

## Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции

Г. А. Петров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: Georg\_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 04.05.2022 г., принята к печати 14.10.2022 г.

**Объект исследования.** Вулканогенные образования северной части Тагильской мегазоны. **Материал и методы.** Исследовались вулканиты Тагильской палеоостроводужной системы и ее обрамления, включая базальты и андезибазальты следующих свит: хомасынской О<sub>1-2</sub>, шемурской О<sub>3</sub>-С<sub>1</sub>, павдинской С<sub>1</sub>, именновской С<sub>1-2</sub>, туринской С<sub>2</sub>-Д<sub>1</sub>, перевозской Д<sub>1</sub>, краснотуринской Д<sub>1</sub>, лимкинской Д<sub>2-3</sub>, а также долериты ивдельского комплекса Д<sub>3</sub>. Выполнены силикатные (РФА) анализы и определение редких элементов методом ICP-MS, проведена обработка и интерпретация этих данных с использованием дискриминационных и спайдер-диаграмм, а также индикаторных геохимических параметров. **Результаты.** Выяснено, что геохимические параметры, отражающие степень деплацированности вмещающих пород магматических очагов, а также влияние флюидов, выделяющихся при дегидратации пород погружающихся пластин, достаточно определенно демонстрируют увеличение роли субдукционного материала в составе островодужных магм и позволяют определить время начала субдукционного процесса, резкого изменения режима функционирования и завершения последнего. **Выводы.** Полученные геохимические данные подтверждают представления о начале процесса субдукции в конце среднего–начале верхнего ордовика, перестройку (перескок?) зоны субдукции в нижнем девоне и завершение процесса в верхнем девоне.

**Ключевые слова:** Северный Урал, Тагильская мегазона, вулканиты, геохимия, субдукция

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № AAAA-A18-118053090044-1, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

## Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction

Georg A. Petrov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,  
e-mail: Georg\_Petrov@mail.ru

Received 04.05.2022, accepted 14.10.2022

**Research subject.** Volcanogenic formations of the northern part of the Tagil megazone. **Material and methods.** Volcanites of the Tagil paleo-island arc system and its frames were studied, including basalts and andesibasalts of the following formations: Khomas’inskaya О<sub>1-2</sub>, Shemurskaya О<sub>3</sub>-С<sub>1</sub>, Pavdinskaya С<sub>1</sub>, Imennovskaya С<sub>1-2</sub>, Turinskaya С<sub>2</sub>-Д<sub>1</sub>, Perevozskaya Д<sub>1</sub>, Krasnoturinskaya Д<sub>1</sub>, Limkinskaya Д<sub>2-3</sub>, as well as dolerites of the Ivdel complex Д<sub>3</sub>. Silicate (XFA) analyses and determination of rare elements by ICP-MS method were performed. The obtained data was analyzed using discrimination and spider diagrams, as well as indicator geochemical parameters. **Results.** The geochemical parameters reflecting the degree of depletion of the host rocks of magmatic chambers, as well as the influence of fluids released during the dehydration of rocks of subducted slabs, quite definitely demonstrate an increase in the role of subducted material in the composition of island-arc magmas. This allows the onset of the subduction process, sharp changes in the conditions of its functioning and the time of its completion to be determined. **Conclusions.** The obtained geochemical data confirms the existing concepts about

**Для цитирования:** 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>

**For citation:** Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 709-740. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>

the onset of the subduction process at the end of the Middle – beginning of the Upper Ordovician, restructuring (jumping?) of the subduction zone in the Lower Devonian and completion in the Upper Devonian.

**Keywords:** Northern Urals, Tagil megazone, volcanites, geochemistry, subduction

#### Funding information

*The studies was carried out as a part of the IGG UB RAS state assignment (No. AAAA-A18-118053090044-1) using the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of "Geoanalitik" is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)*

#### Acknowledgements

The author is grateful to A.M. Kosarev for his comments and recommendations.

## ВВЕДЕНИЕ

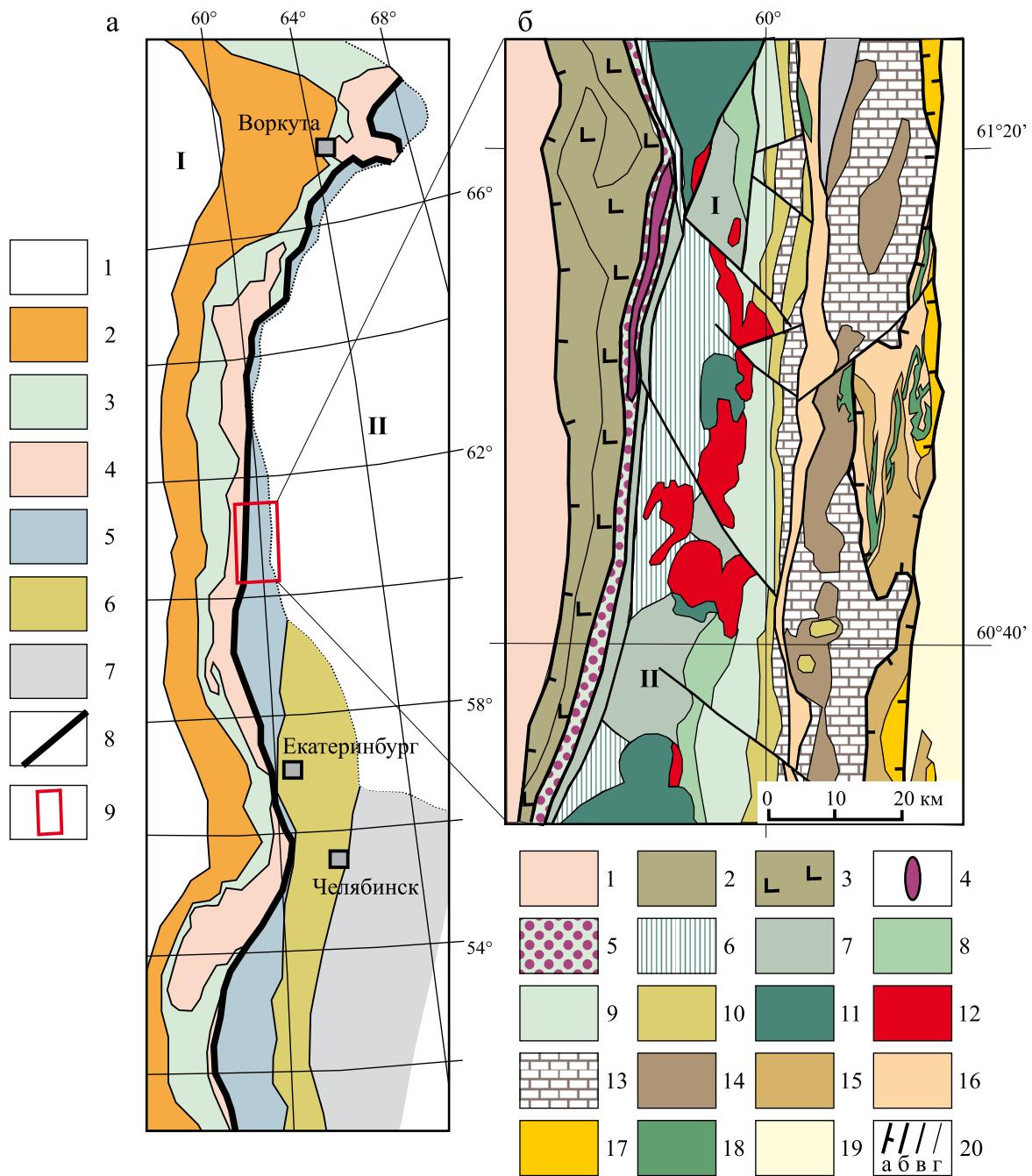
Тагильская структурно-формационная мегазона, объединяющая позднеордовикско-раннекаменноугольные вулканогенные, осадочные и интрузивные образования, протягивается вдоль восточного склона Среднего, Северного и Приполярного Урала более чем на 800 км (рис. 1а). Исследованию различных аспектов геологического строения этой крупной структуры, геохимии и петрологии слагающих ее комплексов посвящено огромное количество публикаций. Наиболее распространена точка зрения на Тагильскую структуру как на фрагмент островодужной системы, существовавшей на протяжении позднего ордовика, силура и девона (Язева, Бочкарев, 1993, 1995; Иванов, 1998; Пучков, 2000; и др.). При этом предполагается, что в раннем девоне произошел перескок палеозоны субдукции в сторону океана (Язева, 1998), или перестройка указанной зоны (Пучков, 2000, 2010), и что девонские вулканогенные образования Тагильской мегазоны являются северными латеральными аналогами вулканических комплексов Магнитогорской палеостровной дуги (Пучков, 2000, 2010; и др.). В качестве признаков смены режима функционирования (или перескока?) зоны субдукции в раннем девоне обычно приводятся следующие аргументы.

1. Наличие признаков континентального перерыва, когда пражские стратоны полностью или частично отсутствуют в разрезе (Шуб, 1983, Язева, Бочкарев, 1993; и др.). Надо сказать, что этот признак нельзя считать универсальным, поскольку в изученных нами разрезах Северного Урала пражские геологические образования представлены достаточно широко (Петров и др., 2021б). Но между тем нельзя игнорировать структурное несогласие в основании эмской такатинской свиты на западном склоне Урала и наличие признаков раннедевонского латеритного континентального выветривания в Тагильской структуре (Бокситоносные..., 1987), что прямо свидетельствует о наличии значительных фрагментов суши в этот период времени.

2. Раннедевонская структурная перестройка в Тагильской палеостроводужной системе впервые была подробно описана А.В. Пейве (1947), он выделил в Североуральском районе для девонских образований две структурные зоны: западную – Петропавловскую – и восточную – Туринскую. Для Петропавловской зоны характерны терригенно-карбонатные осадочные последовательности, для Туринской – вулканогенно-осадочные. Последующие более детальные исследования (Бокситоносные..., 1987; Петров и др., 2021б) показали, что между чисто осадочными (терригенно-карбонатными) и преимущественно вулканогенными фациальными обстановками существует переходный ряд, отражающий условия шельфа неактивной силурийской островной дуги, междуового бассейна и активной девонской островной дуги. При этом сам факт кардинальной структурной перестройки в нижнем девоне (вероятно, в позднем лохкове – раннем прагиене) остается незыблевым, поскольку в образованиях прижидольско-лохковской туринской свиты, хорошо изученных на Среднем Урале (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005; Бородина и др., 2010), не обнаруживаются существенные различия фациального состава для западных и восточных разрезов.

3. Наличие структурного несогласия в основании и некоторые особенности состава пражско-эмских вулканитов (высокие содержания Rb, Sr и других литофильных элементов) позволили Р.Г. Язевой и В.В. Бочкареву (1993) интерпретировать последние как образования активной континентальной окраины, возникшей при аккреции Тагильской островной дуги и восточноуральских террейнов, что привело к перескоку зоны субдукции. Позднее В.Н. Пучковым (2000, 2010) было показано, что упомянутая аккреция вряд ли имела место в раннем девоне, но перестройка (или перескок) зоны субдукции в это время, вероятно, произошла.

Автор не претендует на всеобъемлющую полноту характеристики стратонов и не ставит задачу корреляции вулканогенных образований Северного Урала с подобными породами на Среднем Урале.



**Рис. 1.** Схема расположения главных структур Урала (а) и схематическая геологическая карта изучаемого фрагмента Тагильской мегазоны (б) (составлена по материалам геологических съемок УГСЭ).

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 блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – контуры изучаемого района.

б. 1 – докембрийские комплексы Центрально-Уральской мегазоны; 2–3 – ордовикские толщи пассивной континентальной окраины: 2 – терригенные образования саранхапнерской свиты  $\mathcal{E}_3$ – $O_1$ , 3 – терригенная и базальтовая формации (хомасыинская свита  $O_{1,2}$ ); 4–5 – комплексы зоны Главного Уральского разлома: 4 – салатимский дунит-гарпбургитовый комплекс  $O_2$ , 5 – полимиктовый терригенный и серпентинитовый тектонический меланик; 6–12 – комплексы первого этапа формирования Тагильской палеоостроводужной системы: 6 – комплекс параллельных долеритовых даек  $O_3$ , 7 – риолит-базальтовая контрастно дифференцированная формация (шемурская свита  $O_3$ – $S_1$ ). Вулканотектонические депрессии: I –

Саумская, II – Шемурская, 8 – базальт-андезит-дацитовая непрерывно дифференцированная формация (павдинская свита S<sub>1</sub>), 9 – андезит-базальтовая формация (именновская свита S<sub>1-2</sub>), 10 – трахибазальт-трахитовая формация (туринская свита S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>), 11 – габброиды Платиноносного пояса Урала, 12 – гранитоиды S<sub>1-2</sub>; 13–18 – комплексы второго этапа формирования Тагильской палеоостроводужной системы: 13 – карбонатные толщи шельфа неактивной островной дуги D<sub>1-3</sub>, 14 – терригенная и базальт-андезит-дацитовая формация (перевозская свита D<sub>1</sub>), 15 – базальт-андезит-дацитовая формация (краснотурынинская свита D<sub>1</sub>), 16 – карбонатно-кремнисто-терригенная формация (лангурская, высотинская свиты D<sub>2</sub>), 17 – базальт-риолитовая формация (лимкинская свита D<sub>2-3</sub>), 18 – ивдельский комплекс габбро-долерит-гранодиоритовый D<sub>3</sub>; 19 – мезозойские и кайнозойские образования чехла Западно-Сибирской эпигерцинской платформы; 20а–г – региональные разломы: а – надвиги и взбросы, б – разрывные нарушения со сложной кинематикой, в – второстепенные разрывные нарушения, г – интрузивные и стратиграфические границы.

**Fig. 1.** The scheme of the main structures of the Urals (a), and a schematic geological map of the studied fragment of the Tagil megazone (б) (compiled from the materials of geological surveys of the UGSE).

а. 1 – sedimentary cover of platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – Pre-Uralian foredeep, 3 – West Uralian megazone (Paleozoic complexes of passive continental margin and continental slope), 4 – Central Uralian megazone (precambrian formations); 5–7 – Paleoceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations), 6, 7 – East Uralian and Trans-Uralian megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Uralian fault; 9 – contours of the studied area.  
 б. 1 – Precambrian complexes of the Central Uralian megazone; 2–3 – Ordovician strata of the passive continental margin; 2 – terrigenous formations of the Sarankhaphner series E<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>, 3 – terrigenous and basalt formations (Khomas'ya series O<sub>1-2</sub>); 4–5 – complexes of the Main Uralian fault zone: 4 – Salatim dunite-harzburgite complex O<sub>2</sub>, 5 – polymictic terrigenous and serpentinite tectonic melange; 6–12 – complexes of the first stage of the formation of the Tagil Paleo-Island Arc system: 6 – a complex of parallel dolerite dikes O<sub>3</sub>, 7 – rhyolite-basalt contrastingly differentiated formation (Shemurskaya series O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>). Volcano-tectonic depressions: I – Saumskaya, II – Shemurskaya, 8 – basalt-andesite-dacite continuously differentiated formation (Pavdinskaya series S<sub>1</sub>), 9 – andesite-basalt formation (Imennovskaya series S<sub>1-2</sub>), 10 – trachybasalt-trachyte formation (Turinskaya series S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>), 11 – gabbroids of the Platinum-bearing belt of the Urals, 12 – granitoids S<sub>1-2</sub>; 13–18 – complexes of the second stage of the formation of the Tagil Paleo-Island Arc system: 13 – carbonate strata of the shelf of the inactive island arc D<sub>1-3</sub>, 14 – terrigenous and basalt-andesite-dacite formations (Perevozskaya series D<sub>1</sub>), 15 – basalt-andesite-dacite formation (Krasnoturinskaya series D<sub>1</sub>), 16 – carbonate-siliceous-terrigenous formation (Langurskaya, Vysotinskaya series D<sub>2</sub>), 17 – basalt-rhyolite formation (Limkinskaya series D<sub>2-3</sub>), 18 – Ivdel complex gabbro-dolerite-granodiorite D<sub>3</sub>; 19 – Mesozoic and Cenozoic formations of the cover of the West Siberian platform; 20а–г – regional faults: а – thrusts, б – faults with complex kinematics, в – minor faults, г – intrusive and stratigraphic boundaries.

Часть из перечисленных вопросов рассмотрена в других публикациях, другая является предметом дальнейших исследований. В данной статье автор попытался выяснить, как предполагаемая перестройка (перескок?) палеозоны субдукции отразилась в изменении геохимических параметров вулканитов. Поставленная цель определила и выбор объектов исследования – это преимущественно породы базальтового и андезибазальтового состава, имеющие мантийные очаги плавления и присутствующие на всех возрастных уровнях позднеордовикско-девонской истории геологического развития Тагильской мегазоны.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу данной работы положены результаты многолетних исследований, выполняемых автором в северной части Тагильской мегазоны (см. рис. 1). Здесь, в отличие от средней и южной частей упомянутой структуры, широко распространены осадочно-вулканогенные последовательности всех возрастных уровней – от позднеордовикских до раннекаменноугольных, что позволяет решить поставленную задачу и проследить изменения составов вулканитов на протяжении всей истории формирования Тагильской палеоостровной дуги. Определение содержания петрогенных окис-

лов производилось рентгено-спектральным флуоресцентным методом в лаборатории ИГГ УрО РАН на приборах СРМ-18 и EDX-900HS, а также в ЦЛ ВСЕГЕИ на установке ARL 9800 по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и других петрологически информативных элементов выполнялось методом ICP-MS в лаборатории ИГГ УрО РАН на квадрупольном масс-спектрометре с индукционно-связанной плазмой ELAN-9000 и в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700x, также с применением стандартных методик.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассматривая палеозойскую геологическую историю Тагильской мегазоны, можно заметить, что осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы формировались здесь в течение трех этапов – позднеордовикско-лохковского, пражско-франского и фаменско-турнейского, разделенных эпохами перестройки или перескока зоны субдукции, а также аккреции (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010; и др.). Первые два этапа соответствуют островодужному режиму, а последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей после аккреции восточноуральских блоков к “уральской” окраине Лаврусии (Пучков, 2010).

В фундаменте островной дуги распространены породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, комплекс параллельных долеритовых даек, вулканиты), верхний вулканический комплекс которой имеет позднеордовикский возраст (Петров, 2007). Выше залегают образования следующих вулканических формаций: риолит-базальтовой контрастно дифференцированной катийского – рудданского ярусов (шемурская свита), базальт-андезит-дацитовой последовательно дифференцированной аэрона – шейнвуда (павдинская свита), базальт-андезитовой гомера – нижнего пржидолия (именновская свита и гороблагодатская толща), и трахибазальт-трахитовой верхнего пржидолия – лохкова (туринская свита) (Бороздина и др., 2010). В указанном ряду формаций происходит постепенное наращивание содержания щелочей, для них характерна гомодромная последовательность формирования (от основных горных пород к кислым) и переход от глубоководных фаций к мелководным и наземным (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005). В позднеохковское время предположительно произошла перестройка или пересок палеозоны субдукции, что выразилось в прекращении активного вулканизма в пределах позднеордовикско-раннеохковской островной дуги и формировании новой островодужной системы к востоку от ранее существовавшей (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010; и др.). В течение второго (пражско-франского) этапа потухшая силурийская островная дуга представляла собой цепь островов, на которых интенсивно проявились процессы латеритного выветривания. Начиная с пражского (а возможно, с конца лохковского) века складывается новая структурно-фациальная зональность, проявившаяся в существовании двух крупных фациальных обстановок, выделенных А.В. Пейве (1947) в Североуральском районе в качестве Петропавловской (преимущественно карбонатной) и Туринской (вулканогенно-осадочной) структурных зон. Таким образом, в раннем девоне произошла перестройка структурного плана и перемещение вулканического фронта на восток. Характерной особенностью базальт-андезит-дацитовых вулканических серий, входящих в состав пражской перевозской и пражско-эмской краснотурьинской свит (последняя распространена восточнее перевозской свиты, в некоторых районах возрастной интервал ее формирования охватывает и нижний эйфель), является антидромная направленность эволюции составов пород: в низах разрезов преобладают андезиты и дациты, которые выше сменяются андезибазальтами и базальтами. Позднеживетско-франские образования лимкинской свиты менее изучены, но, по имеющимся данным, последовательность формирования вулканитов здесь, вероятно, имеет гомодромный характер.

Для получения более полной картины изменения геохимических параметров, кроме собственно

островодужных формаций, нами рассматриваются также вулканические образования, предшествовавшие формированию зоны субдукции (базальты флосско (?)–дарривильской хомасынской свиты), и фаменский пост-аккреционный габбро-долерит-гранодиоритовый ивдельский комплекс. Ниже приводится краткая характеристика вулканогенных образований Тагильской мегазоны и их геохимических особенностей. Представительные составы вулканитов основного и среднего состава приведены в табл. 1.

**Хомасынская свита**  $O_{1-2}$ . Название дано по р. Хомес (приток р. Талтма) на восточном склоне Приполярного Урала. В составе свиты присутствуют: тонкозернистые серицит-кварцевые, хлорит-кварц-серицитовые, серицит-альбит-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые, карбонат-хлорит-альбитовые сланцы, иногда с гематитом, альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые метабазальты, часто миндалекаменные, с прослоями аркозовых и кварцевых метапесчаников, редко яшмоидов. Базальты, как правило, афировые, реже с мелкими вкрапленниками соссюритизированного плагиоклаза. В южной части полосы распространения хомасынской свиты (южнее р. Ивдель) в составе разреза появляются линзы известняков, в которых обнаружены остатки цистоидей из отряда Regularia, а также криноидей *Apertocrinus* sp. и *Fascicrinus* sp. (Петров, 2007). Этот комплекс фауны, по мнению В.С. Милициной, может указывать на среднеордовикский возраст вмещающих пород. Южнее, в левом борту р. Ольва, в линзе мраморизованных известняков была обнаружена фауна криноидей: *Asterocrinus* (?) sp. indet., *Apertocrinus* (?) sp. indet., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk.; *Dianthoceuloma* cf. *kegelensis* Yelt. (?); *Schizocrinus* (?) sp. indet.; *Cyclopagoda* cf. *inaequalis* (Yeltyschew); *Pentagonopentagonalis* sp. среднего-верхнего ордовика (определения В.А. Наседкиной) (Петров, Наседкина, 2008).

Магматические породы, входящие в состав хомасынской свиты, имеют базальтовый состав (см. табл. 1, рис. 2); метабазальты натриевые высокотитанистые ( $TiO_2$  – 1.09–4.17%, в среднем – 2.16%), низко-умеренно глиноzemистые ( $Al_2O_3$  – 11.23–15.58%, в среднем – 13.25%) породы нормальной щелочности, низко- и среднекалиевые, относящиеся к толеитовой серии. Для них характерен значительный разброс содержаний  $MgO$  (5.76–9.26%, в среднем – 6.85%),  $Cr$  (6.21–232.57 г/т, в среднем – 88.83 г/т),  $Zr$  (3.48–170.75 г/т, в среднем – 55.16 г/т), высокие содержания  $Nb$  (2.02–32.03 г/т, в среднем – 13.63 г/т) и  $P_2O_5$  (до 0.477%).

На диаграмме  $Th/Yb$ – $Ta/Yb$  (см. рис. 2г) точки составов вулканитов хомасынской свиты находятся на мантийном тренде и отклоняются от него в сторону более высоких значений  $Ta/Yb$  отношений, что может указывать на “обогащенный” мантийный

**Таблица 1.** Представительные анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в базальтах и андезитах Тагильской мегазоны**Table 1.** Representative analyses of petrogenic (wt %) and rare (g/t) elements in basalts and andesites of the Tagil megazone

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	5006	5021	5137	2202-2	5107	5040-9	6110	144	522-1
SiO <sub>2</sub>	45.56	44.17	49.37	45.50	48.52	52.50	51.04	46.60	49.88
TiO <sub>2</sub>	2.31	4.17	1.66	3.56	1.77	1.21	1.36	1.15	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.58	13.89	12.80	12.66	12.14	13.22	14.52	16.93	16.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				10.48	10.04	8.77	5.71	5.69	4.01
FeO	19.26*	17.72*	13.77*	6.40	6.50	6.40	6.70	5.49	5.74
MnO	0.28	0.18	0.27	0.18	0.25	0.22	0.20	0.36	0.32
MgO	5.76	6.60	6.58	6.13	7.26	6.26	5.19	5.88	6.39
CaO	2.28	4.60	6.66	8.33	7.52	4.16	11.03	14.37	9.50
Na <sub>2</sub> O	5.10	4.48	4.13	2.27	2.81	4.44	3.20	1.93	3.52
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.04	0.31	0.04	0.04	0.14	0.08	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.46	0.17	0.47	0.11	0.15	0.12	0.01	0.04
П.п.п.	3.29	3.40	4.20	4.11	3.69	3.30	1.40	2.06	2.49
Сумма	99.61	99.71	99.72	100.43	100.58	100.66	100.72	100.79	99.04
Rb	0.27	0.36	0.42	9.86	0.52	0.28	1.44	0.31	0.46
Sr	39.20	50.57	86.54	418.57	137.05	119.32	153.02	374.20	233.99
Y	31.40	30.30	21.98	52.99	35.14	18.54	29.95	19.46	18.29
Zr	35.05	35.69	5.91	160.03	69.24	6.90	27.90	29.04	25.28
Nb	6.40	27.20	6.55	30.43	7.97	0.49	1.31	0.98	0.83
Hf	1.68	1.26	0.27	5.26	1.96	0.19	0.43	1.12	1.01
Ba	0.10	0.10	23.82	83.10	10.56	7.56	19.39	9.46	15.85
V	327.44	286.12	356.84	343.33	434.47	263.00	291.63	374.33	250.91
Cr	47.22	6.21	44.27	33.69	72.40	6.01	83.41	219.68	378.62
Co	49.69	48.44	55.61	30.58	48.32	29.65	47.14	18.98	23.32
Ni	43.34	14.46	46.87	22.22	67.12	7.04	43.44	80.13	134.45
Ta	0.46	1.88	0.47	2.60	0.50	0.07	0.14	0.11	0.14
Th	0.73	2.06	0.50	2.81	0.59	0.14	0.07	0.18	0.70
Pb	4.32	1.16	0.88	2.04	3.52	0.97	0.19	2.61	2.85
La	5.77	20.94	6.36	36.59	3.58	1.71	2.35	3.42	2.79
Ce	16.62	51.43	16.00	81.63	10.19	5.35	7.73	8.91	7.11
Pr	2.58	7.15	2.31	10.63	1.65	0.88	1.26	1.29	1.07
Nd	13.40	31.92	11.02	42.50	10.36	4.73	6.42	6.08	5.32
Sm	4.30	7.89	3.17	10.76	3.79	1.68	2.17	2.02	1.76
Eu	1.39	2.69	1.16	3.10	1.60	0.73	0.80	0.94	0.97
Gd	5.50	8.01	4.09	10.78	6.22	2.31	2.69	2.45	2.21
Tb	0.97	1.23	0.68	1.53	0.99	0.37	0.44	0.47	0.41
Dy	6.48	7.29	4.53	9.72	6.68	2.33	2.74	3.11	2.76
Ho	1.40	1.38	0.91	1.86	1.42	0.50	0.56	0.66	0.62
Er	3.99	3.60	2.84	4.94	4.08	1.48	1.60	1.92	1.72
Tm	0.58	0.46	0.35	0.64	0.56	0.20	0.21	0.29	0.26
Yb	3.55	2.55	2.17	3.60	3.36	1.22	1.34	1.83	1.65
Lu	0.47	0.27	0.27	0.47	0.47	0.16	0.17	0.27	0.24

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Элемент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	8113	508/22	7738	6137-1	6138	6139	5009	6005	2247-26
SiO <sub>2</sub>	45.10	56.32	53.36	50.21	47.97	50.04	52.77	54.52	55.99
TiO <sub>2</sub>	1.31	1.59	0.67	0.63	0.51	0.87	0.67	1.20	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	15.24	15.37	16.44	14.73	16.28	14.86	15.54	17.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.28	1.43	7.42	8.00	5.82	7.89	9.33	4.22	6.85
FeO	5.97	7.56	4.10	4.50	7.80	5.60	2.90	5.30	1.10
MnO	0.16	0.20	0.12	0.21	0.24	0.23	0.12	0.26	0.08
MgO	3.40	5.31	9.40	5.33	10.13	5.79	5.38	3.90	3.16
CaO	9.85	2.90	1.38	3.97	4.67	4.60	8.26	7.71	6.33
Na <sub>2</sub> O	4.84	4.84	2.63	5.78	3.72	5.06	4.30	3.49	4.09
K <sub>2</sub> O	0.06	0.05	0.78	1.16	0.06	0.29	0.29	1.47	1.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.23	0.05	0.10	0.03	0.11	0.02	0.27	0.11
П.п.п.	4.75	2.85	5.07	4.00	5.00	3.80	1.13	2.36	2.33
Сумма	100.48	98.49	100.37	100.38	100.73	100.52	100.10	100.28	100.00
Rb	0.79	0.04	11.04	21.10	1.77	5.34	9.54	16.55	17.11
Sr	233.73	109.42	77.20	278.11	90.07	231.04	236.81	454.08	411.37
Y	49.41	40.47	15.36	12.59	9.59	13.40	31.56	26.80	14.24
Zr	26.69	80.87	26.09	25.33	18.60	25.56	25.56	235.90	94.19
Nb	1.39	2.74	1.03	0.60	0.67	1.01	0.80	15.79	2.32
Hf	1.15	2.82	1.03	0.58	0.28	0.37	1.25	6.35	2.22
Ba	9.66	16.50	119.48	65.43	15.45	31.35	48.51	176.55	138.63
V	463.69	272.00	208.83	224.55	284.18	376.95	311.49	218.64	246.74
Cr	26.09	10.52	12.79	32.18	173.10	9.08	499.58	74.24	13.20
Co	29.21	42.46	22.16	37.55	66.33	35.22	24.50	16.30	17.16
Ni	—	19.16	10.42	26.03	61.12	14.07	79.87	30.54	11.56
Ta	0.16	0.23	0.08	0.10	0.14	0.08	0.07	1.03	0.11
Th	0.56	0.59	0.33	0.22	0.08	0.09	0.52	2.61	0.63
Pb	1.24	1.13	2.90	0.57	0.22	0.79	1.65	2.67	2.53
La	5.84	5.87	4.41	2.23	1.09	1.85	9.15	11.98	6.37
Ce	15.84	16.40	11.76	6.24	3.36	5.53	22.65	31.56	17.02
Pr	2.51	2.48	1.53	0.89	0.47	0.84	3.43	4.63	2.45
Nd	13.68	12.01	6.31	4.36	2.27	4.23	14.79	24.00	11.14
Sm	4.88	3.92	1.84	1.29	0.74	1.28	4.00	6.08	2.83
Eu	1.51	1.37	0.58	0.44	0.24	0.42	1.28	1.53	0.78
Gd	6.03	4.78	2.16	1.47	0.87	1.37	4.15	6.88	2.72
Tb	1.08	0.90	0.32	0.23	0.14	0.20	0.58	0.84	0.38
Dy	7.60	6.04	2.23	1.45	0.92	1.28	3.82	5.28	2.30
Ho	1.65	1.24	0.47	0.31	0.19	0.27	0.84	1.06	0.47
Er	4.71	3.76	1.44	0.92	0.56	0.76	2.57	3.02	1.37
Tm	0.70	0.56	0.20	0.13	0.08	0.10	0.36	0.44	0.20
Yb	4.25	3.57	1.36	0.82	0.51	0.64	2.31	2.82	1.26
Lu	0.60	0.53	0.20	0.11	0.07	0.09	0.35	0.43	0.18

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Элемент	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	2248-13	C12/81	5008	5025	5027	5002-1	2461-11	5057-11	5057-8
SiO <sub>2</sub>	53.70	46.63	47.96	53.50	56.06	53.40	45.70	47.14	51.56
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.70	0.79	1.02	0.96	1.67	1.16	0.84	1.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.79	16.90	16.59	15.89	16.15	15.13	18.20	16.45	17.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.27	8.54	8.88	9.79	6.13	7.96	6.33	11.05	7.81
FeO	2.10	3.00	6.00	1.00	2.50	3.50	5.21	3.10	2.80
MnO	0.13	0.26	0.19	0.19	0.16	0.18	0.22	0.20	0.17
MgO	5.01	7.11	6.50	4.47	5.36	3.31	6.46	5.16	4.74
CaO	9.32	7.45	9.15	5.07	5.97	7.07	9.23	9.38	5.03
Na <sub>2</sub> O	2.66	3.70	1.40	3.92	2.98	3.77	2.61	3.65	5.22
K <sub>2</sub> O	1.03	1.11	0.38	0.23	2.11	1.25	0.85	0.99	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.16	0.08	0.21	0.23	0.55	0.18	0.20	0.35
П.п.п.	1.88	4.80	2.48	4.77	3.26	2.46	3.36	5.30	3.20
Сумма	100.15	100.37	100.45	100.08	100.16	100.28	100.00	100.36	100.28
Rb	14.83	23.78	17.71	4.28	59.50	20.17	14.10	19.18	13.77
Sr	377.66	480.96	336.91	301.71	468.99	435.19	866.00	511.40	434.92
Y	22.03	13.90	17.55	44.16	35.49	43.15	16.30	16.29	23.32
Zr	174.84	57.29	12.59	103.94	153.35	263.51	37.50	70.27	119.54
Nb	11.77	2.29	0.44	4.19	5.81	5.36	2.02	2.86	4.39
Hf	3.61	0.89	0.77	3.76	5.56	6.66	1.15	0.99	1.66
Ba	133.15	293.09	68.94	130.10	322.18	195.74	292.00	73.51	48.36
V	260.82	240.21	481.72	220.24	186.23	211.11	408.00	275.61	350.77
Cr	167.04	11.94	50.09	55.90	37.39	11.44	45.10	100.47	3.95
Co	32.26	36.27	36.64	23.55	20.70	20.44	41.80	30.75	30.98
Ni	71.59	19.72	16.34	16.13	19.07	17.49	31.70	31.92	13.12
Ta	0.65	0.19	0.04	0.35	0.51	0.49	0.10	0.38	0.51
Th	0.63	0.70	0.21	1.63	2.27	2.34	0.59	0.59	0.82
Pb	2.67	1.91	1.35	4.10	4.44	4.78	1.58	2.24	2.84
La	14.66	8.97	2.75	23.52	23.14	17.77	5.99	10.97	11.71
Ce	35.81	21.02	8.58	41.17	51.76	45.05	14.30	25.11	30.03
Pr	4.72	2.77	1.39	7.46	7.26	6.40	2.34	3.23	4.07
Nd	20.31	11.75	7.11	29.32	27.49	29.15	11.40	13.87	17.88
Sm	4.61	2.84	2.40	7.45	6.68	7.49	2.85	3.15	4.36
Eu	1.22	0.91	0.82	1.95	1.67	2.34	1.12	0.95	1.25
Gd	4.25	2.41	2.80	7.28	6.23	8.13	3.33	2.52	3.58
Tb	0.59	0.33	0.42	0.98	0.83	1.32	0.47	0.34	0.51
Dy	3.52	1.86	2.87	6.18	5.34	8.46	3.05	1.90	2.99
Ho	0.70	0.36	0.61	1.26	1.08	1.76	0.61	0.67	0.58
Er	2.07	1.00	1.84	3.68	3.14	5.15	1.77	1.04	1.72
Tm	0.30	0.14	0.26	0.50	0.44	0.77	0.24	0.14	0.25
Yb	1.89	0.85	1.64	3.16	2.78	5.08	1.63	0.91	1.65
Lu	0.28	0.12	0.24	0.49	0.43	0.75	0.23	0.12	0.23

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Элемент	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	7078	7071-3	6012	6018	7040	5	5031	2489-2	2517-3
SiO <sub>2</sub>	51.40	50.00	53.50	46.50	52.50	48.93	53.70	50.00	54.50
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.40	0.79	0.55	1.24	0.94	0.76	0.72	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	10.50	17.00	11.30	17.60	12.31	16.50	17.50	18.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.13	3.50	6.98	7.68	5.04	8.10	4.24	5.49	4.14
FeO	3.05	4.60	3.79	4.06	5.21	2.60	4.06	4.40	3.79
MnO	0.19	0.15	0.23	0.18	0.19	0.19	0.18	0.22	0.17
MgO	7.09	10.70	2.99	12.00	4.67	11.30	4.51	4.82	3.52
CaO	8.48	14.30	4.62	12.10	3.12	9.81	8.21	8.72	4.62
Na <sub>2</sub> O	2.49	1.78	5.21	1.82	6.22	3.16	3.17	2.64	4.58
K <sub>2</sub> O	1.98	1.01	1.60	0.85	0.60	0.55	1.59	3.14	2.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.13	0.21	0.19	0.23	0.48	0.28	0.31	0.34
П.п.п.	2.07	2.57	2.66	2.45	2.78	1.58	2.54	1.58	2.43
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00	100.00
Rb	32.10	13.80	18.10	12.10	5.79	13.20	30.20	49.20	40.30
Sr	605.00	326.00	204.00	362.00	187.00	281.22	510.00	833.00	416.00
Y	12.90	8.27	20.10	11.30	27.00	16.23	17.30	14.80	16.90
Zr	33.90	13.20	58.80	16.90	130.00	27.12	42.60	41.00	53.20
Nb	0.84	0.76	2.25	0.25	2.54	1.68	1.63	1.34	1.68
Hf	1.10	0.44	1.82	0.67	3.96	0.93	1.34	1.12	1.65
Ba	307.00	179.00	139.00	201.00	130.00	494.29	263.00	540.00	510.00
V	377.00	186.00	268.00	279.00	340.00	341.42	323.00	318.00	220.00
Cr	87.40	375.00	8.17	551.00	3.25	378.50	53.30	45.70	8.31
Co	34.30	39.10	24.30	47.80	23.90	44.46	23.20	31.40	18.60
Ni	22.40	89.90	5.58	125.00	3.13	86.89	18.50	16.90	5.45
Ta	0.05	0.05	0.11	0.05	0.18	0.18	0.11	0.05	0.05
Th	1.19	0.38	1.50	0.43	2.38	1.75	1.86	1.90	2.48
Pb	6.42	10.30	3.22	3.05	2.92	7.66	4.43	5.72	3.64
La	9.54	2.89	10.80	4.98	15.90	5.53	9.73	10.90	10.70
Ce	21.30	7.30	23.20	11.80	40.10	10.31	22.30	23.00	23.00
Pr	3.18	1.12	3.11	1.71	5.63	1.51	2.96	3.35	3.25
Nd	14.10	5.56	14.40	8.22	26.30	6.80	14.00	15.50	14.80
Sm	3.45	1.55	3.59	2.11	6.18	1.87	3.47	3.76	3.65
Eu	1.04	0.49	1.04	0.66	1.54	0.67	1.01	1.23	1.28
Gd	2.97	1.71	3.66	2.27	5.79	2.06	3.31	3.47	3.52
Tb	0.44	0.26	0.58	0.34	0.83	0.36	0.49	0.44	0.51
Dy	2.40	1.60	3.54	2.01	4.61	2.45	2.96	2.70	3.15
Ho	0.52	0.35	0.76	0.42	1.01	0.57	0.67	0.55	0.64
Er	1.43	0.82	2.04	1.16	2.75	1.58	1.95	1.62	1.92
Tm	0.20	0.12	0.31	0.15	0.40	0.25	0.27	0.22	0.28
Yb	1.42	0.84	2.16	1.12	2.68	1.64	1.90	1.50	1.91
Lu	0.19	0.11	0.29	0.15	0.38	0.25	0.28	0.21	0.27

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Элемент	37	38	39	40	41	42	43	44	45
	188	203/59	2449-5	2442-4	2470	2483	5021	7006	5047
SiO <sub>2</sub>	52.37	49.38	57.90	55.80	49.50	49.10	45.30	51.00	53.90
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.95	0.70	0.79	2.49	2.69	2.87	2.30	2.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	16.27	16.60	16.90	14.50	15.00	13.70	13.60	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.65	4.97	3.43	4.95	6.90	5.39	7.33	4.99	6.10
FeO	3.74	6.06	3.25	3.18	6.09	6.23	8.69	7.58	6.63
MnO	0.12	0.09	0.14	0.16	0.22	0.29	0.22	0.23	0.31
MgO	4.70	4.78	4.12	2.53	5.04	3.85	5.78	5.15	2.95
CaO	5.79	6.73	3.28	5.74	7.48	8.04	10.10	7.93	5.48
Na <sub>2</sub> O	4.45	4.00	5.11	4.37	4.18	4.51	3.11	3.63	4.43
K <sub>2</sub> O	3.51	0.79	1.69	3.84	0.48	0.35	0.23	0.49	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.44	0.20	0.29	0.21	0.24	0.12	0.21	0.35
П.п.п.	2.07	2.50	3.32	1.26	2.43	3.85	1.91	2.17	1.92
Сумма	100.02	99.60	100.00	100.00	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00
Rb	50.36	1.89	32.60	52.30	7.25	4.30	2.62	11.90	12.60
Sr	328.88	355.05	734.00	390.00	544.00	430.00	296.00	472.00	264.00
Y	28.28	34.15	16.60	20.20	35.00	34.50	18.70	37.90	41.30
Zr	92.54	119.72	89.60	61.80	112.00	83.40	40.60	116.00	114.00
Nb	4.26	4.51	2.84	1.98	1.81	1.74	0.74	2.27	2.33
Hf	2.74	3.06	2.52	1.73	3.14	2.57	1.31	3.35	3.45
Ba	412.24	26.59	636.00	587.00	142.00	91.10	39.40	91.80	175.00
V	190.66	190.14	167.00	277.00	512.00	378.00	783.00	382.00	189.00
Cr	20.34	14.27	58.00	14.90	35.00	6.78	11.80	28.90	4.14
Co	22.39	20.49	20.50	18.00	41.00	26.30	48.40	36.40	23.70
Ni	4.43	6.34	29.20	10.80	29.40	5.74	15.00	26.90	7.44
Ta	0.22	0.23	0.18	0.11	0.16	0.12	0.05	0.23	0.18
Th	4.02	2.34	4.11	2.27	0.55	0.50	0.32	0.49	0.69
Pb	13.84	11.78	8.72	4.72	1.57	1.43	1.37	1.08	2.27
La	25.38	16.32	21.70	11.90	5.60	5.87	3.00	5.94	7.94
Ce	56.40	40.12	43.90	26.10	17.00	16.70	8.83	16.80	21.60
Pr	7.36	5.48	5.64	3.67	2.80	2.67	1.40	2.81	3.37
Nd	27.08	23.97	22.20	17.00	14.10	14.70	7.91	14.20	18.60
Sm	5.83	6.08	4.44	4.38	4.72	4.48	2.62	4.92	5.78
Eu	1.73	1.33	1.30	1.31	1.74	1.71	0.97	1.21	1.97
Gd	5.24	5.62	4.02	3.96	5.33	5.01	2.82	5.88	6.39
Tb	0.80	0.87	0.54	0.58	0.98	0.97	0.51	0.99	1.17
Dy	4.63	5.35	3.08	3.76	6.46	5.86	3.53	6.50	7.41
Ho	0.95	1.13	0.59	0.75	1.36	1.37	0.76	1.49	1.60
Er	2.59	3.24	1.79	2.31	4.26	3.91	2.34	4.25	4.60
Tm	0.38	0.49	0.23	0.32	0.54	0.51	0.28	0.59	0.61
Yb	2.37	3.15	1.77	2.17	3.89	3.77	1.98	4.00	4.46
Lu	0.35	0.48	0.23	0.32	0.55	0.48	0.30	0.55	0.62

Примечание. 1–5 – терригенно-базальтовая формация O<sub>2</sub> (хомасинская свита): 1–4 – метабазальты, 5 – метадолерит (\*в пробах 1–3 определялось только суммарное содержание окислов железа); 6–14 – риолит-базальтовая формация O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> (шемурская свита): 6–11 – позднеордовикские метабазальты и андезиты (6, 7 – зоны ГУР; 8, 9 – Саумской структуры; 10, 11 – Шемурской структуры), 12–14 – раннелландоверийские андезибазальты и базальты: 12 – из Саумской структуры, 13, 14 – из Шемурской структуры; 15–19 – базальты и андезиты базальт-андезит-дацитовой формации S<sub>1</sub> (павдинская свита); 20–24 – базальты и андезиты андезит-базальтовой формации S<sub>1,2</sub> (именновская свита); 25–27 – базальты, трахибазальты трахибазальт-тахитовой формации S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> (туринская свита); 28–32 – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты базальт-андезит-дацитовой формации D<sub>1</sub> (перевозская свита); 33–37 – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты базальт-андезит-дацитовой формации D<sub>1,2</sub> (краснотурынская свита); 38–40 – базальты и андезиты базальт-риолитовой формации D<sub>2,3</sub> (лимкинская свита); 41–45 – долериты, габбро-долериты и диориты Ивдельского комплекса D<sub>3</sub>.

Note. 1–5 – terrigenous-basalt formation O<sub>2</sub> (Khomasya series): 1–4 – metabasalts, 5 – methadolerite (\*in samples 1–3, only the total content of iron oxides was determined); 6–14 – rhyolite-basalt formation O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> (Shemurskaya series): 6–11 – Late Ordovician metabasalts and andesites (6, 7 – from zone of the GUR; 8, 9 – from the Saum structure; 10, 11 – from the Shemur structure), 12–14 – Early Llandovery andesibasalts and basalts: 12 – from the Saum structure, 13, 14 – from the Shemur structure; 15–19 – basalts and andesites of the basalt-andesite-dacite formation S<sub>1</sub> (Pavdinskaya series); 20–24 – basalts and andesites of the andesite-basalt formation S<sub>1,2</sub> (Imenovskaya series); 25–27 – basalts, trachybasalts of trachyte formation S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> (Turinskaya series); 28–32 – basalts, trachybasalts, trachyandesibasalts of the basalt-andesite-dacite formation D<sub>1</sub> (Perevozskaya series); 33–37 – basalts, trachybasalts, trachyandesibasalts of the basalt-andesite-dacite formation D<sub>1,2</sub> (Krasnoturinskaya series); 38–40 – basalts and andesites of the basalt-rhyolite formation D<sub>2,3</sub> (Limkinskaya series); 41–45 – dolerites, gabbro-dolerites and diorite of the Ivdel complex D<sub>3</sub>.

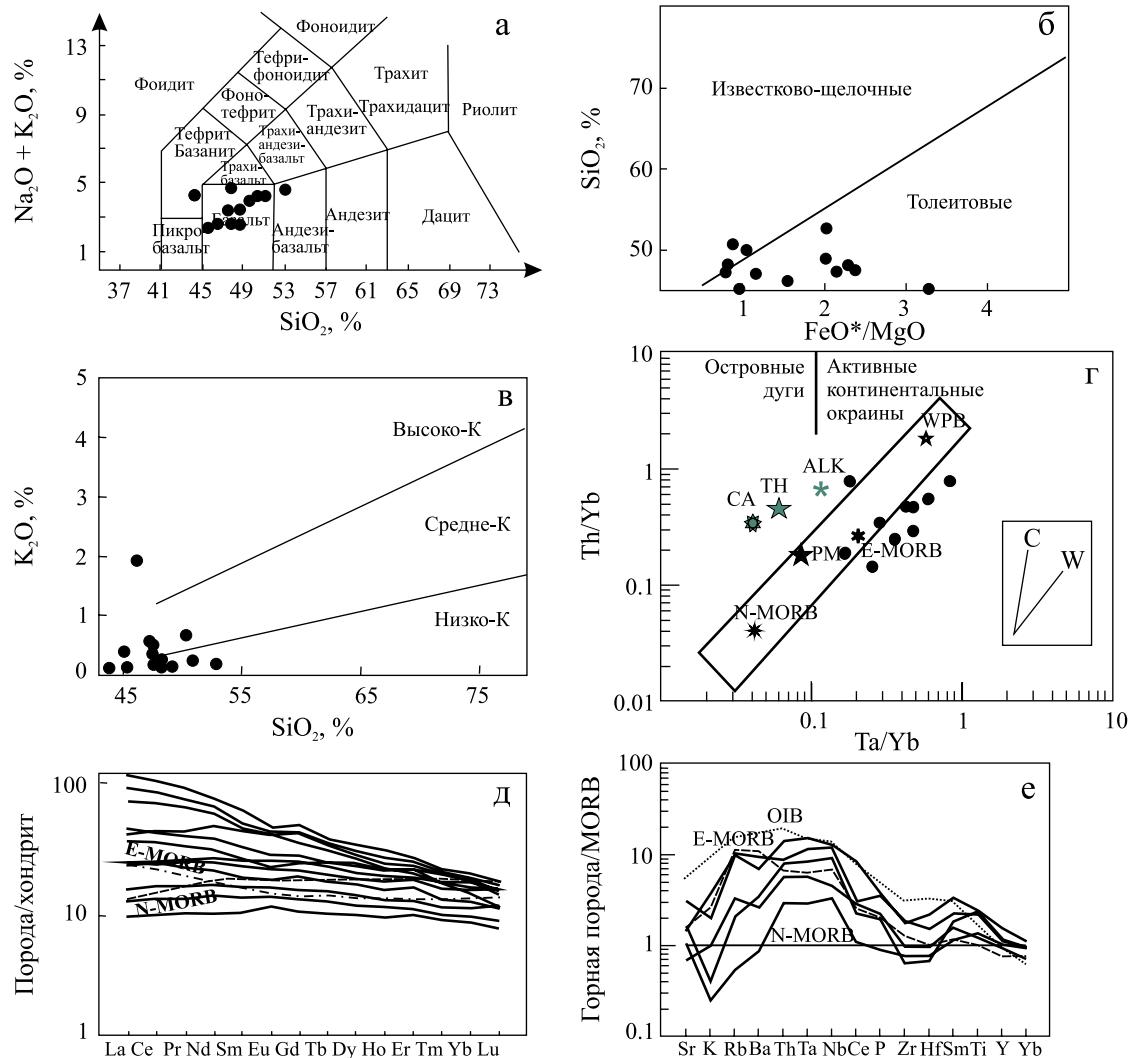


Рис. 2. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для базальтов хомасьинской свиты.

а –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (LeBas et al., 1986); б –  $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974) для разделения вулканитов известково-щелочной и толеитовой серий; в –  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (LeMaitre et al., 1989); г – диаграмма  $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1983). Эталонные составы: N-MORB и E-MORB (“нормальных” и “обогащенных” базальтов срединно-океанических хребтов), по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии), по (Taylor, McLennan, 1985), и WPB (базальтов внутриплитных обстановок), по (Barberi et al., 1975). Составы острововуджных вулканитов, по (Фролова, Бурикова, 1997): СА – известково-щелочных базальтов влк. Камбальный (Камчатка), ТН – толеитовых базальтов о-ва Кунашир, АЛК – субщелочных базальтов влк. Толбачик, Камчатка. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), по (Фролова, Бурикова, 1997); д – содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированное по хондриту (Sun, McDonough, 1989), е – содержание петрологически информативных элементов, нормированное по составу океанического базальта N-MORB. Составы горных пород эталонных обстановок: хондрита, MORB (N-MORB) – “нормального” базальта срединно-океанических хребтов и E-MORB – “обогащенного” базальта срединно-океанических хребтов, OIB – базальта океанических островов, по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 2. Discriminatory and spider diagrams for basalts of the Khomasya series.

а –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (LeBas et al., 1986), б –  $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974) for the separation of calcareous-alkaline and tholeiitic volcanoes; в –  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (LeMaitre et al., 1989); г – diagram  $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1983). Reference compositions: N-MORB and E-MORB (“normal” and “enriched” basalts of mid-oceanic ridges) by (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) by (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (basalts of intraplate environments) by (Barberi et al., 1975). Compositions of island-arc volcanites by (Frolova, Burikova, 1997): CA – calcareous-alkaline basalts of Kambalny volcano (Kamchatka), TH – tholeiitic basalts of Kunashir Island, ALK – subalkaline basalts of Tolbachik volcano, Kamchatka. Trends in the compositions of magmatic series caused by crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W) by (Frolova, Burikova, 1997); д – the contents of rare earth elements (REE) normalized to chondrite by (Sun, McDonough, 1989), е – the contents of petrologically informative elements normalized to the composition of oceanic basalt (MORB). Rock compositions of reference environments: chondrite, MORB (N-MORB) – “normal” basalt of mid-oceanic ridges and E-MORB – “enriched” basalt of mid-oceanic ridges, OIB – basalt of oceanic islands by (Sun, McDonough, 1989).

источник. Среднее содержание редких земель – 88.03 г/т (25.3–218.75 г/т), отношение суммы легких к сумме тяжелых редких земель ЛРЗЭ/ТРЗЭ = = 2.85 (1.31–5.52). Часть графиков содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту (см. рис. 2д), имеют наклонную форму, отражающую обогащение легкими РЗЭ и обеднение – тяжелыми редкими землями, другая часть имеет плоскую, субхондритовую форму, что, вероятно, отражает влияние “обогащенного” мантийного источника (вероятно, плюмового) и деплетированной верхней мантии. Графики содержаний редких элементов, нормированных по N-MORB (см. рис. 2е), также довольно разнообразны. Они показывают резко различное содержание щелочных элементов (от обогащенных до обедненных составов), что может быть вызвано миграцией K и Rb в процессе зеленосланцевого и глаукофан-сланцевого метаморфизма. Часть графиков сходны с эталоном E-MORB, другие породы содержат меньше редких элементов, но общей характерной чертой является обогащенность Th, Ta и Nb. Перечисленные геохимические особенности базальтов хомасинской свиты указывают на “обогащенный” мантийный источник расплавов, вероятно связанный с мантийным плюмом, а пространственная ассоциация вулканитов с аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами не противоречит интерпретации обстановки пассивной континентальной окраины (Петров, 2007).

Западнее полосы развития ордовикских вулканитов протягивается зона тектонитов Главного Уральского разлома (ГУР) (см. рис. 1б), состоящая из фрагментов серпентинитового и полимиктового меланжа. В состав тектонических блоков входят углеродистые сланцы, серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, долериты, габбро, разнообразные зеленые сланцы, реже гранодиориты (Петров, 2007). Матрикс представлен серпентинитами или тектонически переработанными терригенным породам. В тектонических блоках отмечено присутствие жадеита, лавсонита, глаукофана, небольшие тела долеритов и габбро часто превращены в родингиты. ГУР отделяет образования пассивной континентальной окраины от расположенных восточнее палеостроводужных комплексов.

**Шемурская свита** O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> названа по хр. Шемур на Северном Урале. Вулканиты шемурской свиты залегают на комплексе параллельных долеритовых даек в пределах вулканотектонических депрессий и слагают тектоническую пластины в зоне ГУР (Петров, 2007). Зеленосланцевые метавулканиты, обрамляющие с запада меланж ГУР, отнесены к шемурской свите с долей условности; основанием для этого послужило наличие в разрезах, кроме метабазальтов, также метаморфизованных кислых вулканитов – риолитов и дацитов, а также находка конодонтов *Periodon grandis* (Ething-

ton) в прослое яшмоидов. В составе свиты выделяются две подсвиты, в нижней части которых залегают базальты, вверх по разрезу сменяющиеся кислыми вулканитами. Базальты нижнешемурской подсвиты образуют постепенные переходы с комплексом параллельных долеритовых даек и имеют с последним сходство составов; совместно с габброидами из скринов среди долеритовых даек они образуют офиолитовую ассоциацию (Петров, 2007). Как правило, это афировые породы, иногда содержащие мелкие вкрапленники плагиоклаза и (или) моноклинного пироксена. Позднеордовикский возраст нижнешемурской подсвиты обоснован находками конодонтов *Periodon grandis* (Ethington), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl), *Falodus prodentatus* (Graves et Ellisson), *Paltodus cf. migratus* Rexrood в прослоях яшм среди базальтов (Анцыгин и др., 1988). В кремнях среди вулканитов верхнешемурской подсвиты обнаружены конодонты, характерные для зоны *Distomodus kentuckyensis* раннего лландовери: *D. cf. calcar* Bischoff, *D. cf. kentuckyensis* Branson et Branson (Петров и др., 2014), *Neopriioniodus brevirameus* Walliser, *Scolopodus* sp. indet., *Acodus cf. curvatus* Branson et Branson, *A. unicostatus* Branson et Mehl, *Paltodus* aff. *migratus* Rexrood, *Oistodus* sp., *Belodina cf. compressa* (Branson et. Mehl), *Scolopodus insculptus* (Branson et. Mehl) (Анцыгин и др., 1988). В строении нижнешемурской подсвиты преобладают лавы, кластолавы, гиалокластиты базальтов и андезибазальтов, долериты, подчиненное значение имеют дациты, риодациты, риолиты, редко андезиты, дациандезиты. Породы кислого и умеренно-кислого состава, как правило, содержат вкрапленники плагиоклаза, реже кварца. В составе верхнешемурской подсвиты присутствуют лавы, кластолавы, туфы дацитов, риодацитов, риолитов, реже – базальтов, андезибазальтов; туфобрекции, вулканогенно-осадочные породы, углеродисто-кремнистые сланцы, яшмоиды. Верхнешемурские базальты, как правило, содержат вкрапленники плагиоклаза и (или) моноклинного пироксена, дациты и риолиты – вкрапленники плагиоклаза, кварца, иногда в умеренно-кислых разностях появляется роговая обманка.

Геохимические параметры вулканитов шемурской свиты довольно разнообразны, наибольшие вариации составов характерны для базальтов ее нижней части (Петров, 2007). Так, в базальтах нижнешемурской подсвиты Шемурской вулканотектонической структуры (см. рис. 1б) среднее содержание TiO<sub>2</sub> составляет 1.72%, а в аналогичных породах Саумской структуры – 0.95%; выделяются группы высокохромистых (среднее содержание Cr – 293 г/т) и низкохромистых (Cr – 30 г/т) базальтов. Ранее нами было показано, что в позднем ордовике, в обстановке предостроводужного спрединга, частично синхронно формировались две офиолито-

вые ассоциации – “высокотитанистая” и “низкотитанистая” (Петров, 2007; Петров и др., 2008), породы которых имеют сходство как с островодужными, так и с океаническими вулканитами. Составы базальтов верхнешемурской подсвиты более однородны, они соответствуют островодужным известково-щелочным вулканитам. Проблема изучения вулканогенных образований, сформировавшихся на стадии зарождения зоны субдукции и в преддуговых структурах растяжения, безусловно, важна и интересна, но она требует рассмотрения в отдельной публикации. Здесь же мы кратко рассмотрим некоторые геохимические особенности вулканитов.

Фигуративные точки составов пород шемурской свиты образуют на классификационной диаграмме (рис. 3а) два максимума, соответствующих базальтам и андезибазальтам, а также риолитам и дацитам, что характерно для контрастно дифференцированных риолит-базальтовых формаций.

На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$  (рис. 3б) почти все породы кислого и среднего состава попадают в поле известково-щелочных вулканитов, базальты нижнешемурской подсвиты (позднеордовикские) преимущественно относятся к толеитам, а верхнешемурские (раннелландоверийские) – к известково-щелочным сериям. На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$  (рис. 3в) породы шемурской свиты попадают в поле низкокалиевый, в меньшей степени – среднекалиевый серий. Обращает на себя внимание присутствие высококалиевых базальтов в верхнешемурской подсвите Шемурской структуры и в тектонической пластины в зоне ГУР. Для интерпретации происхождения этих пород сейчас мало данных, этот вопрос требует дополнительного изучения. Интересные результаты дает применение диаграммы  $\text{Th/Yb}\text{--Ta/Yb}$  (рис. 3г): все точки составов метабазальтов из пластины в зоне ГУР и верхнешемурской подсвите Шемурской структуры, а также одна точка состава базальта Саумской структуры

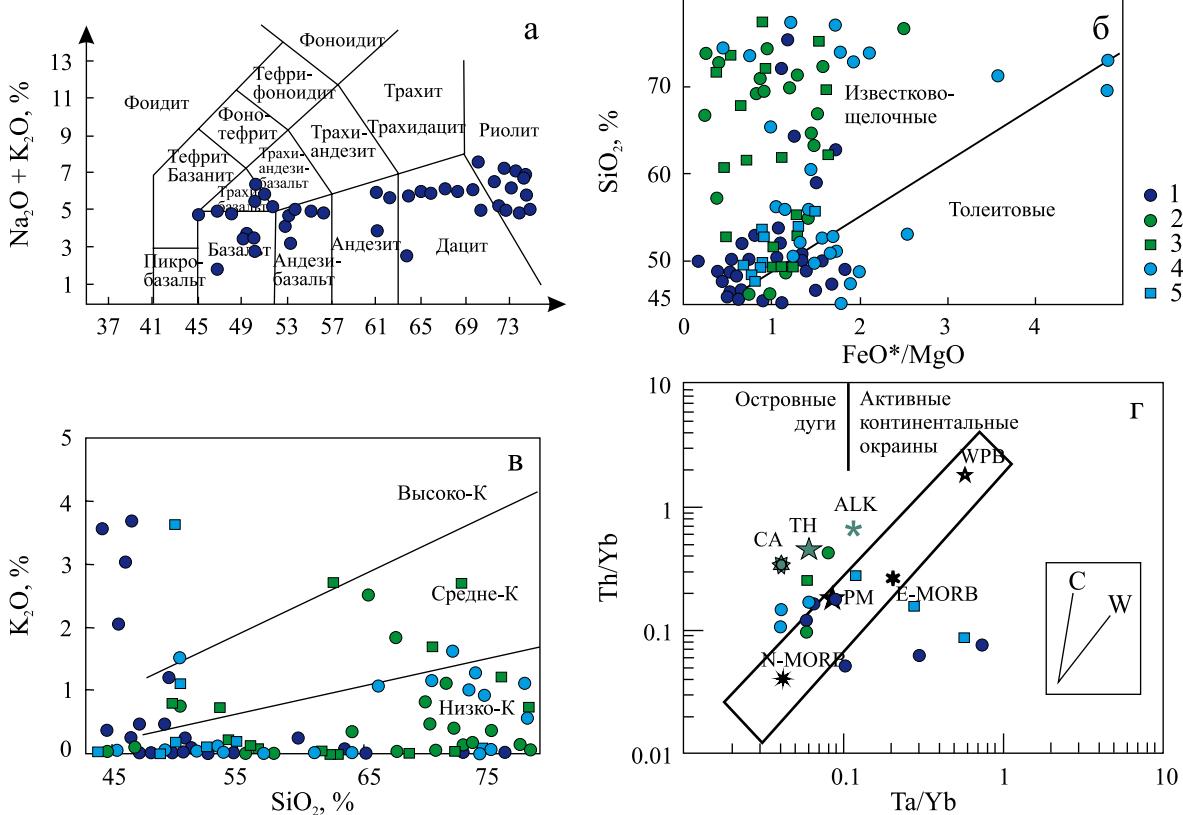


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для вулканитов шемурской свиты.

1 – из тектонической пластины в зоне ГУР; 2, 3 – нижнешемурской и верхнешемурской подсвит Саумской структуры; 4, 5 – нижнешемурской и верхнешемурской подсвит Шемурской структуры. Остальные усл. обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Discrimination diagrams for the volcanites of the Shemur series.

1 – from the tectonic plate in the Main Uralian Fault (MUF) zone; 2, 3 – from the Lower Shemur and Upper Shemur sub-formations of the Saum structure; 4, 5 – from the Lower Shemur and Upper Shemur sub-formations of the Shemur structure. The remaining symbols – see Fig. 2.

попали на мантийный тренд или демонстрируют влияние “обогащенного” (глубинного?) мантийного источника, остальные точки составов находятся в поле островодужных образований. Возможно, данная картина является следствием влияния различных очагов плавления: как надсубдукционных, так и глубинных мантийных.

Разнообразие вулканитов шемурской свиты из разных структур заметны и на спайдер-диаграммах (рис. 4).

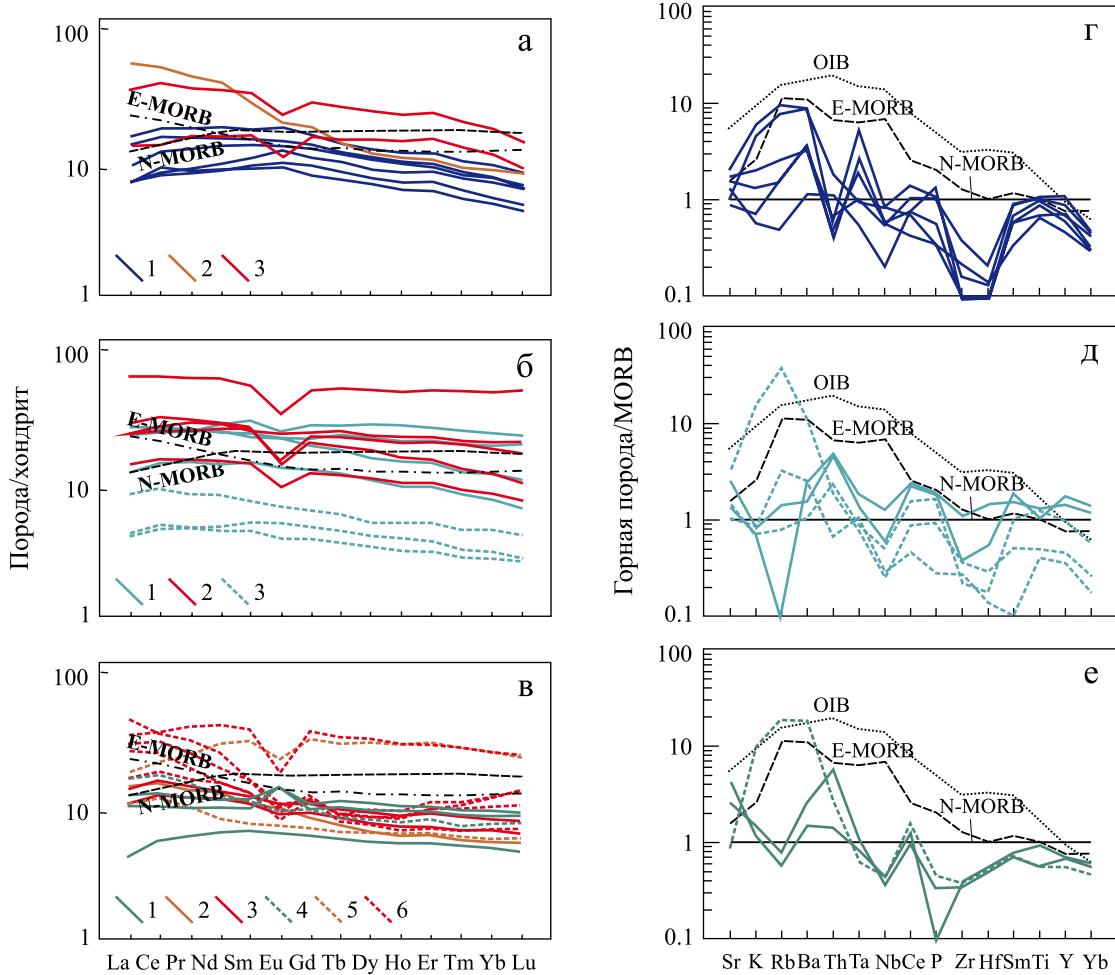


Рис. 4. Спайдер-диаграммы для вулканитов шемурской свиты.

Составы пород нормированы по хондриту (а–в) и по эталону MORB (г–е), по (Sun, McDonough, 1989). а – метаморфизованные вулканиты из пластины в зоне ГУР: 1 – базальты, 2 – андезиты, 3 – риолиты и дациты; б – вулканиты Шемурской структуры: 1, 2 – базальты и кислые вулканиты нижнешемурской подсвиты, 3 – базальты верхнешемурской подсвиты; в – вулканиты Саумской структуры: 1–3 – базальты, андезиты и кислые вулканиты нижнешемурской подсвиты, 4–6 – базальты, андезиты и кислые вулканиты верхнешемурской подсвиты; г–е – базальты пластины в зоне ГУР (г), Шемурской (д) и Саумской (е) структур. Остальные условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Spider diagrams for volcanites of the Shemur series.

Rock compositions are normalized to chondrite (a–b) and to the MORB standard (g–e) by (Sun, McDonough, 1989). a – metamorphosed volcanites from the plate in the MUF zone: 1 – basalts, 2 – andesites, 3 – rhyolites and dacites; б – volcanites of the Shemur structure: 1, 2 – basalts and acid volcanites of the Lower Shemur subformation, 3 – basalts of the Upper Shemur subformation; в – volcanites of the Saum structure: 1–3 – basalts, andesites and acid volcanites of the Lower Shemur subformation, 4–5 – basalts, andesites and acid volcanites of the Upper Shemur subformation; г–е – basalts of the plate in the zone of MUF (г), Shemur (д) and Saum (е) structures. The remaining symbols – see Fig. 2.

Так, графики для метабазальтов из тектонических пластин в зоне ГУР демонстрируют ровное плато или небольшое увеличение нормированных содержаний РЗЭ в ряду La–Eu и затем снижение содержаний в ряду промежуточных и легких РЗЭ. Для метабазальтов характерно низкое содержание РЗЭ – в среднем 28.82 г/т (20.9–41.5 г/т) – и невысокая степень их дифференциации, средняя величина отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ составляет 2.18 (1.76–2.48). Деплетирование тяжелых редких земель (ТРЗЭ)

может указывать на присутствие граната в составе кумулуса в мантийном очаге, а следовательно, на довольно значительную глубину генерации и дифференциации магмы. Графики кислых вулканитов в целом повторяют форму линий базальтов, но имеют заметный Еу-минимум, свидетельствующий об отсадке плагиоклаза в промежуточном магматическом очаге. Имеющийся в данной выборке андезит обогащен легкими редкими землями (ЛРЗЭ) и обеднен ТРЗЭ, что свойственно “обогащенным” мантийным источникам.

Для базальтов из зоны ГУР характерны умеренно высокая титанистость (в среднем – 1.23% – от 0.83 до 1.53%), незначительные колебания глиноземистости (среднее содержание  $Al_2O_3$  – 13.52%: от 13.01 до 14.62%), значительные различия по содержанию  $MgO$  (5.04–11.76%, среднее – 7.61%) и Cr (6.01–381.27 г/т, в среднем – 119.46 г/т). Содержания хрома и магния имеют прямую корреляцию, вероятно, вариации концентраций этих элементов связаны с различным количеством оливина и хромшпинели в породах. На спайдер-диаграмме (см. рис. 4г) можно заметить, что большая часть метабазальтов обогащена элементами с большим ионным радиусом (K, Rb, Ba), а также Ta и обеднена Th, Nb, Zr и Hf относительно эталона MORB. Перечисленные особенности состава пород указывают на сочетание признаков, характерных для вулканитов конвергентных и дивергентных обстановок. Учитывая пространственную ассоциацию и сходство составов вулканитов зоны ГУР с комплексом параллельных долеритовых даек (Петров, 2007; Петров и др., 2008), можно предположить образование их в преддуговом (додуговом?) центре растяжения на начальной стадии формирования зоны субдукции.

Вулканиты Шемурской вулканотектонической структуры (см. II на рис. 1) имеют несколько иные геохимические параметры. Для базальтов нижнешемурской подсвиты характерны высокие содержания  $TiO_2$  (от 1.31 до 2.29%, в среднем – 1.72%) и Zr (26.69–506 г/т, в среднем – 147.14 г/т), умеренная глиноземистость ( $Al_2O_3$  – 14.78–16.24%, в среднем – 15.55%), в целом невысокие содержания  $MgO$  (3.4–6.53%, среднее – 4.92%), а также Cr (10–160 г/т, в среднем – 30.96 г/т) и Nb (1.39–2.74 г/т, в среднем – 2.07 г/т). Среднее содержание РЗЭ 67.15 г/т (63.43–70.88 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 1.82 (1.66–1.97). Графики составов базальтов на диаграмме (см. рис. 4б) демонстрируют плоскую субхондритовую форму или небольшое обеднение ТРЗЭ; линии составов кислых вулканитов подобны им, но имеют Еу-минимумы при различных уровнях содержаний РЗЭ, что свидетельствует об отсадке плагиоклаза в магматическом очаге. Нормирование содержания петрологически информативных элементов в нижнешемурских базальтах по эталонному составу N-MORB (см. рис. 4д) показа-

ло некоторую обедненность K и Rb (что, возможно связано с зеленокаменным метаморфизмом), а также Nb и обогащенность Ba, Th, Ta, Ce, P. В целом составы базальтов нижнешемурской подсвиты демонстрируют наибольшее сходство с вулканитами внутриплитных и океанических структур растяжения, отличаясь от последних низкими содержаниями Cr, Ni и Nb, что является уникальным для позднеордовикско-раннесилиурской риолит-базальтовой формации Тагильской мегазоны. Нижнешемурским базальтам отвечает по составу часть комплекса параллельных долеритовых даек. Геологические наблюдения (Петров, 2007) показали, что высокотитанистые долеритовые дайки являются более поздними по отношению к низкотитанистым, т. е. в преддуговой надсубдукционной спрединговой системе произошел прорыв глубинных магм, сформировавшихся в менее депленированном мантийном субстрате. Данный эпизод, по-видимому, был непродолжительным, поскольку в раннем ландовери вновь образуются “традиционные” для уральских колчеданоносных формаций низкотитанистые вулканиты (см. ниже). С нижнешемурской подсвитой связаны среднее по запасам Ново-Шемурское и малое Шемурское медноколчеданные месторождения. Базальты верхнешемурской (нижнелландоверийской) подсвиты низкотитанистые ( $TiO_2$  – 0.21–1.03%, в среднем – 0.68%), умеренноглиноземистые ( $Al_2O_3$  – 14.73–17.85%, в среднем – 16.87%) породы со значительными колебаниями содержания  $MgO$  (3.29–12.5%, в среднем – 7.52%), низкими концентрациями Cr (7.0–173.1 г/т, среднее – 38.1 г/т), Zr (15.39–95 г/т, среднее – 48.23 г/т) и Nb (0.6–1.38 г/т, среднее – 0.88 г/т). Для верхнешемурских базальтов характерно крайне низкое содержание РЗЭ (11.49–20.89 г/т, в среднем – 14.89 г/т), среднее отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.46 (2.08–2.84). Графики нормированных содержаний РЗЭ имеют полого наклонную форму и располагаются значительно ниже линии N-MORB (см. рис. 4б). На спайдер-диаграмме (см. рис. 4д) можно заметить, что часть пород обогащена элементами с крупными ионными радиусами (Sr, K, Rb, Ba) и Th, содержание прочих элементов ниже, чем в океанических базальтах. Касаясь интерпретации обстановки формирования базальтов верхнешемурской подсвиты, можно отметить, что, по совокупности геохимических данных, очаги плавления для этих пород, вероятно, располагались в надсубдукционной сильнодепленированной мантии. Некоторое сомнение в такой интерпретации вызывает положение точек составов базальтов на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb на мантийном тренде и в области “обогащенного” мантийного источника (см. рис. 3г), этот вопрос требует дальнейшего изучения. С кислыми вулканитами верхнешемурской подсвиты связано Тарнъерское цинково-медноколчеданное месторождение.

В пределах Саумской вулканотектонической структуры (см. I на рис. 1) также распространены обе подсвиты шемурской свиты. Базальты нижней подсвиты – низко- и среднетитанистые ( $TiO_2$  – 0.66–1.17%, среднее – 0.95%), умеренноглиноземистые ( $Al_2O_3$  – 13.83–18.99%, в среднем – 16.68%) породы, с неравномерным содержанием  $MgO$  (4.71–8.83%, среднее – 6.93%) и  $Cr$  (20–430 г/т, среднее – 209.19 г/т); в них мало  $Zr$  (25.28–79.00 г/т, среднее – 43.19 г/т) и  $Nb$  (0.83–0.98 г/т, в среднем – 0.9 г/т). Среднее содержание РЗЭ – 31.28 г/т (28.89–33.67 г/т),  $LPZ\text{Э}/TPZ\text{Э} = 1.99$  (1.93–2.06). Графики содержания РЗЭ, нормированного по хондриту, имеют плоскую пологонаклонную форму и располагаются ниже линий океанических базальтов (см. рис. 4в), характерно наличие положительных Еи-аномалий, что, вероятно, связано с обогащением расплавов кумулятивным плагиоклазом. По отношению к океаническим базальтам (см. рис. 4е), нижнешемурские базальты Саумской структуры обогащены Sr, Ba и Th и обеднены K, Rb, Nb, P, Zr и другими высокозарядными элементами. Составы позднеордовикских основных вулканитов Саумской структуры близки к островодужным толеитам; подобные геохимические особенности имеют и долериты ранней генерации в комплексе параллельных даек, а также содержащиеся в последнем скрины габброидов; вместе они образуют ассоциацию, близкую к типу “офиолитов над зоной субдукции” (Петров, 2007; Петров и др., 2008). С риолитами нижнешемурской подсвиты связано малое Саумское медноколчеданное месторождение. Базальты и андезибазальты верхнешемурской подсвиты Саумской структуры принадлежат известково-щелочной серии (см. рис. 3б), для них характерны невысокие содержания  $TiO_2$  (0.67–0.96%), умеренная и высокая глиноземистость ( $Al_2O_3$  – 15.21–19.74%, в среднем – 17.05%), неравномерные содержания  $MgO$  (4.2–9.4%, среднее – 5.52%), низкие содержания  $Cr$  (10–47 г/т, в среднем – 21.4 г/т),  $Zr$  (26.09–87 г/т, в среднем – 38.58 г/т) и  $Nb$  (1.03 г/т). Содержание РЗЭ – 34.82 г/т,  $LPZ\text{Э}/TPZ\text{Э} = 3.15$ . График (см. рис. 4в) имеет полого наклонную волнистую форму; а на рис. 4е состав базальта верхнешемурской подсвиты Саумской структуры демонстрирует обогащение элементами с большим ионным радиусом,  $Ta$ - $Nb$  отрицательную аномалию и обеднение высокозарядными элементами, что характерно для островодужных образований (Фролова, Бурикова, 1997). Графики составов кислых вулканитов, нормированных по хондриту (см. рис. 4в), имеют различную форму – выпуклую, с обогащением промежуточными РЗЭ, и вогнутую, с обогащением легкими и в меньшей степени тяжелыми РЗЭ относительно элементов промежуточной группы. Для пород первой группы характерно более высокое содержание РЗЭ. Причины столь заметных различий составов кислых вулканитов по-

ка недостаточно ясны, этот вопрос требует дополнительного изучения. Общим для всех графиков является наличие отрицательной Еи-аномалии, вероятно вызванной отсадкой плагиоклаза в магматической камере.

Залегающие выше по разрезу силурийские и девонские вулканиты имеют более выдержаные по материалам составы, поэтому характеристика их будет производиться по свитам, без рассмотрения особенностей отдельных районов.

**Павдинская свита**  $S_1$  выделена на Среднем Урале в районе г. Павда. В исследуемом районе свита отличается разнообразием фациального и вещественного состава. Лавовые фации представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, андезитами, дацитами, риодакитами, что определяет ее принадлежность к непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации. Все вулканиты, как правило, порфировые. В породах основного состава присутствуют фенокристы плагиоклаза (битовнит-лабрадора), моноклинного и ромбического пироксена, оливина (ромбический пироксен и оливин обычно замещены вторичными минералами), в кислых вулканитах – плагиоклаз, реже кварца. В умеренно-кислых разностях к перечисленным минералам часто добавляется роговая обманка. В отличие от шемурской свиты значительное место в разрезе занимают обломочные породы: туфы, тефроиды, туффиты; в разных частях этого стратона залегают вулканогенно-осадочные породы в виде отдельных прослоев или пачек переслаивания пород всех градаций гранулометрического состава, реже встречаются известняки. Возраст павдинской свиты обоснован многочисленными находками фауны в различных районах Среднего и Северного Урала. В частности, на Северном Урале возраст пород павдинской свиты обоснован находками конодонтов в кремнистых породах, залегающих в виде маломощных прослоев среди вулканитов: *Aulacognathus* aff. *bullatus* (Nicoll et Rexroad), *Apsidognathus* cf. *tuberculatus* Walliser, *Astropentagnathus* aff. *irregularis* Mostler, *Distomodus* cf. *staurognathoides* (Walliser), *Llandoverygnathus* cf. *celloni* (Walliser), *Ozarkodina* cf. *ranuliformis* (Walliser), *Panderodus* sp., *Pterospathodus* aff. *amorphognathoides* Walliser, *Pterospathodus* cf. *pennatus* (Walliser), *Pterospathodus* cf. *tenuis* (Aldridge), *Walliserodus* aff. *sancticlairi* Cooper (зона *Distomodus staurognatoides* позднего лландовери, определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2017).

Вулканиты павдинской свиты образуют непрерывный ряд составов от базальтов до риолитов (рис. 5а), подавляющая часть их относится к известково-щелочной серии (рис. 5б), это низкокалиевые, в меньшей степени – среднекалиевые образования (рис. 5в); небольшое число базальтов и андезибазальтов попали в поле высококалиевых пород.

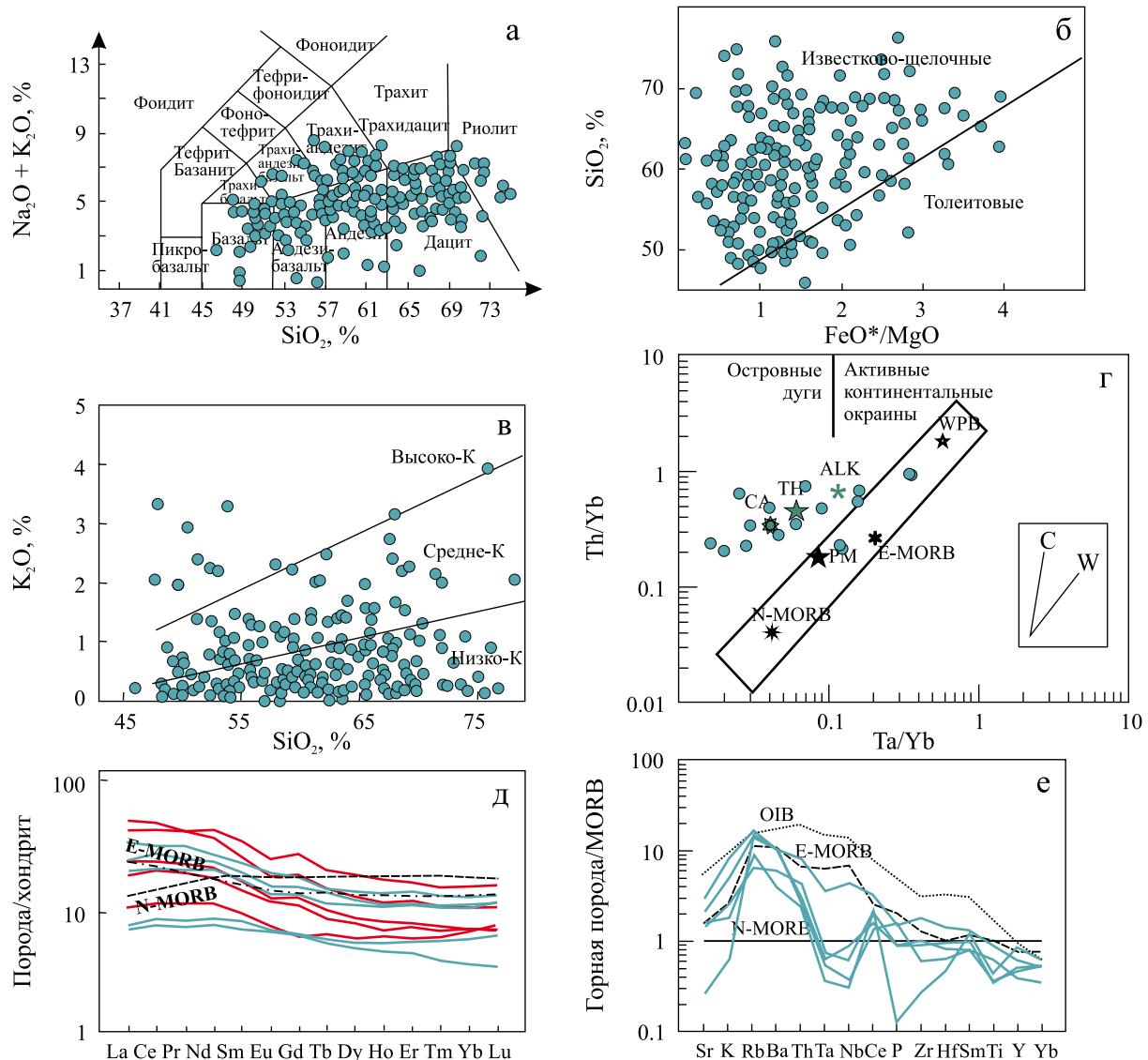


Рис. 5. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов павдинской свиты.

Для диаграмм 5а–в привлекались результаты анализов по Среднему и Северному Уралу. Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 5. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Pavda formation.

For diagrams 5a–b, the results of analyses in the Middle and Northern Urals were used. The symbols – see Fig. 2, 4.

Породы характеризуются низкой титанистостью ( $\text{TiO}_2$  – 0.48–1.06%, в среднем – 0.69%), низкой и умеренной глиноземистостью ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 9.27–17.91%, в среднем – 15.4%), умеренной и низкой магнезиальностью ( $\text{MgO}$  – 3.4–7.6%, в среднем – 5.13%). На диаграмме  $\text{Th/Yb}$ – $\text{Ta/Yb}$  точки составов базальтов павдинской свиты попали в поле островодужных вулканитов, за исключением двух, расположенных на мантийном тренде. Среднее содержание редких земель выше, чем в породах верхнешемурской подсвиты, и составляет 47.81 г/т (от 18.11 до 84.84 г/т),  $\text{LPZ}^3/\text{TPZ}^3 = 3.51$  (2.2–4.64). Графики содержания РЗЭ, нормированного к хондриту (рис. 5д), имеют различную форму: большая часть

вулканитов обогащена легкими редкими землями и обеднена – тяжелыми. На спайдер-диаграмме горная порода/MORB (рис. 5е) заметно, что в составе павдинской свиты объединены вулканиты с различными геохимическими параметрами. Часть из них обогащена литофильтральными и обеднена высокозарядными элементами, что характерно для островодужных вулканитов, другая (меньшая) часть демонстрирует сходство с эталоном E-MORB. Возможно, такие особенности составов связаны с локальным подключением мантийных магматических источников в локальных интрагородовых рифтовых структурах, но этот вопрос требует дальнейшего изучения.

**Именновская свита**  $S_{1-2}$  выделена на Среднем Урале в районе рек Бол. и Мал. Именная. На Северном Урале в составе именновской свиты представлены туфы, лавы, гиалокластиты андезибазальтов, базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, редко – трахиадацитов; туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, известняки. Все вулканогенные породы, как правило, имеют порфировую структуру. В базальтах, андезибазальтах и андезитах присутствуют фенокристаллы плагиоклаза (андезин-лабрадора) моноклинного и ромбического пироксена. В трахиадацитах отмечаются вкрапленники плагиоклаза, реже моноклинного пироксена. Нижняя часть свиты сложена преимущественно нормальнощелочными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, среди которых спорадически появляются умереннощелочные вулканиты и маломощные прослои известняков. В верхней части разреза свиты умереннощелочные разности приобретают главенствующее значение, известняки встречаются в виде рифовых построек мощностью до 200 м и более; на Среднем Урале указанная часть разреза выделяется в самостоятельную гороблагодатскую толщу (Бороздина и др., 2010). На Северном Урале поздневенлокско-раннепржидольский возраст образований свиты обоснован многочисленными находками фаунистических и микрофаунистических остатков, в том числе конодонтов *Pterospathodus* cf. *amorphognathoides* (?) Walliser; *Kockelella* cf. *variabilis* Walliser; *Ozarkodina* cf. *confluens* (Br. et Mehl) верхневенлокского – лудловского возраста (определения Г.Н. Бороздиной), фауны *Youngia uralica* Tschern., *Carinatina* ex gr. *praearimaspus* (Nik.), *Clorinda* sp. indet елкинского-исовского горизонтов; *Catenipora festina* Yanet, *Rhabdacanthia grande* Shur., *Gypidula* ex gr. *optata* (Barr.) елкинского горизонта венлока; *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Sublepidia sublepidia* (Vern.) бобровского горизонта пржидолия (определения Ф.Е. Янет, М.В. Шурыгиной, И.А. Брейвель).

В состав именновской свиты входят вулканиты, образующие непрерывный ряд составов от базальтов до андезитов и трахиадацитов (что определило отнесение их к андезит-базальтовой формации), с преобладанием базальтов и андезибазальтов (рис. 6а); породы относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям (рис. 6б), для них характерны широкие вариации содержания калия (рис. 6в). Как отмечалось выше, для нижней части разреза свиты характерны породы с нормальной щелочностью, относящиеся к низкокалиевои серии, а в верхней части разреза (гороблагодатская толща) преобладают умереннощелочные средне- и высококалиевые вулканиты. На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 6г) точки составов базальтов попали на мантийный тренд и в поле островодужных образований.

Базальты и андезибазальты – это низко- и умереннотитанистые (содержание  $TiO_2$  – 0.7–1.6%, в среднем – 0.99%), умеренноглиноземистые ( $Al_2O_3$  – 14.25–18.5%, в среднем – 16.43%) породы со значительными колебаниями содержания  $MgO$  (2.88–7.11%, в среднем – 5.43%),  $Zr$  (12.59–199.05 г/т, в среднем – 93.27 г/т) и  $Nb$  (0.24–7.72 г/т, в среднем – 3.51 г/т), низким содержанием  $Cr$  (2.21–55.9 г/т, в среднем – 20.35 г/т). Группа пород с высоким содержанием ниobia (более 4 г/т), также характеризуется повышенным содержанием  $TiO_2$  (более 1%) и циркония (более 100 г/т), особенностью их являются повышенное содержание фосфора (до 0.76%). Данные породы относятся к толеитовой серии, в отличие от низкотитанистых известково-щелочных базальтов нижней части разреза, и, вероятно, могут коррелировать с вулканитами гороблагодатской толщи верхнего лудлова–нижнего пржидолия Среднего Урала (Десятниченко и др., 2005; Бороздина и др., 2010). Содержание редких земель колеблется от 19.47 до 161.99 г/т, составляя в среднем 83.39 г/т; столь же широкие вариации характерны и для ЛРЗЭ/ТРЗЭ – от 2.05 до 7.5, в среднем 4.91. Указанные различия хорошо заметны на рис. 6д: графики составов базальтов здесь делятся на две группы – слабовыпуклые, почти плоские линии, подобные распределению N-MORB, но с более низкими содержаниями РЗЭ и некоторым деплетированием ТРЗЭ, и крутонаклонные линии с отчетливым обогащением ЛРЗЭ и обеднением ТРЗЭ. Графики умереннокислых вулканитов (трахиадацитов) подобны таковым для базальтов при более высоком содержании РЗЭ.

На другой спайдер-диаграмме (рис. 6е) также можно заметить присутствие двух групп пород. Базальты первой группы имеют распределение петрологически информативных элементов, подобное вулканитам из “обогащенных” мантийных источников E-MORB и OIB, отличаясь от них небольшими отрицательными аномалиями  $Ta$  и  $Nb$ , а один график имеет форму, типичную для “нормальных” островодужных базальтов, демонстрируя обогащение элементами с большим ионным радиусом и обеднение всеми остальными элементами, в особенности  $Ta$ ,  $Nb$  и  $Zr$ . Очевидно, что вулканиты со столь разительно различающимися геохимическими параметрами имеют разное происхождение. Часть из них относится к известково-щелочной серии, имеет низкую титанистость и нормальную щелочность; вероятно, эти породы выплавлялись из деплетированной мантии надсубдукционного клина при участии вещества, поступающего из зоны субдукции. Вторая группа пород относится к толеитовой серии, это, как правило, умереннощелочные породы с высоким содержанием  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Nb$ ,  $P$ , РЗЭ при резком преобладании ЛРЗЭ. Вероятно, эта группа пород образовалась из более глубинного и “обогащенного” магматического источника. К со-

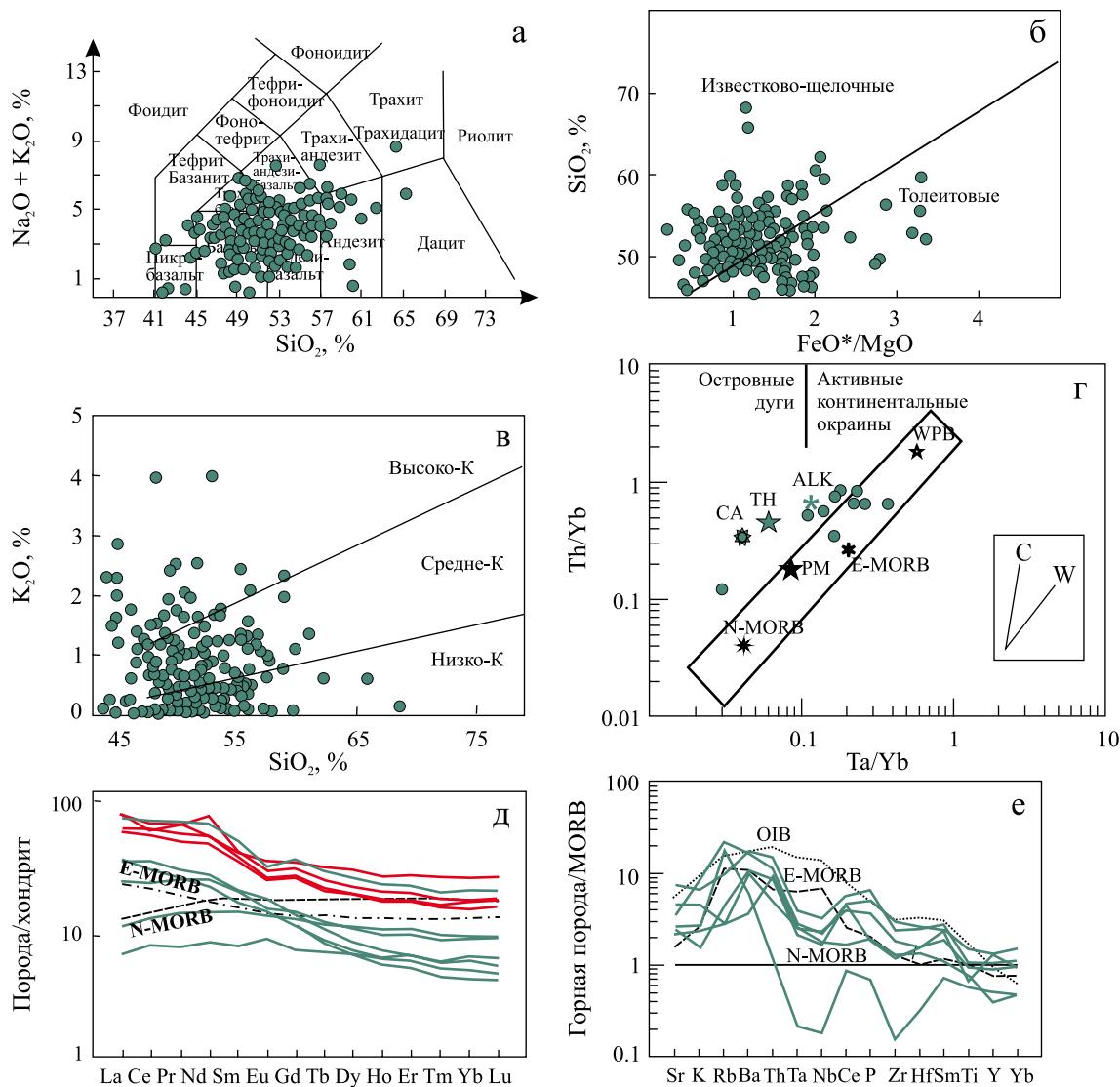


Рис. 6. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов именновской свиты.

Для диаграмм 6а–в привлекались результаты анализов по Среднему и Северному Уралу. Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 6. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Imennovskaya formation.

For diagrams 6a–b, the results of analyses in the Middle and Northern Urals were used. The symbols – see Fig. 2, 4.

жалению, недостаточная обнаженность, петро-геохимическая изученность и фаунистическая охарактеризованность верхнесилурийских образований в исследованном районе Северного Урала пока не позволяют отделить образования, коррелирующие с гороблагодатской толщей Среднего Урала (вторая группа), от нижней части именновской свиты, в связи с чем мы, с долей условности, рассматриваем их в составе единого стратона.

Для объяснения причин появления умереннощелочных вулканитов с “обогащенными” геохимическими параметрами можно рассмотреть две возможные палеообстановки: первая – это надсубдукционные образования, сформированные в глубин-

ных очагах при малой степени плавления. По мере удаления от выхода на поверхность зона субдукции погружается, магматические очаги становятся все более глубинными, уменьшается степень плавления мантии, соответственно, происходит изменение состава вулканитов в сторону увеличения их щелочности, содержания РЗЭ и т.д. (Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997; и др.). Такой вариант в нашем случае маловероятен, поскольку умереннощелочные вулканиты пространственно совмещены с “нормальными” известково-щелочными, а на Среднем Урале отмечается несогласное налегание верхней (гороблагодатской) части именновской свиты (содержащей умерен-

нощелочные вулканиты) на различные горизонты нижнесилурийской базальт-андезит-дацитовой и верхнеордовикско-нижнесилурийской риолит-базальтовых формаций (Десятниченко и др., 2005; Бороздина и др., 2010). Изложенные выше особенности структурной позиции и составов вулканитов верхней части именновской свиты (гороблагодатской толщи), на наш взгляд, свидетельствуют о вероятном подключении в позднесилурийское время глубинного мантийного источника, связанного с разрывом субдуцируемого слэба и формированием “мантийных окон”. Этот вопрос требует дополнительного изучения; автором в качестве возможного объяснения появления такой обстановки предварительно предлагалась модель, согласно которой в верхнем силуре – нижнем девоне вдоль Уральской окраины Балтики сформировалась правосторонняя зона скольжения, нарушившая субдукционный процесс и послужившая причиной разрыва субдуцируемой пластины и проникновения в земную кору глубинных мантийных расплавов (Петров, 2014; и др.).

**Туринская свита**  $S_2$ - $D_1$  также выделена на Среднем Урале в бассейне р. Тура. Для образований туринской свиты характерны латеральная и вертикальная фациальная изменчивость, разнообразие литологического состава – это парагенез вулканогенно-осадочных, эфузивных и осадочных пород с частой сменой последовательности напластования в разрезах. На изучаемой площади в составе свиты преобладают вулканогенно-осадочные образования: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, образующие слоистые пачки; среди них залегают потоки базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахитов, прослои туфов, тифроидов, гиалокластитов. Вулканиты относятся к трахибазальт-трахитовой формации, содержат вкрапленники плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, реже – оливина. На разных уровнях прослеживаются пачки органогенных известняков. В отличие от стратотипической местности Среднего Урала на Северном Урале трахиты весьма редки и широко распространены базальты и андезибазальты с нормальной щелочностью, в составе туринской свиты здесь преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Возраст описываемых образований обоснован многочисленными находками фаунистических и микрофаунистических остатков. В прослоях кремней выявлены конодонты *Ozarkodina cf. inclinata reclinata* (Mashkova), *Panderodus gracilis* (Br. et Mehl) пржидольского яруса; *Belodella cf. resima* (Philip), *Pseudodooneotodus cf. beckmani* (Bischoff et Sannemann) пржидольского-лохковского ярусов, *Belodella devonica* (Stauffer), *Zieglerodina aff. remscheidensis* (Ziegler), *Zieglerodina aff. remscheidensis* (Ziegler), *Pelekysgnathus* sp., *Pedavis* sp., *Icriodus* sp. лохков-

ского яруса (сарайнинский-саумский горизонты). Определения Г.Н. Бороздиной (Петров и др., 2017).

Вулканиты туринской свиты образуют непрерывный ряд составов от базальтов и трахибазальтов до трахитов и трахидацитов (рис. 7а) и принадлежат трахибазальт-трахитовой формации.

В состав свиты входят породы как толеитовой так и известково-щелочной серий (рис. 7б), преимущественно высококалиевые, реже средне- и низкокалиевые (рис. 7в). На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 7г) точки составов располагаются на мантийном тренде и в поле островодужных вулканитов. Вулканиты туринской свиты – это умеренно-титанистые ( $TiO_2$  – 0.84–1.52%, в среднем – 1.15%), умеренно- и высокоглиноземистые ( $Al_2O_3$  – 16.45–18.02%, в среднем – 17.37%) породы с различным содержанием Mg ( $MgO$  – 4.74–7.59%, в среднем – 5.99%), Cr (3.95–100.47 г/т, в среднем – 58.63 г/т), Zr (37.5–119.54 г/т, в среднем – 70 г/т) и Nb (2.02–4.39 г/т, в среднем – 3.09 г/т). Умереннощелочные вулканиты туринской свиты по ряду геохимических особенностей сходны с шошонит-абсарокитовыми сериями развитых островных дуг (Бочкарев, Язева, 2000; Наркисова, 2005). Содержания РЗЭ варьируют от 49.33 до 153.25 г/т, составляя в среднем 87.0 г/т. Отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ находится в пределах 3.35–7.82, среднее – 5.72, что хорошо иллюстрируется спайдер-диаграммой на рис. 7д, где линии составов вулканитов имеют кругонаклонную форму. Линии составов вулканитов, нормированных по эталону MORB, демонстрируют сходство с графиками вулканитов из “обогащенных” мантийных источников E-MORB и OIB, отличаясь резкими отрицательными аномалиями Ta, Nb и Zr, Hf (рис. 7е).

Различные исследователи расходятся во мнениях при интерпретации обстановки формирования пород туринской свиты. Так, В.В. Бочкарев и Р.Г. Язева (2000) относят эти образования к шошонит-абсарокитовой формации, типичной для развитых островных дуг. Для этих пород предполагается значительная глубина очагов магмогенерации в надсубдукционном клине и малая степень плавления мантийного субстрата. Другая точка зрения высказана В.В. Наркисовой (2005), которая предполагает разрушение погружающейся пластины и проникновение глубинного мантийного вещества. Для исследуемого района такой механизм более подходит для объяснения составов позднелудловско-раннепржидольских вулканитов (см. выше). На наш взгляд, изучение вулканитов туринской свиты на Северном Урале необходимо продолжить, условия их формирования пока недостаточно ясны.

После завершения накопления вулканитов и осадочных пород туринской свиты происходит перестройка структурного плана: формируются две фациальные зоны, названные А.В. Пейве (1947) Пе-

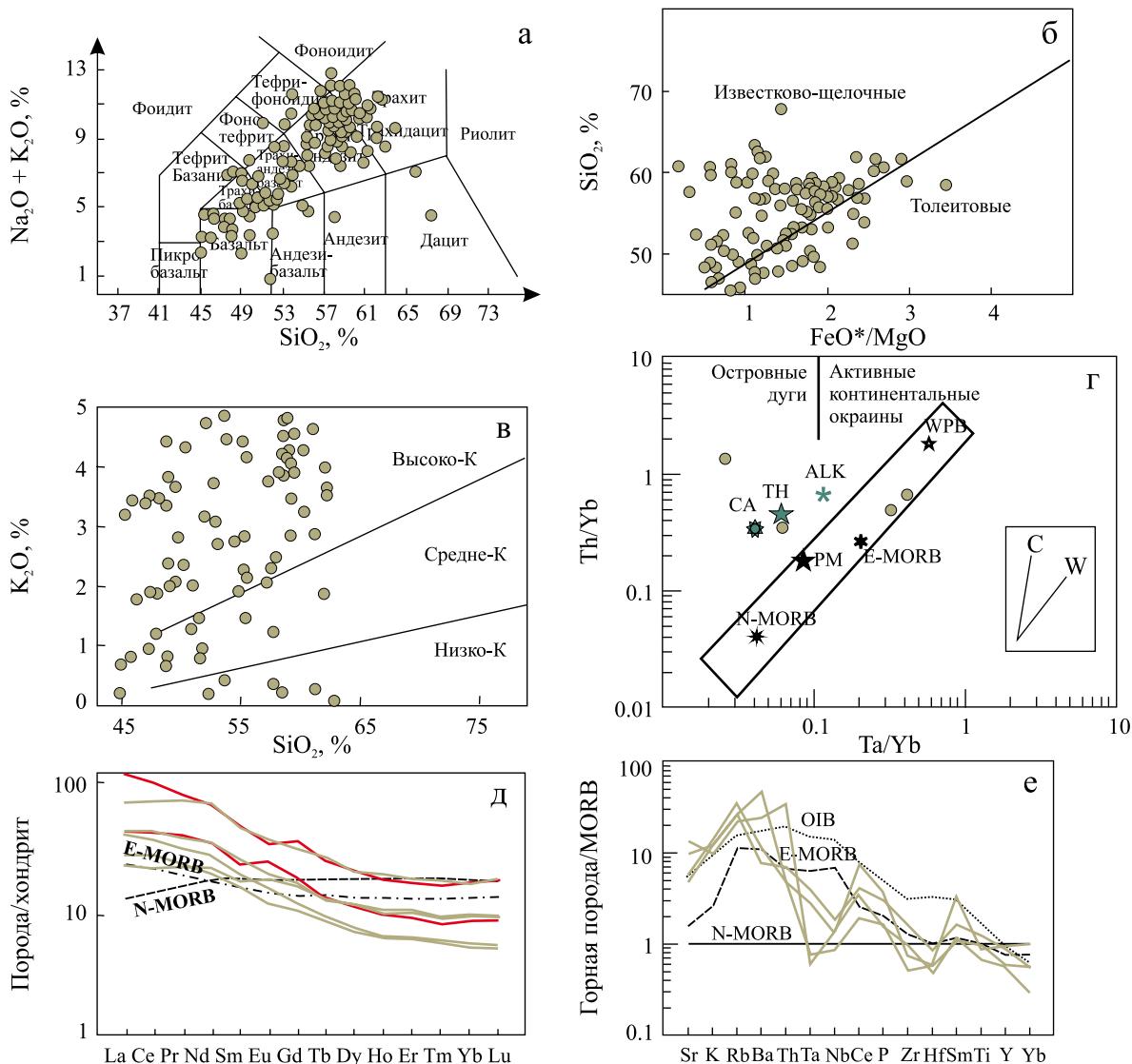


Рис. 7. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов туринской свиты.

Для диаграмм 7а–в привлекались результаты анализов по Среднему и Северному Уралу. Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 7. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Turin formation.

For diagrams 7a–b, the results of analyses in the Middle and Northern Urals were used. The symbols – see Fig. 2, 4.

тропавловской (западной) и Турынской (восточной). Для первой из них характерны почти исключительно карбонатные и терригенно-карбонатные разрезы, в составе второй появляются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, объединяемые в составе перевозской, краснотурынской и лимкинской свит.

**Перевозская свита**  $D_1$  выделена на Среднем Урале в районе с. Старый Перевоз на р. Лобва. В исследуемом районе известны карбонатные, терригенные и вулкано-терригенные типы разрезов свиты (Петров и др., 2021б). Вулканиты характерны для ядер антиклинальных структур, окаймленных карбонатными толщами в восточной части площа-

ди (см. рис. 1б). Разрез в антиклиналях (Тамуньерской, Парминской, Петровогорской и др.) представлен туфоалевролитами и туфопесчаниками с линзами туфоконгломератов и прослоями кремней, туфов андезитового и базальтового состава, иногда тафроидов, туфов и субвулканитов умеренно-кислого состава, отмечаются потоки базальтов и андезитов, местами образующих верхнюю толщу в составе свиты. Вулканиты порфировые, содержат вкрапленники (иногда до 50–60%) плагиоклаза и моноклинного пироксена. Возраст карбонатных пород свиты обоснован многочисленными находками фаунистических остатков, а в прослоях кремней среди вулканогенно-терригенных образова-

ний обнаружены конодонты *Eognathodus* aff. *sulectus* (Philip), *Pandorinellina* aff. *steinchornensis* *miae* (Bultynck), *Eocostapolygnathus* aff. *dechiscens* Philip et Jackson, *E. aff. pireneae* Boersma, *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentsch, *Lenea* aff. *leanorae* (Lane et Ormiston), *Pandorinellina* aff. *steinchornensis* *miae* (Bultynck), *P. ex gr. exiqua* (Philip), характерные для пражского яруса (определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2021б).

Составы вулканитов перевозской свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до дакитов, соответствующий непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дакитовой формации (рис. 8а).

Породы относятся к известково-щелочной, в меньшей мере – к толеитовой серии (рис. 86); это

средне- и высококалиевые образования (рис. 8в). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb все точки составов пород находятся в поле островодужных вулканитов (рис. 8г). Базальты и андезибазальты содержат мало титана ( $TiO_2$  – 0.4–1.04%, в среднем – 0.77%), Zr (13.2–130 г/т, в среднем – 41.33 г/т), Nb (0.25–3.52 г/т, в среднем – 1.25 г/т), переменные количества  $Al_2O_3$  (10.5–18.6%, в среднем – 14.96%),  $MgO$  (2.99–12%, в среднем – 6.8%), Cr (3.25–551 г/т, в среднем – 117.58 г/т). Содержание суммы РЗЭ варьирует от 24.72 до 114.1 г/т, составляя в среднем 56.27 г/т; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 3.26 до 5.71, среднее значение – 4.19. Можно заметить, что сумма РЗЭ и величина отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в вулканитах перевозской свиты ниже,

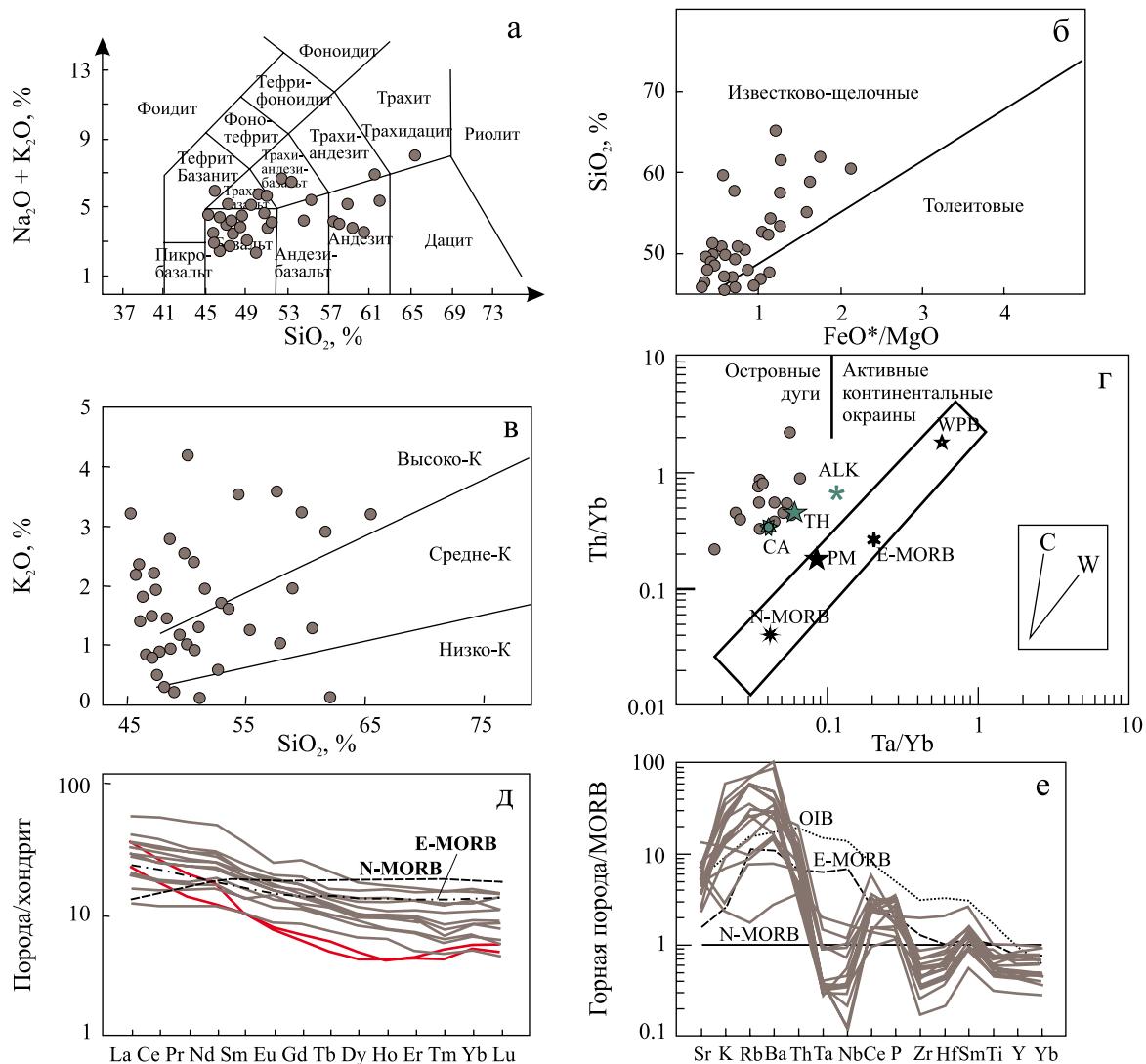


Рис. 8. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов перевозской свиты.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

**Fig. 8.** Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Perevoz series.

The symbols – see Fig. 2, 4.

чем в более древних породах туринской и именновской свит (см. выше), что заметно на рис. 8д, где графики составов пород имеют наклонную форму, но угол наклона линий здесь существенно меньше, чем на рис. 6д и 7д. Интересно, что содержание РЗЭ в дацитах и дациандезитах перевозской свиты ниже, чем в базальтах и андезибазальтах (рис. 8д). Графики составов базальтов, нормированных по MORB демонстрируют форму, типичную для островодужных вулканитов: обогащение элементами с большим ионным радиусом, обеднение высокозарядными элементами, резкие отрицательные аномалии Та и Nb (рис. 8е).

Касаясь возможной обстановки формирования вулканитов перевозской свиты, можно отметить, что это типичные островодужные образования, возникшие при частичном плавлении деплетированного надсубдукционного мантийного клина при участии вещества, погружающегося в зону субдукции.

**Краснотурьинская свита** D<sub>1</sub> названа по г. Краснотурьинск на Северном Урале, в окрестностях которого она широко распространена. В исследуемом районе в составе свиты присутствуют разнообразные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы: лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, андезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, дациандезитов, дацитов; туфиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, углистокремнистые и известковисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, известняки. Вулканиты имеют порфировую структуру, в базальтах и андезибазальтах присутствуют фенокристы моноклинного пироксена и плагиоклаза, в андезитах и дациандезитах к ним добавляется амфибол, в дацитах, как правило, содержатся вкрапленники плагиоклаза, реже амфибала. Пражско-эмсский возраст свиты обоснован многочисленными находками фаунистических остатков в известняках; в прослоях кремней среди кремнисто-терригенно-базальтовых блоков обнаружены конодонты *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson, *Pandorinellina* aff. *steinchorbensis miae* (Bultynck), *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentzsch, *Kimognathus* sp. (определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2021б).

Составы пород краснотурьинской свиты, как и перевозской, образуют единый ряд от базальтов до андезитов и трахидацитов, и относятся к непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации (рис. 9а) известково-щелочной серии (рис. 9б). Это высококалиевые и среднекалиевые образования (рис. 9в). На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 9г) точки составов пород попали в поле островодужных вулканитов. Базальты и андезибазальты краснотурьинской свиты – это низкотитанистые ( $TiO_2$  – 0.68–0.76%, в среднем – 0.72%), умеренноглиноземистые ( $Al_2O_3$  – 16.5–

18.1%, в среднем – 17.37%), низкомагнезиальные ( $MgO$  – 3.52–4.82%, в среднем – 4.28%) породы с невысоким содержанием Cr (8.31–53.3 г/т, в среднем – 35.77 г/т), Zr (41–53.2 г/т, в среднем – 45.6 г/т) и Nb (1.34–1.68 г/т, в среднем – 1.55 г/т). Содержание суммы РЗЭ варьирует от 65.3 до 68.8 г/т, составляя в среднем 67.54 г/т; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 4.52 до 5.39, среднее значение – 4.85. Графики составов дациандезитов указывают на большую степень дифференциации РЗЭ в этих породах при более низких содержаниях РЗЭ. Породы краснотурьинской свиты – типичные островодужные известково-щелочные вулканиты. Несколько большее содержание в них щелочей, РЗЭ и величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ, по сравнению с расположенным западнее вулканитами перевозской свиты, может указывать на некоторое увеличение глубины магмогенерации, т. е., на восточное направление погружения палеозоны субдукции.

**Лимкинская свита** D<sub>2-3</sub> названа по р. Лимка на Северном Урале. В стратотипическом районе свиты сложена исключительно тонкотерригенными и карбонатными породами, но далее на север в ее составе появляются вулканиты. В изучаемом районе лимкинская свита представлена непрерывно дифференцированной базальт-риолитовой формацией, в составе которой распространены базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчиненном количестве встречаются туфиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты. В базальтах и андезибазальтах вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже роговой обманкой, в андезитах и дацитах – главным образом плагиоклазом, в риолитах встречаются фенокристы кислого плагиоклаза и оплавленного кварца. Возраст свиты обоснован конодонтами высотинского и бродовского горизонтов живета и нижнего франа *Klapperina* aff. *ovalis* (Ziegler et Klapper), *Polygnathus* aff. *varcus* Stauffer, *Belodella* sp., обнаруженными в кремнистых алевролитах (определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2021б).

Вулканиты лимкинской свиты представлены непрерывным рядом от базальтов до риолитов (рис. 10а); породы относятся к известково-щелочной серии (рис. 10б), для них характерны различные содержания калия (рис. 10в).

На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 10г) точки составов вулканитов лимкинской свиты расположены в поле островодужных пород. Базальты и андезибазальты лимкинской свиты – низкотитанистые ( $TiO_2$  – 0.7–0.85%, в среднем – 0.81%), умеренноглиноземистые ( $Al_2O_3$  – 16.27–16.9%, в среднем – 16.69%) породы с невысоким содержанием  $MgO$  (2.53–4.78%, в среднем – 3.81%), Cr (14.27–58.00 г/т, в среднем – 29.06 г/т), повышенным содер-

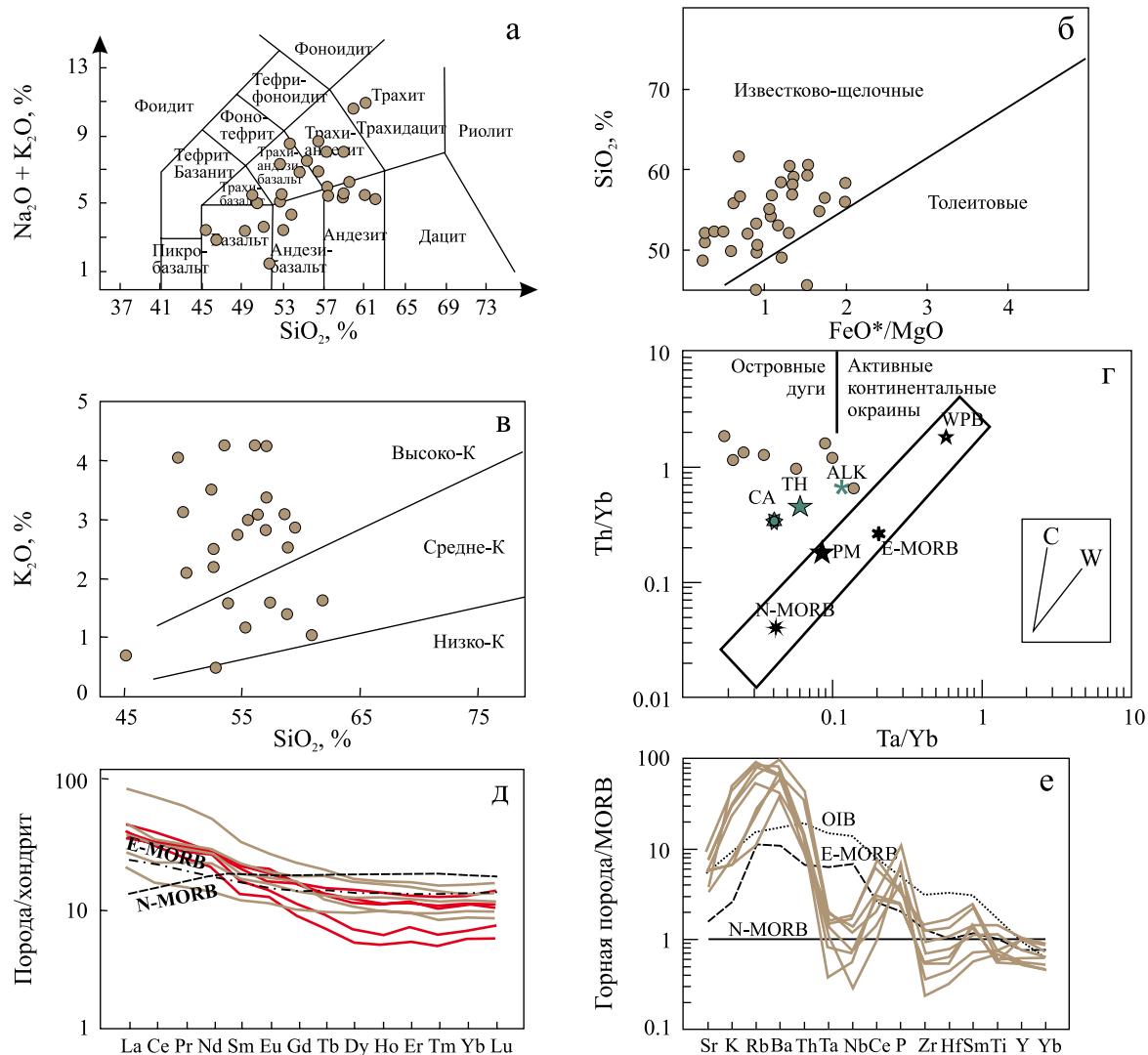


Рис. 9. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов краснотурьинской свиты.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 9. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Krasnotur'insk formation.

The symbols – see Fig. 2, 4.

жанием Zr (61.8–119.71 г/т, в среднем – 90.37 г/т) и Nb (1.98–4.51 г/т, в среднем – 3.11 г/т). Содержание РЗЭ варьирует от 78.53 до 113.63 г/т, составляя в среднем 101.2 г/т; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ находится в пределах 4.54–8.1, в среднем – 5.74. При этом в кислых вулканитах это отношение еще увеличивается, поскольку соответствующие им графики имеют более крутой наклон (рис. 10д). Линии составов базальтов и андезибазальтов, нормированные по эталону MORB (рис. 10е), показывают максимальное обогащение элементами с большим ионным радиусом (содержание этих элементов почти на порядок выше, чем в породах из “обогащенных” мантийных источников), распределение других элементов подобно эталону E-MORB, за исключением

отчетливого Ta–Nb минимума. Перечисленные геохимические особенности вулканитов лимкинской свиты, учитывая большой объем пород кислого и среднего состава, могут быть объяснены образованием их в надсубдукционной обстановке с участием мантийных расплавов и проявлением процессов коровой контаминации и палингенеза.

**Ивдельский комплекс** габбро-диорит-гранодиоритовый  $D_3$  назван по р. Ивдель на Северном Урале. Интрузии ивдельского комплекса (дайки, штоки, силлы) широко распространены среди девонских толщ в северной части Тагильской мегазоны. Породы представлены клинопироксен-плагиоклазовыми, иногда оливин- или кварцодержащими долеритами, габбро-долеритами, ре-

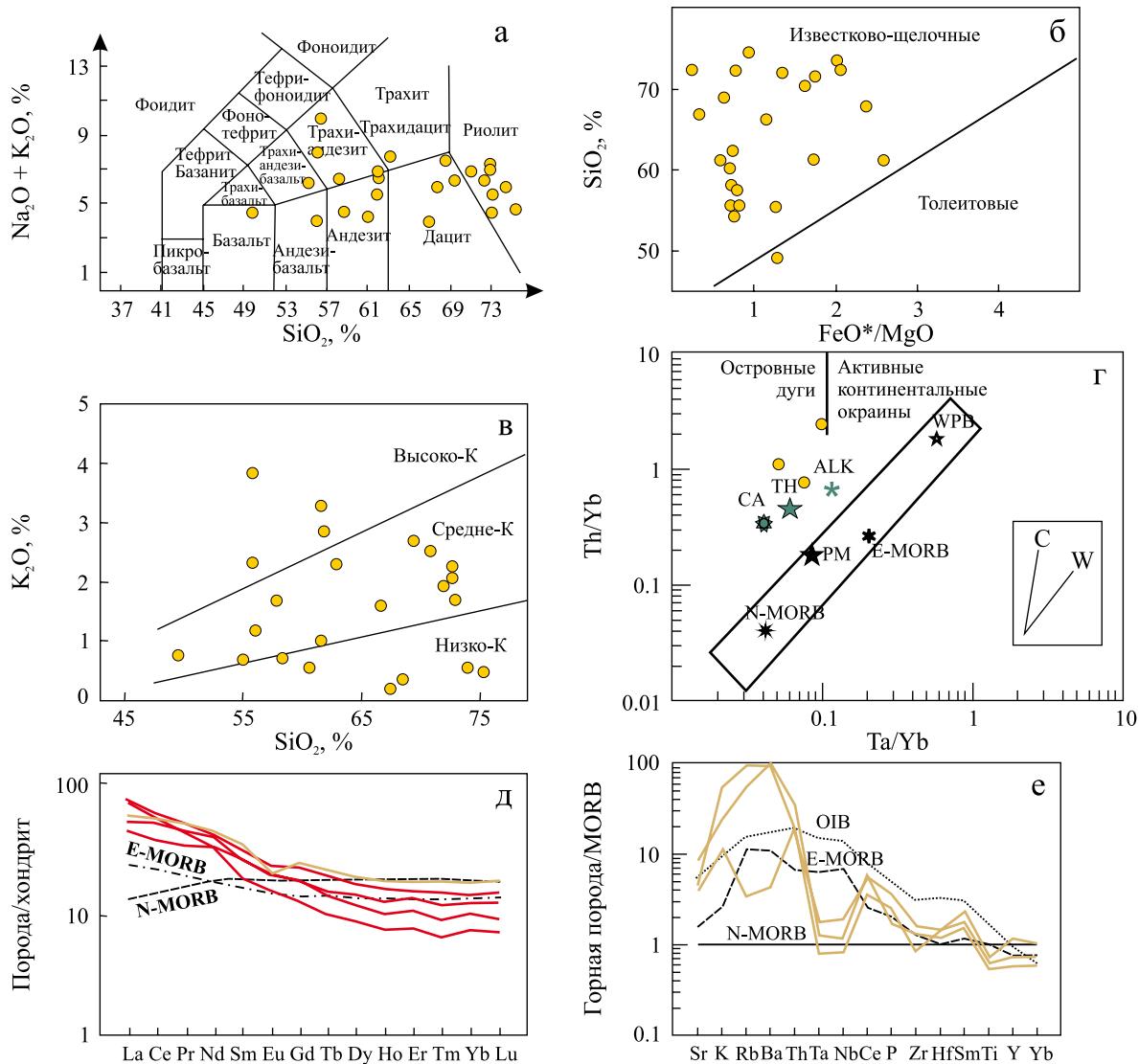


Рис. 10. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов лимкинской свиты.

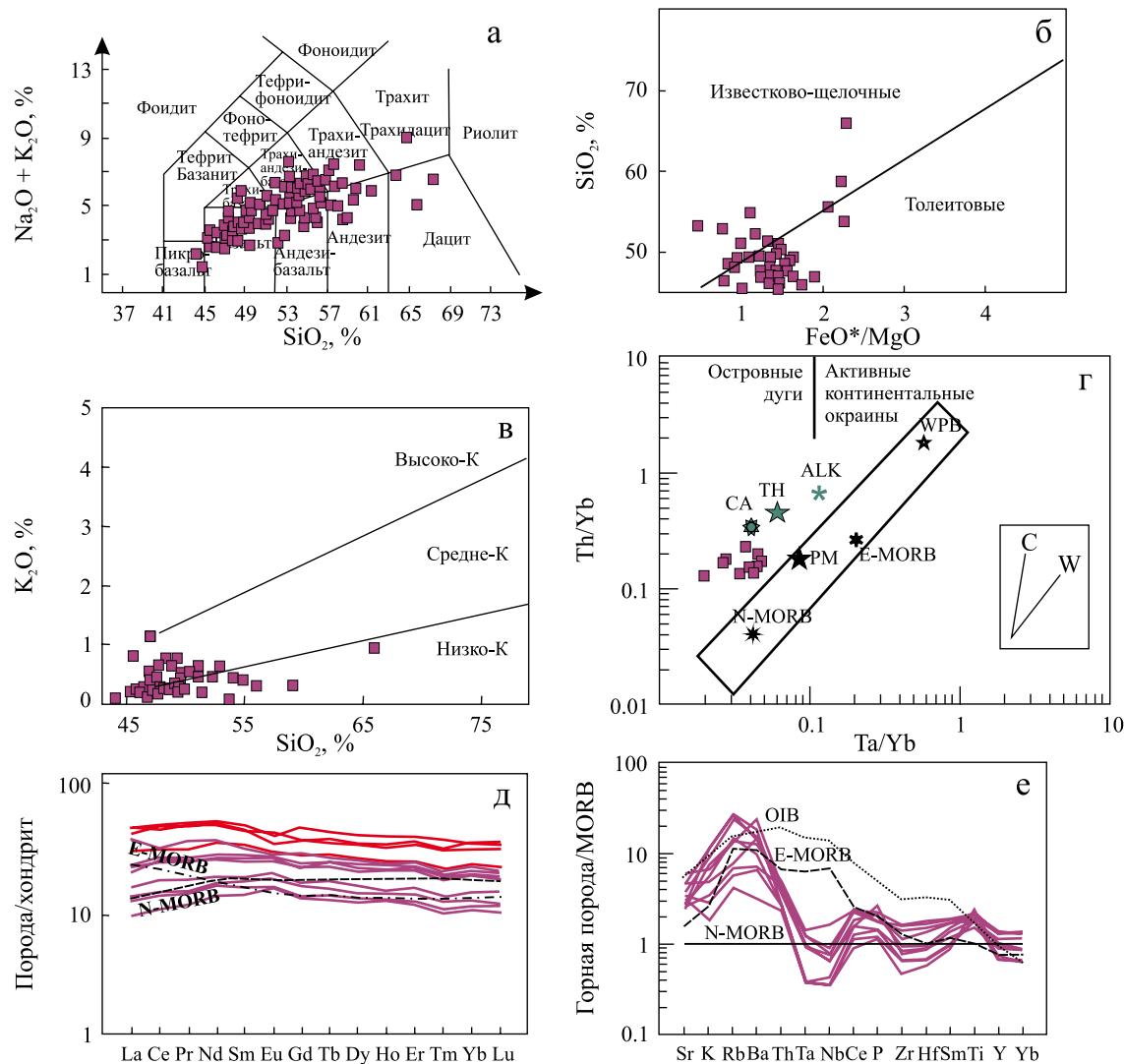
Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 10. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Limka formation.

The symbols – see Fig. 2, 4.

же встречаются среднезернистые габбро, клинопироксен-амфиболовые диориты, кварцевые диориты и амфиболовые гранодиориты. Оливин, как правило, замещен серпентином и хлоритом, по пироксену развивается амфибол (роговая обманка или актинолит), плагиоклаз сссоритизирован. Широко распространены процессы пропилитизации – развитие хлорита, эпидота, железистого карбоната и альбита. Позднедевонский возраст пород комплекса обоснован U-Pb датировкой по цирконам из габбро –  $365.3 \pm 2.4$  млн лет (Петров и др., 2021а). В изучаемом районе в составе комплекса резко преобладают породы основного состава; диориты и гранодиориты слагают единичные дайки.

Геохимические параметры пород ивдельского комплекса довольно своеобразны (см. табл. 1). На классификационной диаграмме (рис. 11а) фигуративные точки составов слагающих его пород образуют ряд от базальтов до дацитов в поле пород нормальной и повышенной щелочности. Породы основного состава, как правило, принадлежат толеитовой серии, среднего и кислого – близки известково-щелочным вулканитам (рис. 11б). Это низкокалиевые, реже среднекалиевые образования (рис. 11в). На диаграмме  $\text{Th/Yb}$ – $\text{Ta/Yb}$  (рис. 11г) точки составов долеритов ивдельского комплекса попали в поле островодужных вулканитов. Долериты и базальты комплекса – высокотитани-



**Рис. 11.** Дискриминационные и спайдер-диаграммы для пород ивдельского комплекса.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

**Fig. 11.** Discriminatory and spider diagrams for the rocks of the Ivdel complex.

The symbols – see Fig. 2, 4.

стые ( $TiO_2$  – 1.54–2.99%, в среднем – 2.39%) породы с невысоким содержанием  $Al_2O_3$  (13.2–16.2%, в среднем – 14.51%),  $MgO$  (3.85–7.23%, в среднем – 5.54%),  $Cr$  (3.12–171 г/т, в среднем – 34.96 г/т),  $Zr$  (35.5–117 г/т, в среднем – 71.17 г/т),  $Nb$  (0.74–6.56 г/т, в среднем – 1.54 г/т). Среднее содержание РЗЭ в долеритах и габбро-долеритах составляет 53.51 г/т (31.88–71.95 г/т),  $LPZ\text{Э}/TPZ\text{Э} = 2.00$  (1.70–2.21). Распределение РЗЭ близко к таковому в N-MORB (рис. 11д), но нормированное по данному эталону содержание петрологически информативных элементов демонстрирует обогащенность элементами с большим ионным радиусом и обедненность  $Ta$  и  $Nb$ , при этом содержание высокозарядных элементов близко к океаническим базальтам

(рис. 11е). Сочетание в породах ивдельского комплекса геохимических признаков магматических образований конвергентных и дивергентных обстановок может быть объяснено концепцией “мантийных окон” – поступлением мантийных расплавов в разрывы субдуцируемой плиты, вызванные эклогитизацией и погружением последней. Присутствие “субдукционной компоненты” в составе постаккреционных мантийных расплавов отмечается для многих аккреционно-коллизионных орогенных поясов, сформировавшихся после замыкания зон субдукции (например, (Лебедев и др., 2018; и др.)). Установленные особенности геохимических параметров пород ивдельского комплекса согласуются с предположением об аккреции Тагильской

островной дуги к континентальной окраине на границе франского и фаменского веков (Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010), сопровождавшейся прекращением островодужного магматизма и высокобарическим метаморфизмом в шовных зонах.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенные выше данные в целом свидетельствуют об образовании вулканитов Тагильской мегазоны в надсубдукционной обстановке. Для оценки влияния на состав островодужных вулканитов разных типов субдуцируемого вещества, состава мантийного субстрата, глубины магмогенерации и других параметров существует большое количество геохимических и изотопно-геохимических показателей (см. например, (Turner, Langmuir, 2022; и др.)). Для приблизительной оценки вклада разных типов субдуцированного вещества в состав островодужных вулканитов нами использована диаграмма La/Sm–Ba/Th (рис. 12). Предполагается (Aureilien et al., 2016), что рост параметра La/Sm может быть связан с плавлением субдуцированных осадочных пород, Ba/Th – с вкладом флюида, выделяющегося при дегидратации погружающейся пластины. Точки составов базальтов хомасынской

свиты  $O_2$  на данной диаграмме концентрируются вблизи эталона N-MORB и образуют тренд вдоль оси La/Sm, что, возможно, связано с контаминацией осадочных пород пассивной континентальной окраины, среди которых они залегают. Породы шемурской свиты (риолит-базальтовая формация  $O_3$ -S<sub>1</sub>) также демонстрируют сходство с эталоном N-MORB и влияние обоих субдукционных факторов – плавления осадков и дегидратации погружающейся пластины. Точки составов вулканитов павдинской свиты (непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация S<sub>1</sub>) образуют четкий тренд вдоль оси Ba/Th, что может свидетельствовать о влиянии флюидов, отделяющихся от погружающейся пластины, на состав расплавов. Расположение точек составов более молодых вулканогенных образований показывает влияние обоих субдукционных факторов, а точки долеритов ивдельского комплекса образовали непрерывный ряд от состава океанического базальта до известково-щелочного островодужного базальта, что согласуется с ранее отмеченными геохимическими особенностями данных пород.

Для иллюстрации изменений условий формирования вулканитов до и после предполагаемой перестройки зоны субдукции построены диаграммы усредненных величин индикаторных отношений элементов в базальтах, андезибазальтах и долеритах Тагильской палеостроводужной системы (рис. 13).

В данной публикации мы не станем отдельно интерпретировать геохимические параметры различных частей шемурской свиты, они объединены в одну выборку. Рассмотрим данные геохимические параметры более подробно. Так, известно, что низкие значения Nb/Ta указывают на значительную переработку надсубдукционного мантийного клина при участии водного флюида перед частичным плавлением (Munker, 1998; Наркисова, 2005). Для океанических базальтов и вулканитов континентальных рифтов характерны величины Nb/Ta от 15 до 19, что близко к хондритовому уровню (Kamber, Collerson, 2000). Средние величины параметра Nb/Ta в базальтах хомасынской свиты составляют 14.92, шемурской свиты – 8.19, павдинской – 15.37, именновской (вместе с гороблагодатской толщей) – 11.54, туринской – 18.82. Очевидно, что данный показатель соответствует “нормальному” мантийному уровню в породах хомасынской, павдинской и туринской свит; базальты шемурской и именновской свит сформировались из расплавов, образованных при плавлении сильно гидратированной верхней мантии надсубдукционного клина. Значения Nb/Ta в базальтах девонских вулканических серий и долеритов ивдельского комплекса находятся в интервале 15.18–17.76, что соответствует параметрам океанических базальтов.

Обогащение мантии надсубдукционного клина Th обычно связывается с поступлением послед-

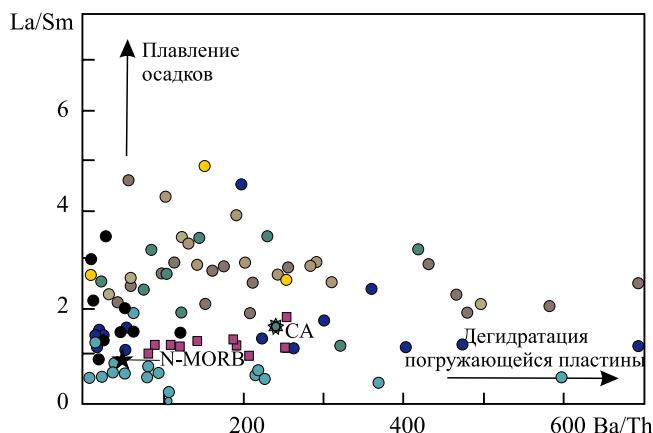
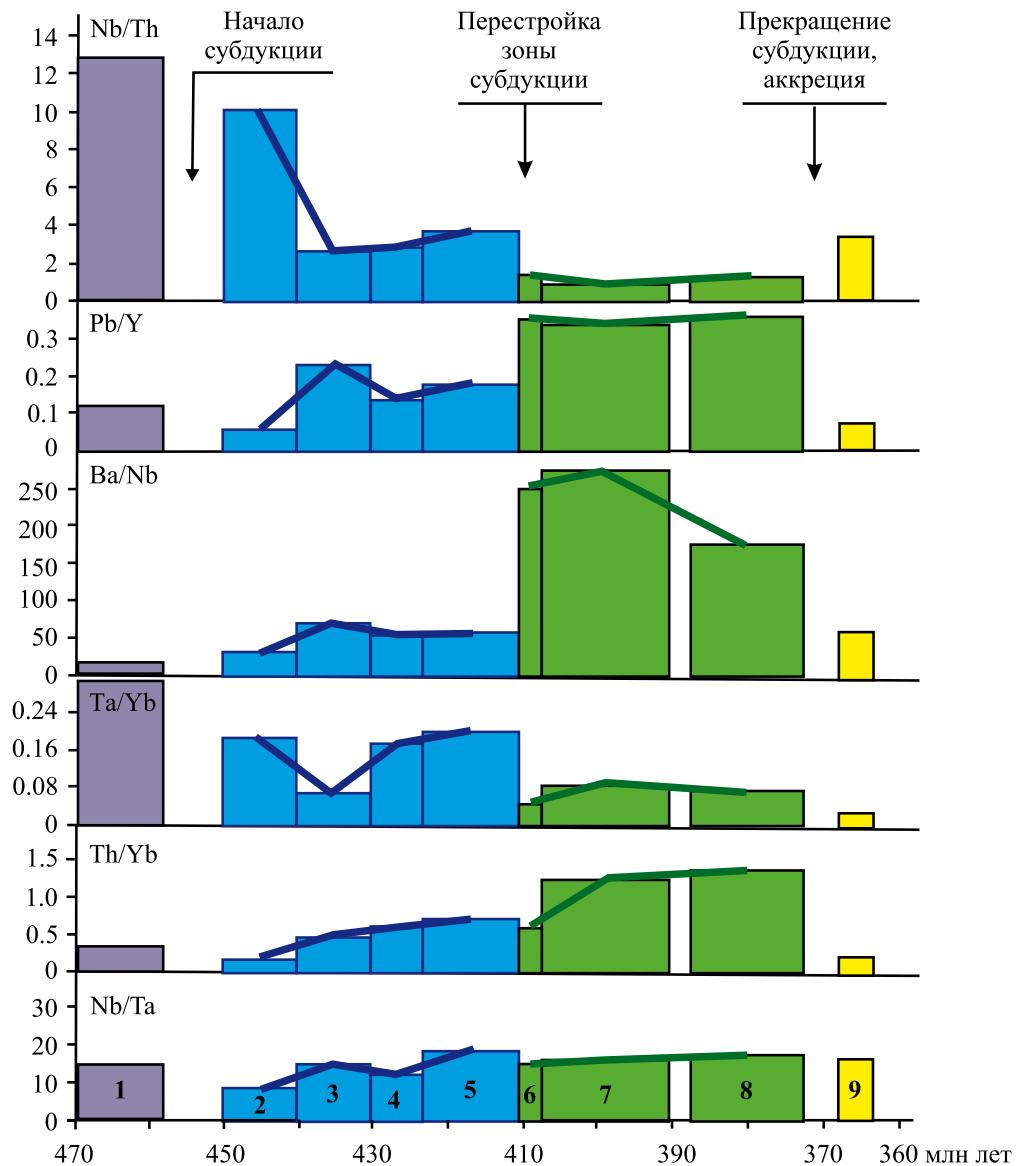


Рис. 12. Диаграмма La/Sm–Ba/Th (Aureilien et al., 2016) для оценки влияния субдуцируемого вещества на состав островодужных базальтов.

N-MORB и CA – эталоны составов базальта срединно-океанических хребтов по (Sun, McDonough, 1989) и известково-щелочных базальтов влк. Камбальный на Камчатке, по (Фролова, Бурикова, 1997). Остальные усл. обозначения – см. рис. 2–10.

**Fig. 12.** Diagram La/Sm–Ba/Th (Aureilien et al., 2016) for assessing the role of the subducted substance in the composition of island-arc basalts.

N-MORB and CA are standards of basalt compositions of the mid-oceanic ridges by (Sun, McDonough, 1989) and calcareous-alkaline basalts of the Kambalny volcano in Kamchatka (Frolova, Burikova, 1997). The remaining symbols – see Fig. 2–10.



**Рис. 13.** Гистограммы средних индикаторных отношений элементов для базальтов, андезибазальтов и долеритов Тагильской мегазоны и ее обрамления.

1 – хомасынская свита  $O_{1,2}$  (15 анализов), 2 – шемурская свита  $O_3$ - $S_1$  (14 анализов), 3 – павдинская свита  $S_1$  (11 анализов), 4 – именновская свита  $S_{1,2}$  (10 анализов), 5 – туринская свита  $S_2$ - $D_1$  (4 анализа), 6 – перевозская свита  $D_1$  (17 анализов), 7 – краснотуринская свита  $D_{1,2}$  (8 анализов), 8 – лимкинская свита  $D_{2,3}$  (3 анализа), 9 – ивдельский комплекс  $D_3$  (35 анализов).

**Fig. 13.** Histograms of average indicator ratios of elements for basalts, andesibasalts and dolerites of the Tagil mega-zone and its framing.

1 – Khomas'inskaya series  $O_{1,2}$  (15 analyses), 2 – Shemurskaya series  $O_3$ - $S_1$  (14 analyses), 3 – Pavdinskaya series  $S_1$  (16 analyses), 4 – Imennovskaya series  $S_{1,2}$  (10 analyses), 5 – Turinskaya series  $S_2$ - $D_1$  (4 analyses), 6 – Perevozskaya series  $D_1$  (17 analyses), 7 – Krasnoturinskaya series  $D_{1,2}$  (8 analyses), 8 – Limkinskaya series  $D_{2,3}$  (3 analyses), 9 – Ivdel'ski complex  $D_3$  (35 analyses).

него из субдуцируемых осадков (Pearce, 1983); суждя по величинам параметра  $Th/Yb$ , степень участия вещества субдуцируемых осадков в составе расплавов постепенно увеличивается от базальтов шемурской свиты ( $Th/Yb = 0.16$ ), достигая максимума в породах лимкинской свиты ( $Th/Yb = 1.37$ ). При этом увеличение  $Th/Yb$  при переходе от пород

туринской свиты к краснотуринской происходит скачкообразно (см. рис. 13). В долеритах ивдельского комплекса значение показателя  $Th/Yb$  вновь резко снижается до 0.18.

Величина  $Ta/Yb$  зависит от степени деплацированности или “обогащенности” мантийного вещества (Pearce, 1983). Наиболее высокие значения

данный параметр имеет в базальтах хомасынской свиты (0.32); в позднеордовикско-раннедевонских вулканитах он находится на уровне 0.17–0.20 (за исключением павдинской свиты – 0.06) и затем резко снижается до уровня 0.05–0.08, самые низкие значения фиксируются в долеритах ивдельского комплекса – в среднем 0.035. Можно предположить разную степень деплелированности вмещающих пород мантийных очагов для разновозрастных вулканитов: хомасынские базальты выплавлялись из “обогащенного” мантийного источника, в составе шемурской свиты присутствуют вулканиты, формировавшиеся из разноглубинных очагов, расположавшихся в различном субстрате (см. выше), базальты павдинской свиты и девонские вулканиты выплавлялись из сильно деплелированной мантии надсубдукционного клина, а породы верхней части именновской (гороблагодатской толщи) и турийской свит, вероятно, сформировались в результате смешения магм из деплелированных надсубдукционных и “обогащенных” мантийных источников.

Для оценки роли флюидов, отделяющихся при дегидратации осадков и измененных базальтов, используются отношения  $\text{Ba}/\text{Nb}$  и  $\text{Pb}/\text{Y}$  (Brenan et al., 1995; Plank, Langmuir, 1998; Kent, Elliot, 2002). В базальтах срединно-океанических хребтов (COX) величины этих отношений составляют соответственно 2.7 и 0.01, в вулканитах континентальных рифтов – 5–27 и 0.07–0.4 (Наркисова, 2005). В базальтах хомасынской свиты данные параметры имеют средние значения 17.63 и 0.12, что подтверждает их происхождение из “обогащенного” мантийного источника. Величина параметра  $\text{Ba}/\text{Nb}$  постепенно растет в позднеордовикско-раннедевонской последовательности от 29.67 в базальтах шемурской свиты до 56.96 в породах турийской свиты (из этого ряда “выпадает” павдинская свита со значением 71.19), затем величина данного параметра резко возрастает в девонских породах (252.64 – в перевозской и 275.56 – в краснотурынской свите), постепенно снижаясь в позднедевонских образованиях (до 57.79 в породах ивдельского комплекса). Такое распределение параметра  $\text{Ba}/\text{Nb}$ , вероятно, указывает на постепенный рост влияния флюида, отделяющегося от погружающихся осадочных пород, на состав расплавов магматических очагов (в силурийской последовательности влияние субдукционного флюида максимально велико в вулканитах павдинской свиты), и резкое возрастание этого фактора в нижнем девоне.

Похожая картина наблюдается и в изменениях параметра  $\text{Pb}/\text{Y}$  – в вулканитах первого этапа происходит рост данного параметра вверх по разрезу от 0.06 в шемурской до 0.18 в породах турийской свиты (павдинские вулканиты вновь выделяются значением 0.23), и резкий скачок до 0.35–0.39 в девонских образованиях. В долеритах ивдельско-

го комплекса значение данного параметра вновь резко снижается до 0.077. Картина изменения величины  $\text{Pb}/\text{Y}$  сходна с изменениями отношения  $\text{Ba}/\text{Nb}$  – в позднем ордовике–раннем девоне происходит постепенное увеличение роли флюидов, отделяющихся от гидратированных базальтов, погруженных в зону субдукции (влияние этого фактора максимально в вулканитах павдинской свиты), затем в раннем девоне происходит резкое увеличение степени воздействия этого фактора и новое снижение в фаменское время.

Отношение  $\text{Nb}/\text{Th}$  можно использовать для приблизительной оценки количества флюидного компонента, поступавшего в мантийный источник. Снижение данного параметра в надсубдукционных обстановках связывается с процессами метасоматического обогащения мантийного субстрата очагов плавления субдукционными флюидами, равновесными с эклогитовой ассоциацией, содержащей рутил (Brenan et al., 1995). Для базальтов COX характерны значения  $\text{Nb}/\text{Th}$  в интервале 15–20 (Наркисова, 2005), снижение данной величины указывает на возрастание количества флюидов, поступающих из зоны субдукции в мантийных источниках. Среднее значение параметра  $\text{Nb}/\text{Th}$  в базальтах хомасынской свиты составляет 12.81, в позднеордовикско-раннедевонских вулканитах оно снижается от 10.17 в породах шемурской до 2.73 в павдинской, 2.94 в именновской и 3.6 в турийской свитах, затем величина данного параметра скачкообразно уменьшается до значений 0.94–1.47 в девонских вулканитах, в фаменских долеритах ивдельского комплекса она вновь возрастает до 3.35. Таким образом, основываясь на изменениях величины параметра  $\text{Nb}/\text{Th}$ , можно предположить резкое увеличение количества субдукционных флюидов, поступающих в островодужные магматические очаги в нижнем силуре (павдинская свита), затем постепенно роль этого фактора снижается, а в раннем девоне количество флюидов вновь возрастает скачкообразно.

## ВЫВОДЫ

Кратко перечислим основные черты эволюции палеозойского магматизма в Тагильской мегазоне и ее обрамлении, полученные по геохимическим данным:

– средний ордовик (хомасынская свита) – выплавление базальтов хомасынской свиты из “обогащенного” (возможно, плумового) мантийного источника в пределах пассивной континентальной окраины;

– верхний ордовик–нижний лландовери (шемурская свита) – зарождение зоны субдукции; в составе вулканитов отразилось сложное сочетание разноглубинных магматических источников с разным составом субстрата. Начало функционирования

ния магматических очагов в деплелированной мантии надсубдукционного клина с участием субдукционных флюидов;

– нижний силур (средний лландовери–нижний венлок, павдинская свита) – магматические очаги в деплелированной мантии надсубдукционного клина с участием субдукционных флюидов;

– нижний–верхний силур (верхний венлок–нижний пржидолий, именновская свита) – во второй половине указанного интервала (лудлов–пржидолий, гороблагодатская толща) происходит подключение глубинного мантийного источника, вероятно, по механизму “мантийных окон” в разрывах субдуктируемой плиты и смешивание глубинных мантийных и субдукционных расплавов;

– верхний силур–нижний девон (верхний пржидолий–лохков, туринская свита); здесь возможны два варианта – продолжение поступления мантийного вещества в разрывы субдуктируемой плиты и смещение его с надсубдукционными расплавами и флюидами, или плавление вещества в глубинных частях зоны субдукции при малых степенях плавления и незначительном поступлении субдукционных флюидов;

– нижний девон (прагиен–эмс, перевозская и краснотуринская свиты); вновь восстанавливается система магматических очагов в сильнодеплелированной мантии надсубдукционного клина со значительным участием субдукционных флюидов;

– средний–верхний девон (живет–фран, лимкинская свита); участие мантийных надсубдукционных расплавов в составе вулканитов несколько снижается, возрастает роль коровой контаминации и палингенеза;

– верхний девон (фамен, ивдельский комплекс); постаккреционные магматические образования имеют смешанные геохимические параметры, сочетающие черты вулканитов конвергентных и дивергентных обстановок.

Подводя итоги, можно отметить, что составы вулканитов первого (позднеордовикско–лохковского) и второго (пражско–франского) этапов формирования Тагильской палеостроводужной системы действительно имеют ряд существенных различий, подтверждающих вероятную перестройку (перескок?) зоны субдукции в раннем девоне. Раннедевонская эпоха перестройки структурного плана и предполагаемой перестройки (перескока?) зоны субдукции фиксируется в резком изменении большинства индикаторных геохимических параметров базальтов и андезибазальтов (см. рис. 13). Происходит уменьшение отношения  $Ta/Yb$  более чем в 4 раза, что может означать увеличение степени деплелированности пород мантийного субстрата магматических очагов, величина отношений  $Ba/Nb$  и  $Pb/Y$  при этом, наоборот, возрастают более чем в 4 и в 2 раза соответственно, а  $Nb/Th$  уменьшается более чем в 2 раза, показывая резкое увели-

чение объемов субдукционных флюидов, поступающих в магматические очаги.

### Благодарности

Автор благодарен А.М. Косареву за высказанные замечания и рекомендации.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анцыгин Н.Я., Шурыгина М.В., Наседкина В.А. (1988) Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала. *Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы*. М.: МинГео РСФСР, Геол. фонд РСФСР, 111–121.
- Бокситоносные комплексы Урала. (1987) Л.: Недра, 229 с.
- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочная магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. (2005) Позднеордовикско–силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения. *Литосфера*, (2), 68–96.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. (2018) Неоген–четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизионной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу. *Петрология*, 26(5), 486–510.
- Наркисова В.В. (2005) Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 167 с.
- Пейве А.В. (1947) Тектоника Североуральского бокситового пояса. М: Изд-во МОИП, 207 с.
- Петров Г.А. (2007) Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 181 с.
- Петров Г.А. (2014) Признаки среднепалеозойской обстановки зон скольжения в морфологии структур на Среднем Северном Урале. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского*. Тр. Перм. ун-та. Вып. 17, 156–162.
- Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И., Ильясова Г.А. (2014) Возраст и рудоносность колчедано-носной базальт–риолитовой формации Саумской вулкано–тектонической структуры (Северный Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 161, 95–99.
- Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И., Ильясова Г.А. (2017) Новые данные по стратиграфии силурийских толщ Тагильской структуры на Северном Урале. *Литосфера*, (1), 31–43.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В. (2008) Предостроводужные палеоспрединговые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный

- Урал). *Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка*, (3), 35-42.
- Петров Г.А., Наседкина В.А. (2008) К проблеме корреляции среднеордовикских отложений в зоне Главного Уральского разлома на Северном и Среднем Урале. *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 155, 60-62.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. (2021а) Проявление позднедевонского постакреационного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии. *Докл. АН*, **500**(1), 38-46.
- Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В. (2021б) Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале. *Стратиграфия и геол. корреляция*, **29**(3), 3-28.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Шуб В.С. (1983) Континентальные перерывы в доме-зойской истории Урала. *Вопросы геологической корреляции и металлогенеза Урала*. М.: Геол. фонд РСФСР, 120-129.
- Язева Р.Г. (1998) Зоны Заварицкого-Беньофа в геологической истории и магматогенных формациях Урала. *Проблемы петрогенеза и рудообразования Урала*. Екатеринбург: УрО РАН, 175-177.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1993) Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала. *Геотектоника*, (4), 56-65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1995) Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика. *Геотектоника*, (6), 32-44.
- Aurelien B., Herve B., Gilles C., Laure D., Claude R. (2016) Temporal magma source changes at Gaua volcano, Vanuatu island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **322**, 30-47.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, **16**, 22-56.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(16), 3331-3350.
- Kamber B.S., Collerson K.D. (2000) Role of hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.*, **166**(3-4), 241-254.
- Kent A.J., Elliott T.R. (2002) Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chem. Geol.*, **183**, 263-286.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K., 193 p.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-343.
- Munker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**(1-2), 23-45.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.
- Tatsumi Y., Eggins S. (1995) Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, 211 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Turner S.J., Langmuir C.H. (2022) A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**, 1-13.

## REFERENCES

- Antsygin N.Ya., Shurygina M.V., Nasedkina V.A. (1988) New data on the Paleozoic stratigraphy of the Northern Urals. *Geological development of the Urals: achievements and problems. Collection of scientific articles*. Moscow, MinGeo RSFSR, Geological archive of the RSFSR, 111-121. (In Russ.)
- Aurelien B., Herve B., Gilles C., Laure D., Claude R. (2016) Temporal magma source changes at Gaua volcano, Vanuatu island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **322**, 30-47.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, **16**, 22-56.
- Bauxite-bearing complexes of the Urals. (1987) Leningrad, Nedra Publ., 229 p. (In Russ.)
- Borozdina G.N., Ivanov K.S., Bogoyavlenskaya V.M. (2010) Stratigraphy of volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations of the Salatim and Tagil zones of the Urals. Ekaterinburg, UB RAS, 152 p. (In Russ.)
- Bochkarev V.V., Yazeva R.G. (2000) Subalkaline magmatism of the Urals. Ekaterinburg, UB RAS, 256 p. (In Russ.)
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(16), 3331-3350.
- Desyatnichenko L.I., Fadeicheva I.F., Smirnov V.N., Medvedeva T.Yu., Borozdina G.N. (2005) Late Ordovician-Silurian volcanic complexes of the Tagil zone (eastern slope of the Middle Urals): material composition, age, re-

- fined dismemberment scheme. *Lithosphere (Russia)*, (2), 68-96. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geodynamic environments. Moscow, Publishing House of Moscow State University, 320 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, IGG UB RAS, 252 p. (In Russ.)
- Kamber B.S., Collerson K.D. (2000) Role of hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.*, **166**(3-4), 241-254.
- Kent A.J., Elliott T.R. (2002) Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chem. Geol.*, **183**, 263-286.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Yakushev A.I. (2018) Neogene-Quaternary magmatism of the Chaldyran plain and its framing (eastern Turkey): an example of post-collision evolution from suprasubduction to intraplate type. *Petrologiya*, **26**(5), 486-510. (In Russ.)
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K., 193 p.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-343.
- Munker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**(1-2), 23-45.
- Narkisova V.V. (2005) Petrochemistry of Late Ordovician–Early Devonian basaltoids of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals (according to the data of the Ural ultra-deep well and near-well space). Cand. geol.-min. sci. diss. Moscow, MSU, 167 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Peive A.V. (1947) Tectonics of the North Ural bauxite belt. Moscow, Publishing House MOIP, 207 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2007) Conditions for the formation of complexes of the Main Ural fault zone in the Northern Urals. Ekaterinburg, Publishing House of the Ural State Mining University, 181 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2014) Evidence of the Middle Paleozoic environment of the strike-slip zones in the morphology of structures in the Middle and Northern Urals. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky*. Perm. Univ. Iss. **17**, 156-162. (In Russ.)
- Petrov G.A., Borozdina G.N., Tristan N.I., Il'yasova G.A. (2014) Age and ore content of the copper-pyrite-bearing basalt-rhyolite formation of the Saum volcano-tectonic structure (Northern Urals). *Tr. IGG UB RAS*. V. 161, 95-99. (In Russ.)
- Petrov G.A., Borozdina G.N., Tristan N.I., Il'yasova G.A. (2017) New data on the stratigraphy of Silurian strata of the Tagil structure at the Northern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 31-43. (In Russ.)
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Rybalka A.V. (2008) Pre-Island Arc paleospreading complexes of the Tagil megazone (Middle and Northern Urals). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (3), 35-42. (In Russ.)
- Petrov G.A., Nasedkina V.A. (2008) On the problem of correlation of Middle Ordovician formations of the Main Ural fault zone at the Northern and Middle Urals. *Tr. IGG UB RAS*. V. 155, 60-62. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V. (2021a) Manifestation of Late Devonian Post-Accretionary Magmatism on the Eastern Slope of the Northern Urals: New Data on the Age and Geochemistry. *Dokl. Earth Sci.*, **500**(1), 738-745.
- Petrov G.A., Tristan N.I., Borozdina G.N., Maslov A.V. (2021b) Stratigraphy and the Paleoenvironmental Analysis of the Devonian Strata in the Tagil Megazone (Northern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **29**(3), 3-28. (In Russ.)
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauria Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Pre-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, Designpoligraphservice Publ., 280 p. (In Russ.)
- Shube V.S. (1983) Continental breaks in the pre-Mesozoic history of the Urals. *Questions of geological correlation and metallogeny of the Urals*. Moscow, Geological Foundation of the RSFSR, 120-129. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.
- Tatsumi Y., Eggins S. (1995) Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, 211 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Turner S.J., Langmuir C.H. (2022) A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**, 1-13.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1993) Post-collision Devonian magmatism of the Northern Urals. *Geotektonika*, (4), 56-65. (In Russ.)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1995) Silurian island arc of the Urals: structure, development, geodynamics. *Geotektonika*, (6), 32-44. (In Russ.)
- Yazeva R.G. (1998) Zavaritsky-Beniof zones in the geological history and magmatic formations of the Urals. *Problems of petrogenesis and ore formation of the Urals*. Ekaterinburg, UB RAS, 175-177. (In Russ.)