

УДК 551.242.22(734.5)

## СОСЬВИНСКО-ЛОЗЬВИНСКИЙ ГРАБЕН – ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СТРУКТУРА РАСТЯЖЕНИЯ В ТЫЛУ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА

© 2023 г. Г. А. Петров<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН А. В. Маслов<sup>1</sup>

Поступило 14.03.2023 г.

После доработки 30.03.2023 г.

Принято к публикации 04.04.2023 г.

В пределах северной части Тагильской палеоостроводужной структуры на Северном Урале выделен Сосьвинско-Лозьвинский грабен, выполненный преимущественно терригенными и вулканогенными толщами девона и нижнего карбона. Расположение грабена к западу (в современных координатах) от надсубдукционных магматических комплексов и состав вулканитов, сочетающий признаки магматических образований конвергентных и дивергентных обстановок, позволяют предполагать формирование данной структуры в условиях растяжения в тылу активной континентальной окраины.

*Ключевые слова:* Тагильская палеоостровная дуга, грабен, Северный Урал, стратиграфия, тектоника, магматизм

DOI: 10.31857/S2686739723600467, EDN: RYKUNZ

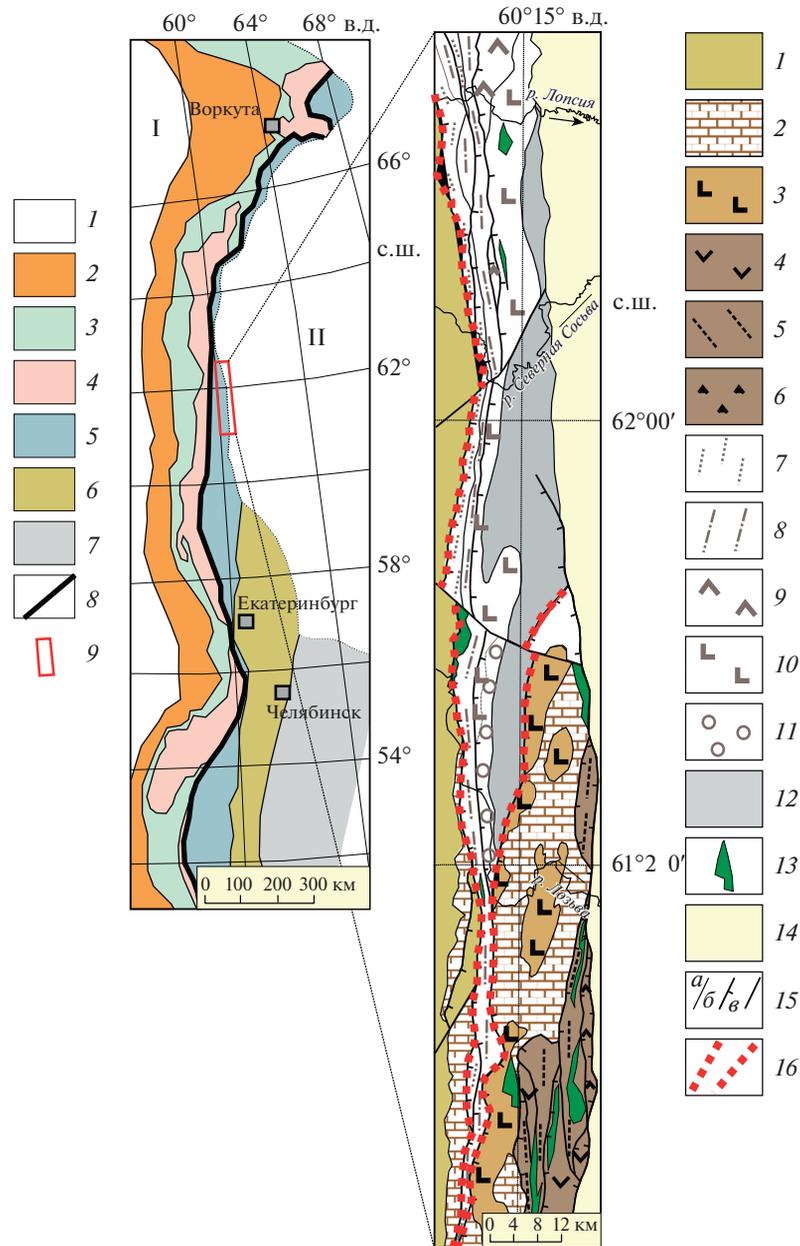
Присутствие позднеордовикско-девонских островодужных структур на восточном склоне Урала является общепризнанным ([7] и др.). Вместе с тем интерпретации особенностей их строения и трактовки положения и направления погружения древних зон субдукции у разных авторов различны. Так, на основе изучения петрологии и геохимии вулканитов позднеордовикско-раннедевонской Тагильской островодужной системы в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 на Среднем Урале, был сделан вывод о восточном (здесь и далее – в современных координатах) погружении палеозоны субдукции [4]. Аналогичный вывод получен при исследовании зональности вулканизма девонской Магнитогорской островной дуги [3]. Существуют и альтернативные представления, предполагающие западное падение зоны субдукции в девонское время (например, [2] и др.). В процессе исследования вулканогенных и осадочных образований в северной части Тагильской мегазоны (рис. 1) нами обнаружена девонско-раннекаменноугольная структура, названная Сосьвинско-Лозьвинским грабеном, врезанная в шельфовую карбонатную платформу,

залегающую на комплексах отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги. Поскольку девонские надсубдукционные вулканогенные комплексы располагаются восточнее Сосьвинско-Лозьвинского грабена, последний можно интерпретировать как результат растяжения в тылу активной континентальной окраины.

В палеозойской истории Тагильской мегазоны обычно выделяются три этапа – позднеордовикско-лохковский, пражско-франский и фаменско-турнейский, разделенные эпохами перестройки или перескока зоны субдукции, а также аккреции ([7, 9] и др.). Считается, что первые два этапа соответствуют островодужному режиму, а последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей после аккреции восточно-уральских блоков к “уральской” окраине Лавруссии [7]. В данной публикации рассмотрены особенности состава и строения девонских и нижнекаменноугольных комплексов на восточном склоне Северного Урала.

Геолого-структурное районирование девонских образований на восточном склоне Северного Урала впервые выполнено А.В. Пейве [5], выделившим две структурные зоны – западную Петропавловскую и восточную Турьинскую. Позднее комплексы Петропавловской зоны были отнесены к Западно-Тагильской структурно-формационной зоне (СФЗ), а Турьинской – к Во-

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии  
им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения  
Российской академии наук, Екатеринбург, Россия  
\*E-mail: Georg\_Petrov@mail.ru



**Рис. 1.** Расположение главных структур Урала (а) и схематическая геологическая карта Сосьвинско-Лозьвинского грабена (б). а: 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – Палеоконтинентальный сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – Палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Щучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемый район; б: 1–3 – Западно-Тагильская СФЗ: 1 – островодужные силурийские вулканогенные и осадочные образования, 2 – девонские шельфовые терригенно-карбонатные последовательности, залегающие на комплексах отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги; 3 – вулканогенно-осадочные образования перевозской свиты,  $D_1$ ; 4–6 – Восточно-Тагильская СФЗ, Красноуральская подзона: 4 – вулканогенно-осадочные образования краснотурьинской ( $D_1$ ) и тальгийской ( $D_{1-2}$ ) свит, 5 – карбонатно-кремнисто-терригенные образования лангурской и высотинской свит,  $D_2$ , 6 – вулканогенно-осадочные образования лимкинской свиты,  $D_{2-3}$ ; 7–12 – Восточно-Тагильская СФЗ, Нахорская подзона (Сосьвинско-Лозьвинский грабен): 7, 8 – вулканогенно-терригенные образования лопсийской ( $D_{1-2}$ ) и арбынской ( $D_2$ ) толщ, 9 – кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная нахорская толща,  $D_3$ , 10 – карбонатно-терригенно-вулканогенная иоутыньинская толща,  $D_3$ , 11 – терригенная лозьвинская свита,  $D_3$ , 12 – карбонатно-вулканогенно-терригенные образования,  $S_1$ ; 13 – габбродолериты ивдельского комплекса,  $D_3$ ; 14 – мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы; 15 – интрузивные и стратиграфические границы (а), взросы и надвиги (б), разрывные нарушения со сложной и неустановленной кинематикой (в); 16 – контуры Сосьвинско-Лозьвинского грабена.

сточно-Тагильской СФЗ [1]. Для Петропавловской зоны характерны терригенно-карбонатные осадочные последовательности, для Турьинской — вулканогенно-осадочные. Между осадочными (терригенно-карбонатными) и преимущественно вулканогенными фаціальными обстановками существует переходный ряд формаций, отражающий условия шельфа невулканической островной дуги, междуугового бассейна и активной девонской островной дуги [6]. Вновь полученные данные позволили нам существенно уточнить эти представления.

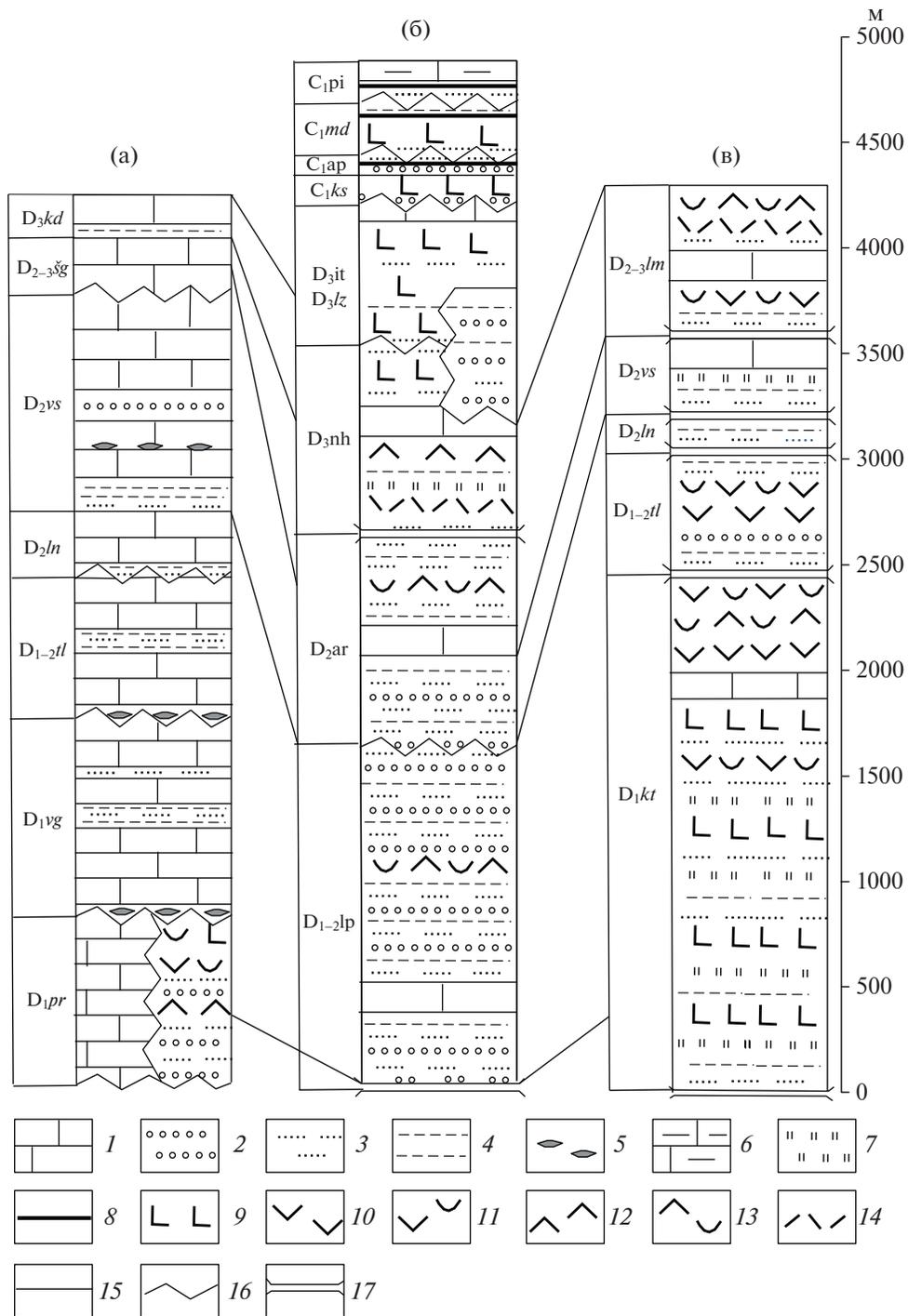
Геолого-съёмочные работы на восточном склоне Северного Урала и создание Легенды Уральской серии [1] выявили достаточно существенные изменения состава разновозрастных девонских образований по простиранию (в меридиональном направлении), что отразилось в выделении Нахорской и Красноуральской подзон в составе Восточно-Уральской СФЗ (рис. 2). Предполагалось, что стратона Нахорской подзоны располагаются севернее пород Красноуральской подзоны, фаціалью замещая последние, однако, характер и причины этой изменчивости были неизвестны. Нами показано, что геологические образования Нахорской подзоны выполняют крупный грабен, расширяющийся в северном направлении (см. рис. 1), ограничения которого трансформированы более поздними надвигами и в значительной степени перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями.

В геологическом строении исследуемого района выделены три группы девонских структурно-вещественных комплексов, соответствующих различным палеобстановкам: 1) пологого шельфа невулканических островов (отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги), Западно-Тагильская СФЗ; 2) междуугового прогиба и активной островной дуги, Красноуральская подзона Восточно-Тагильской СФЗ; 3) грабена, врезанного в мелководный шельф, Нахорская подзона той же СФЗ. Поскольку пржидольско-лохковская туринская (петропавловская) свита завершает позднеордовикско-раннедевонский формационный ряд островодужной системы [6], мы приведем краткую характеристику девонских толщ и свит, начиная с пражского яруса.

В пределах Западно-Тагильской СФЗ на вулканогенных и осадочных образованиях туринской свиты с несогласием, а в некоторых разрезах — без видимого несогласия, залегают пражская *перевозская свита* ( $D_{1pr}$ ), представленная разнообразными карбонатными породами. С долей условности, к ней также отнесены вулканогенно-осадочные последовательности, слагающие ядра антиклиналей в восточной части исследуемой территории [6] (см. рис. 1). В составе последних отмечается переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников,

туфоалевролитов, туфоконгломератов, содержащих тела дацитов, дациандезитов, базальтов, андезибазальтов и их туфов, прослой известняков и кремнистых алевролитов. Количество вулканогенных пород возрастает вверх по разрезу. Ранее было высказано предположение о формировании описанных образований в междууговом прогибе, располагавшемся между карбонатным шельфом отмершей силурийской островной дуги и девонской вулканической островной дугой, но, учитывая почти полную идентичность состава и возраста вулкаников перевозской свиты и распространенной восточнее краснотурьинской [6], нельзя исключить также вероятность аллохтонного залегания пластин вулканогенно-осадочных пород на карбонатном автохтоне. В соответствии с современной схемой стратиграфии Урала [1], считается, что на перевозской свите с несогласием залегают *вагранская* ( $D_{1vg}$ ) и *тальтийская* ( $D_{1-2tl}$ ) свиты, в составе которых преобладают банковые известняки с прослоями терригенных пород и бокситы. Эйфельская *лангурская свита* ( $D_{2ln}$ ), согласно перекрывающая тальтийскую, имеет ограниченное распространение. В ее составе преобладают банковые известняки. Эйфельско-живетская *высотинская свита* ( $D_{2vs}$ ) характеризуется преимущественным развитием известняков с прослоями терригенных пород и бокситов. Живетско-франская *шегультанская свита* ( $D_{2-3\check{sg}}$ ) несогласно налегает на образования высотинской свиты, она также сложена банковыми известняками. *Кедровская свита* ( $D_{3kd}$ ) распространена фрагментарно и представлена глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями известняков [1].

Стратифицируемые образования Красноуральской подзоны Восточно-Тагильской СФЗ в исследуемом районе представлены пакетом тектонических пластин, надвинутых на комплексы Западно-Тагильской СФЗ. В связи с этим контакты стратонов чаще всего тектонически сорваны и интерпретация их последовательности не всегда возможна. В состав пражско-эмской *краснотурьинской свиты* ( $D_{1kt}$ ) входят лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, андезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, дациандезитов и дацитов, есть также туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, углисто-кремнистые и известковисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты и известняки. Геохимические особенности их к магматическим образованиям островных дуг и сопоставимы с теми, что свойственны вулканикам перевозской свиты [6]. *Тальтийская свита* ( $D_{1-2tl}$ ) выделена в небольших блоках, и имеет сходный состав. *Лангурская свита* ( $D_{2ln}$ ) также имеет незначительное распространение, в



**Рис. 2.** Схематические литологические колонки девонских и каменноугольных последовательностей Западно-Тагильской СФЗ (шельфовые образования на комплексах отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги) (а) Нахорской подзоны (Сосьвинско-Лозьвинский грабен) (б) и Красноуральской подзоны Восточно-Тагильской СФЗ (девонской островодужной системы) (в). Расшифровка индексов свит в тексте. 1 – известняки, 2 – туфографелиты и туфоконгломераты, 3 – туфопесчаники, 4 – туфоалевролиты и аргиллиты, 5 – бокситы, 6 – глинистые известняки и мергели, 7 – кремнистые сланцы, 8 – каменные угли, 9 – базальты, 10 – андезиты и андезибазальты, 11 – туфы андезитового состава, 12 – дациты, 13 – туфы дацитового состава, 14 – риолиты, 15 – согласные стратиграфические границы, 16 – стратиграфические несогласия, 17 – тектонические границы.

ее составе отмечаются туфоалевролиты, туфопесчаники, известковистые и кремнистые алевролиты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы.

*Высотинская свита* ( $D_{2vs}$ ) присутствует в узких тектонических блоках, в ее составе распространены известняки, туфопесчаники, туфоалевролиты,

туфогравелиты, кристаллотуфы, углисто-карбонатные и глинисто-карбонатные сланцы, песчаники, алевролиты, прослои силицитов. В состав живетско-франской лимкинской свиты ( $D_{2-3/lm}$ ) входят андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчиненном количестве встречаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты. Геохимические параметры вулканитов лимкинской свиты указывают на формирование их в надсубдукционной обстановке [6].

Нижне-среднедевонские (пражско-эйфельские) образования Нахорской подзоны входят в состав лопсийской толщи ( $D_{1-2/lp}$ ), включающей полимиктовые конгломераты, туфогенно-кремнистые сланцы, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, пепловые туфы преимущественно кислого состава и известняки. В составе обломков присутствуют разнообразные вулканиты, кремни, алевролиты, известняки, отмечаются известняковые олиостромовые горизонты. Выше по разрезу несогласно залегают живетская арбыньинская толща ( $D_2/ar$ ), имеющая сходный с лопсийской состав. В составе франской нахорской толщи ( $D_3/nh$ ) участвуют базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, риолиты, трахибазальты, трахиандезиты и их туфы, а также — туфопесчаники, туффиты, гравелиты, песчаники, сланцы глинистые и кремнистые, силициты, известняки. Базальты и андезибазальты нахорской толщи — нормально- и умеренно-щелочные, высокотитанистые ( $TiO_2$  — 1.12–2.05, в среднем 1.58 мас. %), умеренно глиноземистые ( $Al_2O_3$  — 15.90–18.60, в среднем 16.87 мас. %) породы с умеренным содержанием  $MgO$  (5.41–6.20, в среднем 5.70 мас. %) и варьирующим содержанием  $K_2O$  (0.44–2.13, в среднем 1.34 мас. %). Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах довольно высокое (63.97–126.49, в среднем 102.51 мкг/г). Средняя величина отношения легких лантаноидов к тяжелым ( $LPЗЭ/TPЗЭ$ ) составляет 4.32 (минимум — 4.08, максимум — 4.7). Отношение  $Ni/Co$  = 1.96, среднее содержание  $Zr$  составляет 172.87 мкг/г (93.6–239.00 мкг/г),  $Nb$  — 4.52 мкг/г (2.30–6.76 мкг/г). На диаграмме  $Th/Yb-Ta/Yb$  [13] точки составов нахорских вулканитов попадают в поле островодужных образований (рис. 3). Таким образом, вулканиты нахорской толщи обладают некой двойственностью: содержание  $Ti$  в них слишком высоко для островодужных образований, но по другим параметрам они соответствуют надсубдукционным магматическим породам. Вероятно, подобные особенности можно объяснить смешением магм, выплавленных из деплетирован-

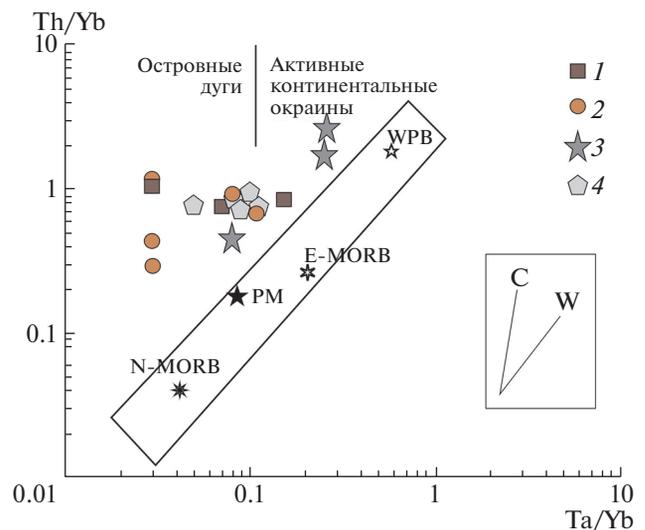


Рис. 3. Диаграмма  $Th/Yb-Ta/Yb$  для базальтов и андезибазальтов Сосьвинско-Лозьвинского грабена. Вулканиты: 1 — нахорской толщи,  $D_3$ , 2 — иоутыньинской толщи,  $D_3$ , 3 — косьинской свиты,  $C_1$ , 4 — медногорской свиты,  $C_1$ . Средние составы пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB по [14], PM (примитивной мантии) по [15], и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [10]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W) по [8].

ной мантии надсубдукционного клина и из “обогащенного” глубинного мантийного источника.

В строении залегающей выше фаменской иоутыньинской толщи ( $D_3/it$ ) принимают участие базальты, долериты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки. Базальты этой толщи — породы нормальной щелочности, с умеренным содержанием  $TiO_2$  (0.93–1.55, в среднем 1.30 мас. %), умеренно глиноземистые ( $Al_2O_3$  — 16.20–17.90, в среднем 16.70 мас. %) породы с высоким содержанием  $MgO$  (4.10–10.10, в среднем 7.09 мас. %) и неравномерным распределением  $K_2O$  (0.14–1.94, в среднем 0.76 мас. %). Содержание РЗЭ в них ниже, чем в вулканитах нахорской толщи (45.34–87.32, в среднем 64.27 мкг/г),  $LPЗЭ/TPЗЭ_{\text{среднее}} = 3.87$  (минимум — 2.80, максимум — 5.29). Отношение  $Ni/Co_{\text{среднее}}$  равно 3.43, среднее содержание  $Zr$  составляет 122.52 мкг/г (минимум — 83.40, максимум 180.00 мкг/г),  $Nb_{\text{среднее}} = 2.85$  мкг/г (1.63–4.44 мкг/г). В целом геохимические параметры вулканитов соответствуют островодужным образованиям. В южной части грабена вулканогенные образования нахорской и иоутыньинской толщ фациально замещаются франско-фаменской лозьвинской свитой ( $D_3/lz$ ), состоящей из переслаивания конгломератов, граувакковых песчаников, гравелитов и алевролитов [1].

Разрез карбона начинается с раннетурнейской косьинской свиты ( $C_1/ks$ ), включающей граувакко-

вые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты, туфы, известняки и конгломераты. Базальты косьинской свиты имеют нормальную щелочность, для них характерно варьирующее содержание  $TiO_2$  (1.17–2.59, в среднем 1.66 мас. %), а также  $Al_2O_3$  (14.3–17.70, в среднем 16.40 мас. %),  $MgO$  (5.13–7.19, в среднем 5.83 мас. %) и  $K_2O$  (0.42–1.15, в среднем 0.71 мас. %). Содержание РЗЭ и степень их дифференциации выше, чем в вулканитах иоугыньинской толщи ( $\Sigma РЗЭ = 61.30–102.19$ , в среднем 84.29 мкг/г,  $ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.24–6.97$ , в среднем 4.86). Отношение  $Ni/Co_{\text{среднее}}$  равно 3.11, среднее содержание Zr составляет 238 мкг/г (166–331 мкг/г),  $Nb_{\text{среднее}} = 5.03$  мкг/г (4.02–5.98 мкг/г). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb фигуративные точки вулканитов локализованы в полях островных дуг и активных континентальных окраин (см. рис. 3). Геохимические особенности вулканитов могут быть интерпретированы как отражающие процесс смешения вещества деплетированной верхней мантии, переработанной субдукционными флюидами, и вещества “обогащенного” глубинного мантийного источника, что не противоречит представлениям о формировании ее в обстановке растяжения в тылу активной континентальной окраины.

Выше залегает *апсинская толща* ( $C_{1ap}$ ), содержащая пестроцветные конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослойки углей, туфы и туфоконгломераты основного состава, базальты, глинисто-кремнистые сланцы и известняки. На породах косьинской толщи и апсинской свиты с несогласием залегают базальты, андезитобазальты, андезиты, туфы с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и глинистых сланцев позднеурнейской *медногорской свиты* ( $C_{1md}$ ). Для медногорских вулканитов характерно неравномерное распределение  $TiO_2$  (1.22–2.17, в среднем 1.69 мас. %), умеренная глиноземистость ( $Al_2O_3 = 16.50–17.40$ , в среднем 16.86 мас. %) и магнезиальность ( $MgO = 3.65–6.55$ , в среднем 5.16 мас. %) и довольно высокое содержание  $K_2O$  (0.62–2.12, в среднем 1.08 мас. %). Содержание РЗЭ в них выше, чем в вулканитах косьинской свиты (77.02–121.62, в среднем 103.06 мкг/г). Параметр  $ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{\text{среднее}}$  равен 4.17 (3.76–5.36). Отношение  $Ni/Co_{\text{среднее}}$  составляет 3.26. Среднее содержание Zr составляет 212.6 мкг/г (132–331 мкг/г), а  $Nb = 4.48$  мкг/г (2.81–5.98 мкг/г). Особенности состава базальтов и андезитов не противоречат модели формирования их в пределах рифтовых структур в тылу активной континентальной окраины.

Палеозойский разрез Нахорской подзоны завершается позднеурнейско-ранневизейской *песчано-известняковой толщей* ( $C_{1pi}$ ), представлен-

ной переслаиванием полимиктовых песчаников, аргиллитов, мергелей, известняков, известково-глинистых сланцев, глинистых известняков, отмечаются тонкие прослойки угля.

Из приведенного описания можно видеть, что характерными особенностями осадконакопления в пределах Нахорской подзоны являются преобладание терригенных фаций и почти полная амагматичность (за исключением редких прослоев пепловых и кристаллотуфов) в раннем и среднем девоне. Присутствие известняковых олистостромовых горизонтов в девонских толщах указывает на присутствие карбонатных пород в источниках сноса; в состав обломков девонских конгломератов входят известняки, полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, кремнисто-глинистые сланцы, долериты, эффузивные породы основного-среднего составов; песчаники состоят из обломков глинистых сланцев, алевролитов, известняков и кремней, кристаллов плагиоклаза, хлорита, реже кварца. Можно предположить, что в изученной (не перекрытой) части Сосьвинско-Лозьвинского грабена источник сноса располагался западнее данной структуры (в современных координатах). Туфы в нижне- и среднедевонских стратонах состоят из кристаллокластов плагиоклаза, реже кварца, обломков дацитов, риолитов, иногда андезитов. Очевидно, вулканогенный материал поступал с востока, поскольку западнее Сосьвинско-Лозьвинской структуры девонские вулканогенные постройки неизвестны.

Магматическая активность начинается в позднем девоне, она носит антидромный характер; вулканиты демонстрируют “смешанные” геохимические параметры, характерные для магматических образований конвергентных и дивергентных обстановок. Осадочные и осадочно-вулканогенные последовательности Нахорской подзоны ограничены надвигами с восточным падением (см. рис. 1), при этом общая структура представляет собой моноклираль, осложненную складчатыми деформациями. В южной части района исследований тонкослоистые карбонатно-кремнисто-терригенные образования по системе разломов врезаны в карбонатную платформу, что позволяет интерпретировать данную структуру как деформированный грабен [6]. В региональном плане грабен расширяется в северном направлении и под острым углом пересекает структуры своего обрамления. Вероятно, сбросы западного крыла были преобразованы в надвиги на стадии коллизии, а разрывные нарушения восточного ограничения перекрыты аллохтонными пластинами. Поскольку область активного островодужного вулканизма в девонское время располагалась восточнее Сосьвинско-Лозьвинского грабена, можно предположить, что формирование грабена было связано с процессами растяжения в тылу активной

континентальной окраины с западным направлением погружения зоны субдукции. Геохимические параметры распространенных здесь вулканитов такой интерпретации не противоречат. Другой вариант — до позднего девона зона субдукции имела восточное падение, что согласуется с данными по более южным районам Урала ([3, 4] и др.), после чего произошли перескок и смена направления погружения за западное. В таком случае Сосьвинско-Лозьвинский грабен на первом этапе развивался как структура преддугового (междугового) бассейна, а позднее продолжил свою эволюцию в качестве структуры растяжения в тылу активной континентальной окраины. Возможно, в разных частях Уральского палеоокеана существовали зоны субдукции различного направления, как это наблюдается сейчас в районе Зондского архипелага ([11, 12] и др.).

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
3. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
4. *Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских—раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоськважинного пространства). Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 167 с.
5. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: Изд-во МОИП, 1947. 207 с.
6. *Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В.* Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 3. С. 3–28.
7. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
9. *Язева Р.Г.* Зоны Заварицкого-Беньюфа в геологической истории и магматогенных формациях Урала // Проблемы петрогенезиса и рудообразования Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 175–177.
10. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrology. 1975. V. 16. Part 1. P. 22–56.
11. *Deschamps A., Lallemand S.* The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. No B12. P. 2322.
12. *Hall R.* Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer – based reconstructions, model and animations // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. № 20. P. 353–431.
13. *Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.
14. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes / Magmatism in the oceanic basins. A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
15. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

## SOSVA-LOZVA GRABEN – THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS STRUCTURE OF EXTENSION IN THE REAR OF AN ACTIVE CONTINENTAL MARGIN ON THE EASTERN SLOPE OF THE NORTHERN URALS

G. A. Petrov<sup>a,#</sup> and Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: Georg\_Petrov@mail.ru

Within the northern part of the Tagil paleo-island-arc structure in the Northern Urals, the Sosva-Lozva graben is identified. The graben is filled mainly with terrigenous and volcanic strata of the Devonian and Lower Carboniferous. The location of the graben to the west (in modern coordinates) of the supra-subduction magmatic complexes and the composition of volcanic rocks, which combines signs of igneous formations of convergent and divergent settings, suggest that this structure formed under extensional conditions in the rear of the active continental margin.

*Keywords:* Tagil paleoisland arc, graben, Northern Urals, stratigraphy, tectonics, magmatism