаграмме $Nb/Yb - Th/Yb$ (см. рис. 4а) (Pearce, 2008) одна из точек блявинских базальтов попадает в поле III – островодужных толеитов–бонинитов, вторая точка – в поле IV известково-щелочных и шошонитовых составов, третья точка расположена в поле II вблизи двух фигуративных точек карамолинской свиты и поблизости от стандарта ОРВ.

На диаграмме (см. рис. 4б) $Zr/Y - Nb/Y$ (Fitton et al., 1997) все точки пород блявинской свиты располагаются в поле плюмовых источников, вблизи разделительной линии и стандарта РМ, одна сдвинута в сторону DEР. На диаграмме $Nb - Y$ (Холоднов и др., 2021) две фигуративные точки базальтов

блявинской свиты расположены в области перекрытия полей I (островодужные серии) и II (“мантийных окон”), вблизи стандарта ОРВ. Эти геохимические данные позволяют сделать вывод о том, что формирование базальтов блявинского комплекса происходило в обстановке разрыва субдуктирующей плиты и возникновения в ней “мантийного окна” (slabwindow), над которым возник продуцирующий их магматический очаг.

По мнению В.В. Бочкарева и Р.Г. Язевой (2000), палеогеодинамическая позиция магматитов чанчарского комплекса интерпретируется неоднозначно. Проблема заключалась в том, что, по их мнению, в данном секторе отсутствовал предшествующий им островодужный вулканизм. По данным этих авторов, в петрохимическом отношении вулканисты чанчарского комплекса относятся к низкотитанистой субщелочной и щелочной сериям – родственным стандартной абсарокит-шошонит-латитовой островодужной серии. В абсарокитах содержания TiO_2 составляют 0.7–1.11, MgO – 3.99–7.48, ΣFeO 9.7–12.01, Na_2O – 2.38–5.06, K_2O – 1.87–3.69 мас.%. В шошонитах сохраняются низкие концентрации TiO_2 и MgO , умеренные ΣFeO и Na_2O (2.2–4.6 мас.%), слабо возрастают концентрации K_2O . По щелочности вулканические породы чанчарского комплекса относятся к субщелочным и щелочным составам.

По нашему мнению, по изученным материалам можно констатировать, что к типу островодужных толеитов относятся базальты блявинской колчеданоносной свиты, которые являются рудовмещающими для колчеданных залежей Блявинского и Комсомольского месторождений Медногорского рудного района.

В работе (Федоров и др., 2017) детально охарактеризованы геохимические особенности чанчаритов и ассоциирующихся с ними щелочных и известково-щелочных вулканитов. На спайдердиаграммах, приведенных в данной работе, прослеживаются негативные аномалии Nb, Ta, Hf, Zr, Ti и позитивные – Sr, Pb, K, Th, U, Ba, Rb, что характеризует их как типичные надсубдукционные образования, в выплавлении которых участвовали флюиды, обогащенные водой и крупноионными элементами. По соотношениям Yb и $(La/Yb)_n$ состав базальтов чанчарского комплекса сопоставим с составом продуктов частичного плавления шпинелевого лерцолита (Thirwall et al., 1994; Федоров и др., 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ

Раннепалеозойский тектономагматический цикл в Сакмарской зоне включает кембрийские, ордовикские, силурийские и раннедевонские–раннеэмские формации и комплексы. Кембрийский медногорский вулканический комплекс относится к типу

континентально-рифтогенных образований, ордовикский (O_2) баулуский комплекс имеет характеристики океанического типа, близкого к поляковскому (O_2) комплексу Вознесенско-Присакмарской зоны, и приближается к платобазальтам.

В выборке базальтов баулуского комплекса (см. рис. 4а–в) присутствуют базальты как с океаническими, так и, в меньшей мере, с островодужными характеристиками. По величине индекса $Y/Nb = 20-10$ базальты баулуской свиты и частично губерлинской по составу отвечают фронтальным зонам островных дуг, некоторая часть точек губерлинских базитов ближе к тыловодужным образованиям. Оба последних типа относятся к умереннотитанистым разностям, что позволяет классифицировать их как “базальты океанические с островодужным уклоном” (Косарев, 2015). По мнению Ю.А. Карякина (Самыгин и др., 2007), подобный геохимический тип может возникать при выплавлении океанических магм в области мантийного клина, несколько обогащенного водой предшествующих этапов петрогенеза. В целом геохимические данные подтверждают правомерность выделения Губерлинской островной дуги (Рязанцев и др., 2005).

Заложение зоны субдукции в Сакмарской зоне началось в силурийское время, на что указывает обилие в разрезе кармолинской свиты, сложенной океаническими базальтами, линз серпентинитов. Некоторые пласты серпентинитов, имеющие обломочный состав, относятся к типу эдафогенных брекчий (район д. Рамазаново) и ассоциируются с прослоями кремнистых пород. Подобные фациальные комплексы характерны для зон глубоководных желобов, окаймляющих островные дуги (Мурдмаа, 1987). В Блявинском карьере (южная стенка) к кармолинской свите нами отнесена толща надрудных базальтов (S_1) с прослоями серых кремнисто-глинистых сланцев, содержащих граптолиты (Бородаев и др., 1963; Кропачев и др., 1968). В пределах Вознесенско-Присакмарской зоны в Оренбургской области, в районе к югу от д. Мазово, по граптолитам из прослоев известняков среди пиллоу-базальтов (И.И. Никитин, В.Т. Тищенко и др.) выделена дергаишская свита океанических базальтов (S_1ln) (Стратиграфия..., 1993, Косарев, 2015).

Блявинский колчеданосный вулканический комплекс по геохимическим характеристикам (низкие содержания TiO_2) показывает принадлежность к островодужному типу (см. рис. 3е). На диаграмме $Nb-Y$ (см. рис. 4в) фигуративные точки блявинских базальтов располагаются вблизи стандарта OPB , что, вероятно, указывает на примесь обогащенного мантийного (плюмового?) вещества в источнике магм блявинского комплекса.

На петрохимических и геохимических диаграммах (см. рис. 3) блявинские базальты попадают в пограничную зону толеитовой и известко-

во-щелочной серий (см. рис. 3б–д), в поле островодужных толеитов (см. рис. 4) или океанических островных дуг. Характеристики базальтов блявинской свиты, а также медный и цинково-медный состав руд на Блявинском, Комсомольском и Яманкасинском колчеданных месторождениях позволяют предполагать, что блявинский вулканический комплекс принадлежал к системе фронтальной островной дуги. Выше толщ колчеданосной блявинской свиты залегает акчурунская свита ($D_1lh-pr-e_1$), выделенная из нижней части сакмарской свиты ($S_1ln-S_2-D_1lh$). Акчурунская свита сложена кремнисто-обломочными породами с примесью материала серпентинизированных ультрабазитов, реже габброидов. И.В. Хворова (1974) считала, что кремнисто-обломочные породы относятся к типу эдафогенных брекчий.

Кулисообразная тектоническая сдвиговая зона (аз. пад. слоистости 215° , угол 30°), согласная со слоистостью, по ориентировке соответствует северо-западным направлениям, по которым ориентированы удлинения офиолитовых блоков и сланцеватости в Сакмарской зоне (см. рис. 1а). Скорее всего, это свидетельствует о широком распространении разрывных структур микросдвигового малоамплитудного характера, которые не образуют четких амплитудных разломов, но активно способствуют деформациям блоков с офиолитовыми ассоциациями пород.

На брекчиях акчурунской свиты залегают вулканические породы чанчарской свиты (D_1e_1), представленные щелочной, умереннощелочной, шошонитовой с примесью вулканитов известково-щелочной серии. Чанчарский комплекс завершает вулканический цикл силурийско-раннедевонского возраста, который включает толеитовые базальты блявинской свиты, средние кислые породы той же свиты и широкий ряд вулканитов и интрузивных пород щелочной, субщелочной и известково-щелочной серий.

Считается, что в период завершающего цикла шошонитового вулканизма субдукционная плита достигла глубин около 70–100 км, где уже происходили процессы эклогитизации (Авдейко и др., 2006). Большая глубина погружения слэба и повышенное давление способствуют низкой степени парциального плавления мантийного вещества и выплавлению высококалийных магм. Возрастающее же удельного веса вещества слэба при эклогитизации способствует увеличению угла погружения субдуктирующей плиты в мантию. По мнению Г.П. Авдейко с соавторами (2006), анализировавшего геологические материалы по Курило-Камчатской островной дуге, перечисленные процессы могут способствовать формированию “излома субдукционной плиты” и заложению сдвиговой зоны.

На границе Сакмарской зоны с Магнитогорской мегазоной в позднесилурийско-раннедевонское время, возможно, заложилась сдвиговая зона,

давшая начало Вознесенско-Присакмарской аккреционной призме и структуре ГУР с интенсивными серпентинитовыми протрузиями и меланжем. В эту тектоническую зону, видимо, входил и современный максютовский комплекс, погруженный в зоне субдукции на большие глубины (70–100 км и более), эклогитизированный и затем эксгумированный (Ленных, 1984). Глаукофановые сланцы встречаются в терригенном материале зилаирской свиты фаменского возраста (Аржавитина, 1976).

В Сакмарской зоне вулканический колчеданосный цикл редуцирован. Островодужный надсубдукционный ряд представлен блявинским толеит-базальт-андезит-риолитовым колчеданосным комплексом и следующим за акчуринской кремнистообломочной свитой чанчарским комплексом. В составе чанчарского комплекса мало либо отсутствуют кремнекислые породы, а последовательность формирования типов умереннощелочных и щелочных пород позволяет говорить об антидромной тенденции.

Важно отметить сходство времени образования и типа щелочности чанчарского вулканического комплекса с более кислым щелочным базальт-латит-трахитовым мостостроевским вулканическим комплексом Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорской мегазоны. Присутствие калиевых латитов (мостостроевского комплекса) в виде клиппов среди обломочных серпентинитов (эдафогенные брекчии) зоны ГУР позволяет предполагать, что в какой-то момент зона щелочного и умереннощелочного вулканизма чанчарского и мостостроевского комплексов была единой, а затем разбита на фрагменты в связи с высокой сейсмической и протрузивной магматической активностью (гипербазиты) этой палеовулканической зоны, а также формированием сдвигов. В целом можно предположить, что тектонический переброс из Вознесенско-Присакмарской зоны в Сакмарскую отсутствовал. Островодужный вулканический цикл Сакмарской зоны (блявинский и чанчарский комплексы) в полном виде в Вознесенско-Присакмарской зоне отсутствует. Вулканогенный островодужный разрез там начинается с латитов и трахитов мостостроевского комплекса, которые перекрываются (в районе д. Репино, в 20 км на север от г. Орск) пиллоу-базальтами и их брекчиями баймак-бурибаевской свиты (Стратиграфия..., 1993; Косарев, 2007), базальты которой (бурибайский комплекс; D_1e_2) представляют уже новый, более молодой цикл.

Туринская свита выделена в южной части Тагильской зоны на Среднем Урала, датирована S_2-D_1 . Шошонит-латитовая ассоциация входит в осадочно-вулканогенную толщу туринской свиты, нижняя часть которой сложена известняками (Наркизова, 2005). Радиологические датировки туринской свиты и ее интрузивных комагматов – (395 ± 10) –

(425 ± 12) млн лет – соответствуют лохковскому и средней-верхней части прижидольского яруса. О сопоставимости чанчарской свиты Сакмарской зоны и туринской свиты Тагильской зоны говорил К.С. Иванов (1998). Туринская свита, датированная пржидолом-лохковым (S_2-D_1), выделяется также в северной части Тагильской зоны, сохраняя повышенную щелочность и калиевоcть (Петров, 2022). В Магнитогорской зоне, на границе Вознесенско-Присакмарской зоны с серпентинитовым меланжем и вулканическими комплексами фронтальной и развитой островных дуг, в районе д. Репино установлено погружение толщ шошонитов мостостроевского комплекса (D_1lh-e_1) (Стратиграфия..., 1993) на восток под толщу базальтовых брекчий баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2). В.Т. Тищенко (1971) интерпретировал контакт вулканитов мостостроевского комплекса с обломочными серпентинитами (эдафогенными брекчиями) как стратиграфический.

В Сакмарской зоне в районе д. Рамазаново в тексте описания карамолинской свиты отмечалась ассоциация серпентинитовых брекчий (эдафогенных) с серыми кремнистыми породами и умереннотитанистыми эффузивными базальтами (TiO_2 1.5–2.7 мас. %) океанского типа. Эти данные свидетельствуют о широком распространении протрузий серпентинизированных ультрабазитов, которые давали материал для подводных коллювиальных или эдафогенных (Мурдмаа, 1987; Косарев и др., 2018) брекчий, широко распространенных как в Сакмарской, так и в Вознесенско-Присакмарской зонах. Заложение древней зоны субдукции происходило, видимо, на границе блока баулуских и карамолинских базальтов. Причем для карамолинского разреза характерны пласты серпентинитообломочных пород, а в разрезе Присакмарско-Вознесенской зоны (ГУР) эдафогенные брекчии являются толщей, вмещающей рудные залежи Со-Си-колчеданных месторождений. Эти месторождения и рудопроявления прослежены с юга на север от Ишкининского месторождения до Кизникеевского рудопроявления на южной окраине д. Вознесенки на расстояние около 400 км. В надрудной базальтовой толще Ивановского рудного поля присутствуют низкотитанистые базальты толеитовой и бонинитовой серий, которые имеют геохимические характеристики ($TiO_2 < 1$ мас. %) надсубдукционных образований (Косарев и др., 2022). Это означает, что колчеданные месторождения ивановского типа формировались, скорее всего, восточнее зоны субдукции на 30–40 км. В зону субдукции, вероятно, входила и современная зона Уралтау, в составе которой присутствуют ортосланцы апобазальтовые максютовского комплекса, частью превращенные в эклогиты, и фрагменты рифейских толщ. Процесс эклогитизации и образования глаукофановых сланцев происходил на глубинах около 70–100 км (Авдейко и др., 2006), но в дальнейшем эти поро-

ды были эксгумированы (Ленных, 1984) и выведены на поверхность морского дна в фамене (Аржавитина, 1976). Приведенные сведения позволяют предполагать возможность сопоставления разреза вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Сакмарской зоны ордовик-нижнедевонского возраста с вулканическими породами близкого возрастного интервала Тагильской структурной зоны. Завершение вулканического цикла в Сакмарской и отчасти в Вознесенско-Присакмарской зоне произошло в раннем девоне в лохков-раннеэмское время. В Тагильской зоне петрологический аналог чанчарского и мостостроевского комплексов (туринская свита) формировался в среднем и верхнем пржидолии и лохкове. Абсолютного совпадения возрастных данных нет, но тем не менее, в лохковское время в Тагильской и в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах происходили извержения вулканитов шошонитовой серии. Вероятно, эти геологические и петролого-геохимические материалы позволяют говорить об отсутствии тектонических перебросов из Вознесенско-Присакмарской в Сакмарскую зону.

ВЫВОДЫ

Особенности строения разрезов и петрогеохимические черты вулканогенных и вулканогенно-осадочных свит Сакмарской зоны в кембрийско-раннеэмское время позволяют выделить следующие стадии геодинамического развития, составляющие мегацикл:

- 1) стадия континентального рифтогенеза (Є), внедрение базальтов медногорского комплекса;
- 2) стадия океанического рифтогенеза (O_{1-2}), формирование толеитовых базальтов баулуского комплекса;
- 3) субокеанический рифтогенез, развитие дивергентного процесса с образованием протрузий ультрабазитов, предостроводужным взламыванием коры ($O_3?$) (карамолинский комплекс), инициация субдукционных процессов;
- 4) островодужная стадия, включающая несколько этапов: а) образование фронтальной островной дуги, накопление колчеданосных толщ (S_2-D_1) блявинской свиты; б) кремненакопление по периферии вулканических центров, дезинтеграция кремнистых пород ($S-D_1$); в) формирование тыловодужной островной (D_1) дуги, шошонитовый вулканизм – чанчарский комплекс, который завершает цикл в Сакмарской зоне (его возрастной и геодинамический аналог в Вознесенско-Присакмарской зоне – мостостроевский комплекс).

Характер вулканизма в Сакмарской зоне и проявление шошонитового вулканизма в Сакмарской, Вознесенско-Присакмарской и блоков латитов в зоне серпентинитового меланжа среди эдафогенных брекчий последней свидетельствуют об авто-

номности вулканического цикла Сакмарской зоны ($Є-D_1lh$) и отсутствии тектонического переброса из Вознесенско-Присакмарской (Магнитогорской) зоны в Сакмарскую, так как возрастные, геохимические и геодинамические аналоги блявинской свиты в Магнитогорской зоне отсутствуют.

В Магнитогорской (Вознесенско-Присакмарской) зоне островодужный вулканизм начался с формирования вулканитов шошонитовой серии мостостроевского комплекса (D_1lh-e_1) и предшествующего и последующего образования зоны серпентинитового меланжа, включая эдафогенные брекчий серпентинизированных ультрабазитов, которые в ряде пунктов залегают на массивных ультрабазитах со стратиграфическим контактом (Косарев и др., 2014, 2022) и вмещают рудные тела $Co-Si$ -колчеданных месторождений. В серпентинитовом меланже содержатся фрагменты (олистоилиты) океанических базальтов поляковской (O_2), дергайской (S_2) свит, островодужного мостостроевского комплекса (D_1lh-e_1), кремнистые породы сакмарской свиты.

Частичное совпадение возрастного интервала формирования чанчарского комплекса (D_1lh-e_1) и туринской свиты Тагильской зоны (S_2p-D_1lh) позволяет предполагать, что Сакмарская зона является редуцированным продолжением на юг западного крыла Тагильской зоны, как ранее предполагал К.С. Иванов (1998).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А.А., Авдеев А.З., Сеитов Н.С. (1977) Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 238 с.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, **14**(3), 248-265.
- Аржавитина М.Ю. (1976) Расчленение зилайской свиты Магнитогорского мегасинклиналя по минеральным компонентам. *Докл. АН СССР*, **229**(3), 679-682.
- Аристов В.А., Борисенок Д.В., Руженцев С.В. (2005) Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал*. М.: Наука, 36-55.
- Артюшкова О.В. (2014) Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 152 с.
- Бельков Ю.П. (1978) Палеовулканизм рудного поля Комсомольского месторождения и колчеданное рудообразование. *Вулканические образования Урала*. Свердловск: УНЦ РАН, 122-127.
- Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. (2010) Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 606 с.
- Борисенок Д.В., Рязанцев А.В. (2005) Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике*.

- Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 135-153.
- Бородаев Ю.С., Корень Т.Н., Петровский А.Д. (1963) О находке граптолитов в карьере Блявинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. *Докл. АН СССР*, **150**(5), 1107-1108.
- Бочкарев В.С., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Волинец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). *Геология и геофизика*, **5**, 3-13.
- Вулканизм Южного Урала. (1992) (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев). М.: Наука, 197 с.
- Даниленко С.А. (1991) О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения. *Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала*. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 116-121.
- Заварицкий В.А. (1946) Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. *Тр. ГИН АН СССР*, **71**(24), 83.
- Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. (1975) Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезито-базальтов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **1**, 136-149.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург, 252 с.
- История развития Уральского палеоокеана. (1984) М.: Ин-т океанологии АН СССР, 162 с.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Кориневский В.Г. (1971) Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар. *Ежегодник-70*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 16-19.
- Кориневский В.Г. (1989) Палеозойские офиолиты Урала. *Геотектоника*, (2), 34-44.
- Кориневский В.Г. (1976) Раннегеосинклинальный дайковый комплекс Мугоджар. *Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала*. Свердловск, 34-40.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 40-64.
- Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54-70.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2022) Колчеданоносные вулканические комплексы Магнитогорской палеостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции. *Петрология*, **30**(1), 91-118. <https://doi.org/10.31857/S0869590322010058>
- Косарев А.М., Светов С.А., Чаженина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. (2018) Бонинитовые вариолиты Бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования. *Литосфера*, **18**(2), 246-279. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др. (1996) Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 143, 13-16.
- Кропачев С.М., Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я. (1968) Блявинский рудный район. *Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала*. М.: Изд-во МГУ, 97-150.
- Ленных В.И. (1984) Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 21-42.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 347 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. (1985) (В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, П.Ф. Сопко и др.). Свердловск: УНЦ АН СССР, 288 с.
- Мурдмаа И.О. (1987) Фации океанов. М.: Наука, 303 с.
- Наркисова В.А. (2005) Петрохимия позднеордовикских – раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. М., 24 с.
- Петров Г.А. (2022) Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. *Литосфера*, **22**(6), 709-740. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483-499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (1983) К стратиграфии ранне-среднедевонских отложений Сакмарской зоны. *Ежегодник-1982 ИГиГ УНЦ АН СССР*. Свердловск, 6-8.
- Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. (2005) Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе медногорских колчеданных месторождений. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 84-134.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голицын Б.Г. (2005) Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 9-35.
- Самыгин С.Г., Федорова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. (2007) Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал). *ДАН*, **416**(1), 81-85.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2003) Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования. *Геотектоника*, (3), 42-64.

- Серавкин И.Б., Родичева З.И. (1990) Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 53 с.
- Смирнова И.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. (1986) Еще раз о геологическом строении и возрасте вулканогенных пород и колчеданного оруденения Медногорского рудного района. *Вулканизм и металлогения геосинклиналей*. Уфа: БФАН СССР, 82-92.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (1993) Уфа: УНЦ РАН, 217 с.
- Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 000 000. (1977) М.: Наука, 120 с.
- Тищенко В.Т. (1971) Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. *Тезисы докл. к I симпозиуму по вулканизму Южного Урала*. Миасс: УНЦ РАН, 43-44.
- Федоров П.И., Кориневский В.Г., Золотарев Б.П. (2017) Геохимия раннедевонских калиевых пород Сакмарской зоны Южного Урала. *Геохимия*, (4), 314-328. <https://doi.org/10.7868/S0016752517020029>
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Формирование земной коры Урала. (1986) М.: Наука, 248 с.
- Хворова И.В. Кремниевые брекчии в палеозое Южного Урала. (1974) *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (8), 68-74.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагало Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(2), 225-245. doi:10.5800/GT-2021-12-2-0522
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Косарев А.М., Шагало Е.С., Бочарникова Т.Д. (2023) Постаккреционный магматизм (D₃-C₁) Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): роль источников в процессах плюмлитосферного взаимодействия. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит*. Мат-лы VI Всеросс. науч. конф. с междунар. участием. Владивосток: Изд-во ДВФУ, 335-339.
- Шардакова Г.Ю. (2022) Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений. *Литосфера*, 22(1), 55-74. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (153), 197-208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Lennykh V.I., Valiser P.M. (1999) High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex Southern Urals. *4-th International eclogite field symposium*. Novosibirsk, 64 p.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.*, (100), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins. (Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345)*. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C. (1994) Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume – Sr – Nd – Pb isotope chemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Petrol.*, (35), 839-879.
- Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G. (2004) Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. *J. Asian Earth Sci.*, (23), 745-759.

REFERENCES

- Abduln A.A., Avdeev A.Z., Seitov N.S. (1977) Tectonics of the Sakmara and Or-Ilek Mugodzhar zones. Alma-Ata, Nauka Publ., 238 p. (In Russ.)
- Aristov V.A., Borisyonok D.V., Ruzhentsev S.V. (2005) Conodont stratigraphy of the Devonian deposits of the western slope of the Southern Urals. *Essays on regional tectonics. T. 1. Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 36-55. (In Russ.)
- Artyushkova O.V. (2014) Devonian conodonts from volcanic-siliceous deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DizainPress, 152 p. (In Russ.)
- Arzhavitina M.Yu. (1976) Dissection of the Zilair Formation of the Magnitogorsk mega-clinorium according to mineral components. *Dokl. AN SSSR*, 229(3), 679-682. (In Russ.)
- Avdeiko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A. (2006) Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kuril-Kamchatka island-arc system. *Petrology*, 14(3), 230-246. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030027>
- Belkov Yu.P. (1978) Paleovolcanism of the ore field of the Komsomolskoe deposit and pyrite ore formation. *Volcanic formations of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs RAN, 122-127. (In Russ.)
- Bochkarev V.S., Yazeva R.G. (2000) Subalkaline magmatism of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 256 p. (In Russ.)
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. (2010) Magmatism, tectonics, geodynamics of the Earth. Communication in time and space. Moscow, Nauka Publ, 606 p. (In Russ.)
- Borisenok D.V., Ryazantsev A.V. (2005) Volcanogenic complexes of the Lower Paleozoic at the junction of the Sakmara and Prisakmarsko-Voznesenskaya zones of the Southern Urals. *Essays on regional tectonics. T. 1. Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 135-153. (In Russ.)
- Borodaev Y.U.S., Koren' T.N., Petrovskii A.D. (1963) Add To Selected About the discovery of graptolites in the quarry of the Blyavinsky copper pyrite deposit in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, 150(5), 1107-1108. (In Russ.)
- Copper pyrite deposits of the Urals: Geological conditions of placement. (1985) (V.A. Prokin, V.M. Necheukhin, P.F. Sopko et al.) Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 288 p. (In Russ.)
- Danilenko S.A. (1991) On the chemistry of supraore basalts

- of the Komsomolsk deposit. *Trace elements in igneous, metamorphic and ore formations of the Urals*. Ufa, BNTs UrO AN SSSR Publ., 116-121. (In Russ.)
- Fedorov P.I., Korinevskii V.G., Zolotarev B.P. (2017) Geochemistry of Early Devonian rocks of the Sakmara zone, Southern Urals. *Geochem. Int.*, **55**(4), 341-354. <https://doi.org/10.1134/S0016702917020021>
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (153), 197-208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Formation of the earth's crust of the Urals. (1986) (Ivanov S.N. Puchkov V.N., K.S. Ivanov et al.) Moscow, 248 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998) The main features of the geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, 252 p. (In Russ.)
- History of the development of the Ural paleocean. (1984) (Eds L.P. Zonenshain, V.V. Matveenko). Moscow, Institut Okeanologii AN SSSR Publ., 162 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Kosarev A.M., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D. (2023) Post-accretionary magmatism (D₃–C₁) of the Magnitogorsk megazone (Southern Urals): the role of sources in the processes of plume–lithospheric interaction. *Geological processes in the conditions of subduction, collision and sliding of lithospheric plates*. Materials of the VI Scientific Conference. Vladivostok, FEPU Publ., 335-339. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 225-245. doi:10.5800/GT-2021-12-2-0522
- Khvorova I.V. Silicon breccias in the Paleozoic of the Southern Urals. (1974) *Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol.*, (8), 68-74. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (1976) Early geosynclinal dike complex Mugodzhar. *Alkaline, basic and ultrabasic complexes of the Urals*. Sverdlovsk, 34-40. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (1989) Paleozoic ophiolites of the Urals. *Geotectonics*, (2), 34-44. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (1971) Potassium alkaline eifelian basalts of the Sakmara Mugodzhar zone. *Ezhegodnik-70*. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR Publ., 16-19. (In Russ.)
- Kosarev A.M. (2007) Early Emsian moderately alkaline and alkaline volcanism in the Southern Urals: geochemical features and geodynamic reconstructions. *Lithosphere (Russia)*, (6), 54-70. (In Russ.)
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanic rocks of the Sakmara and Voznesensko–Sakmara zones in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 40-64. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2022) Pyrite-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk paleoisular-arc megazone in the Southern Urals: models of ore-magmatic systems, geodynamic reconstructions. *Petrology*, **30**(1), 82-106. <https://doi.org/10.1134/S0869591122010052>
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Kholodnov V.V. (2014) Geodynamic and petrological-geochemical aspects of zonality of the Magnitogorsk pyrite-bearing megazone in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 3-25. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina S.Yu., Shafigullina G.T. (2018) Boninite variolites of the Buribay volcanic complex of the South Urals: mineralogy, geochemistry and conditions of formation. *Lithosphere (Russia)*, **18**(2), 246-279. (In Russ.) DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Krasnobaev A.A., Davydov V.A., Lennykh V.I. et al. (1996) Age of zircons and rutiles of the Maksyutov Complex (preliminary data). *Ezhegodnik-1995*. IGG UrO RAN. Ekaterinburg, 13-16. (In Russ.)
- Kropachev S.M., Borodaev Yu.S., Goncharova T.Ya. (1968) Blyavinsky ore district. *Paleozoic volcanism and pyrite deposits of the Southern Urals*. Moscow, MGU Publ., 97-150. (In Russ.)
- Lennykh V.I. (1984) Douralides of the junction zone between the East European Platform and the Urals. *Metamorphism and tectonics of the western zones of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 21-42. (In Russ.)
- Lennykh V.I., Valiser P.M. (1999) High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex Southern Urals. *4-th International eclogite field symposium*. Novosibirsk, 64 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of pyrite-bearing paleohydrothermal fields (on the example of the Southern Urals). Miass, IMin UrO RAN Publ., 347 p. (In Russ.)
- Murdmay I.O. (1987) Facies of the oceans. Moscow, Nauka Publ., 303 p. (In Russ.)
- Narkisova V.A. (2005) Petrochemistry of late Ordovician – early Devonian basaltoids of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals. Abstract ... cand. geol. and min. sci. Moscow, 24 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.*, (100), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanics of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the subduction paleozone. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 709-740. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis–Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plumes – a new word in the geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1983) On the stratigraphy of the Early-Middle Devonian deposits of the Sakmara zone. *Ezhegodnik-1982*. IGG UNTs AN SSSR. Sverdlovsk, 6-8. (In Russ.)
- Ryazantsev A.V., Borisenok D.V., Dubinina S.V., Kalinina E.A., Kuznetsov N.B., Matveeva E.A., Aristov V.A. (2005) General structure of the Sakmara zone of the

- Southern Urals in the area of the Mednogorsk pyrite deposits. *Essays on regional tectonics. V. 1: Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 84-134. (In Russ.)
- Samygin S.G., Fedorova A.A., Bibikova E.V., Karyakin Yu.V. (2007) Vendian suprasubduction volcanism in the Uraltau zone (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **416**(1), 81-85. (In Russ.)
- Samygin S.G., Mileev V.S., Golionko B.G. (2005) Uraltau zone: geodynamic nature and structural evolution. *Essays on regional tectonics. V. 1: Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 9-35.
- Seravkin I.B., Rodicheva Z.I. (1990) Krakino–Mednogorsk paleovolcanic belt. Ufa, IG BNTs UrO AN SSSR Publ., 53 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M. (2003) The Main Ural Fault in the Southern Urals: structure and main stages of formation. *Geotectonics*, (3), 42-64.
- Shardakova G.Yu. (2022) New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts. *Lithosphere (Russia)*, **22**(1), 55-74. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74
- Smirnova I.A., Cherkasov V.L., Tishchenko V.T. (1986) Once again about the geological structure and age of volcanogenic rocks and pyrite mineralization of the Mednogorsk ore region. *Volcanism and metallogeny of geosynclines*. Ufa, BFAN SSSR Publ., 82-92. (In Russ.)
- Stratigraphy and correlation of the Middle Paleozoic volcanogenic complexes of the main copper pyrite regions of the Southern Urals. (1993) Ufa, UNTs RAN Publ., 217 p. (In Russ.)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins. (Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345)*. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tectonics of the Urals: Explanatory note to the tectonic map at a scale of 1:1 000 000. (1977) Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russ.)
- Tishchenko V.T. (1971) Lower Devonian alkaline-basaltoid formation in the southern part of the western flank of the Magnitogorsk trough. *Abstracts to the 1st Symposium on the volcanism of the Southern Urals*. Miass, UNTs RAN Publ., 43-44. (In Russ.)
- Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C. (1994) Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume – Sr – Nd – Pb isotope chemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Petrol.*, (35), 839-879.
- Volcanism of the Southern Urals. (1992) (I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov, S.E. Znamenskii, Z.I. Rodicheva, M.V. Rykus, V.I. Snachev). Moscow, Nauka Pub., 197 p. (In Russ.)
- Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G. (2004) Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. *J. Asian Earth Sci.*, (23), 745-759.
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. (1990) Geochemistry of volcanic series of the island-arc system in application to geodynamics (Kamchatka). *Geol. Geophys.*, (5), 3-13. (In Russ.)
- Zavaritskii V.A. (1946) Spilito-keratophyric formation in the vicinity of the Blyava deposit in the Urals. *Tr. GIN AN USSR*, **71**(24), 83. (In Russ.)
- Zolotarev B.P., Il'inskaya M.N., Korinevskii V.G. (1975) Composition and geochemical features of the potassium alkaline variety of trachyandesite-basalts. *Izv. Akademii Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (1), 136-149. (In Russ.)