



УДК 552.323.1-5/552.322.3.6

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-5>

**ПОЗДНЕДЕВОНСКАЯ ВЕРХНЕУРАЛЬСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ
АССОЦИАЦИЯ (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА,
ЮЖНЫЙ УРАЛ): ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ,
РУДОНОСНОСТЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

Т.Н. Сурин

*Всероссийский научно-исследовательский институт имени академика А.П. Карпинского,
Средний проспект В.О. 74, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru
Статья поступила в редакцию 02.12.2024 г., после доработки 26.01.2025 г., принята к печати 28.01.2025 г.*

Аннотация. В работе охарактеризованы геология и петрогеохимические особенности верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации на Южном Урале. Актуальность исследований определяется необходимостью анализа магматической эволюции региона для уточнения представлений о геодинамике развития Южного Урала. Показано, что ассоциация включает в себя комагматичные вулканы верхнеуральской толщи (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты) и интрузивные породы верхнеуральского комплекса (субщелочные габброиды, монцонитоиды, диоритоиды и сиенитоиды). Описано строение Верхнеуральского массива и показано, что он образован породами трех фаз внедрения. Ведущим механизмом петрогенезиса вулcano-плутонической ассоциации являлась кристаллизационная дифференциация. Приведены новые данные по возрасту Верхнеуральского массива и охарактеризованы перспективы его рудоносности, в частности, предполагается его промышленная молибденоносность. Обоснована сериальная принадлежность магматических образований верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, которые по своим параметрам представляют собой типичные породы островодужной шошонитовой серии. Их локализация в западной части Восточно-Магнитогорской островной дуги является дополнительным аргументом в пользу западного падения (в современных координатах) палеозоны субдукции в момент их формирования.

Ключевые слова: Южный Урал, верхнеуральская ассоциация, верхнеуральская толща, Верхнеуральский массив, петролого-геохимические особенности, кристаллизационная дифференциация, шошонитовая серия, циркон, возраст, островная дуга.

Финансирование. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Федерального агентства по недропользованию в рамках научной темы «Проведение в 2022–2024 годах работ по изотопно-геохимическому и геохронологическому обеспечению мониторинга государственной карты масштаба 1:1 000 000, сводного и обзорного геологического картографирования территории Российской Федерации» (государственное задание № 049-00017-23-01).

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Для цитирования: Сурин Т.Н. Позднедевонская верхнеуральская вулcano-плутоническая ассоциация (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Южный Урал): возраст, петрология, геохимия, рудоносность и геодинамическая обстановка формирования. Минералогия, 2025, 11(1), 64–90. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-5.

LATE DEVONIAN VERKHNEURALSKE VOLCANIC-PLUTONIC ASSOCIATION (EAST MAGNITOGORSK PALEOISLAND ARC, SOUTH URALS): AGE, PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, ORE POTENTIAL AND GEODYNAMIC SETTING

T. N. Surin

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sredniy pr. V.O.74,
St. Petersburg, 199106 Russia; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru

Received 02.12.2024, revised 26.01.2025, accepted 28.01.2025

Abstract. The geology and petrogeochemical features of the Verkhneursk volcanic-plutonic association in the South Urals are characterized. The relevance of the work is determined by necessary analysis of magmatic evolution of the region to clarify ideas on geodynamic evolution of the South Urals. It is shown that this association includes comagmatic volcanic rocks of the Verkhneursk Sequence (trachybasalts, trachybasaltic andesites, trachyandesites, trachydacites and trachyriolites) and intrusive rocks of the Verkhneursk complex (subalkaline gabbroids, mozzonitoids, dioritoids and syenitoids). The structure of the Verkhneursk pluton is described and it is shown that it is composed of rocks of three intrusive phases. The leading mechanism of petrogenesis of the association is related to crystallization differentiation. New data on the age of the Verkhneursk pluton are presented and its ore (including economic Mo) potential is characterized. The igneous rocks of the Verkhneursk volcanic-plutonic association are typical representatives of the island-arc shoshonite series. Their localization in the western part of the East Magnitogorsk paleoisland arc is an additional argument in favor of the western fall (in modern coordinates) of the subduction paleozone at the time of their formation.

Keywords: South Urals, Verkhneursk association, Verkhneursk Sequence, Verkhneursk pluton, petrological and geochemical features, crystallization differentiation, shoshonite series, zircon, age, island arc.

Funding. This work was supported by the Federal Agency for Subsoil Use, project «Isotopic-geochemical and geochronological monitoring in 2022–2024 of the state map on a scale of 1 : 1 000 000, summary and overview geological mapping of the territory of the Russian Federation» (state contract no. 049-00017-23-01).

Conflict of interest. The author declares that he has no conflicts of interest.

For citation: Surin T. N. Late devonian verkhneursk volcanic-plutonic association (East Magnitogorsk paleoisland arc, South Urals): age, petrology, geochemistry, ore potential and geodynamic setting. Mineralogy, 11(1), 64–90. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-5

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Магнитогорская островная дуга является восточной ветвью Магнитогорского палеовулканического пояса, представляющего собой сложную систему «двойная островная дуга – междугуовой бассейн» (Филатов, Ширай, 1988; Серавкин и др., 1992; Зайков, 2006). Эта дуга была активна с конца эйфеля до позднего визе включительно, т. е. на протяжении более 50 млн лет, с чем связано исключительное разнообразие магматических пород и эндогенных рудных формаций, сформировавшихся в процессе ее эволюции (Сурин, Мосейчук, 1995; Мосейчук и др., 2017). По современным представлениям, в северной части Восточно-Магнитогорской дуги выделяются четыре структурно-формационные зоны (с востока на запад): Гумбейская, Учалино-Александринская, Магнитогорская и Кизильская (рис. 1). В первых трех сосредото-

ны все рудные месторождения, проявления и пункты минерализации, определяющие металлогению района.

Фаменская верхнеуральская вулcano-плутоническая ассоциация впервые выделена нами в западной части крупнейшей на Южном Урале колчеданоносной Учалино-Александринской зоны (Сурин, 1989). Она включает в себя вулканогенные породы верхнеуральской толщи и комагматичные им интрузивные образования верхнеуральского комплекса (рис. 2). Ранее указанные породы вместе с позднефранскими базальт-андезиобазальтовым и габбро-диоритовым комплексами объединялись в одну формацию или ассоциацию (Штейнберг, Сурин, 1987; Салихов и др., 1987).

Верхнеуральский комплекс является рудомещающим для одноименного медно-молибден-порфирового проявления, что привлекло к нему внимание многих исследователей (Грабежев, Белго-

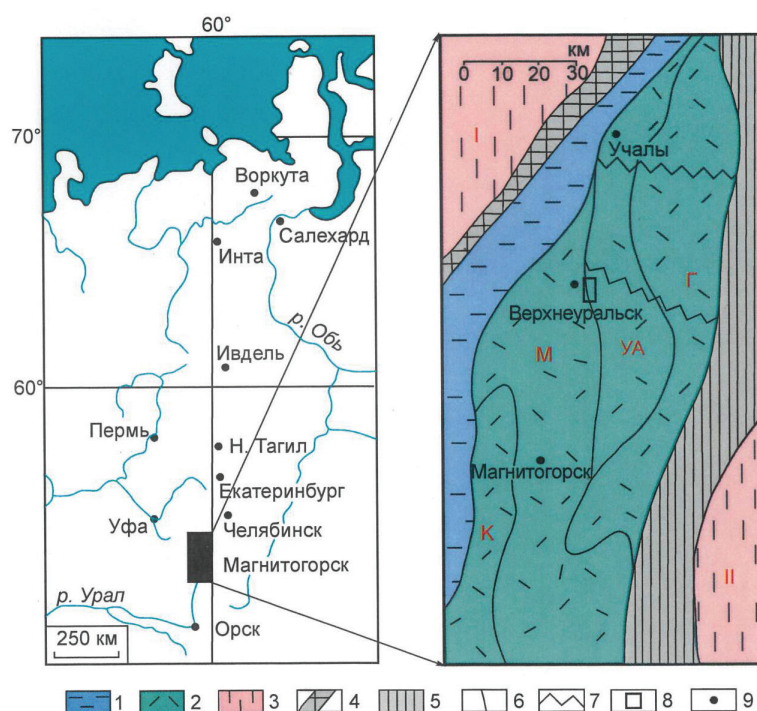


Рис. 1. Местоположение и структурно-формационное районирование северной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги, по (Мосейчук и др., 2017).

1, 2 – Магнитогорская палеоостроводужная система: 1 – Западно-Магнитогорская зона; 2 – Восточно-Магнитогорская зона (структурно-формационные подзоны: Г – Гумбейская, УА – Учалино-Александринская, М – Магнитогорская, К – Кизильская); 3 – сопредельные мегазоны: Центрально-Уральская (I), Восточно-Уральская (II); 4, 5 – крупнейшие сутурные зоны: Главная Уральская (4), Уйско-Кацбахская (5); 6 – границы зон и подзон; 7 – зоны поперечных дислокаций; 8 – контур района работ (Верхнеуральский участок); 9 – крупные города.

Fig. 1. Location and lithotectonic zonation of the northern part of the East Magnitogorsk paleoisland arc.

1, 2 – Magnitogorsk paleoisland arc system: 1 – West Magnitogorsk Zone; 2 – East Magnitogorsk Zone (lithotectonic subzones: Г – Gumbeyka, УА – Uchay-Alexandrinka, М – Magnitogorsk, К – Kizil); 3 – adjacent megazones: Central Uralian (I), East Uralian (II); 4, 5 – largest suture zones: Main Uralian (4), Uy-Katsbakh (5); 6 – boundaries of zones; 7 – zones of transverse dislocations; 8 – contour of the working Verkhneural'sk area; 9 – large cities.

родский, 1992; Бочкарев, Сурин, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, Мосейчук, 1997; Соловьев, 2014; Плотинская, 2023). Несмотря на неплохую изученность комплекса, геодинамическая обстановка его формирования для многих геологов остается не вполне ясной. В литературе взгляды на его природу сильно варьируют, имеются указания на островодужную (Сурин, 1989; Сурин, Мосейчук, 1997), эпизевгеосинклинальную (Грабежев, Белгородский, 1992), типично орогенную (Салихов, Митрофанов, 1994) и окраинно-континентальную (Соловьев, 2014) обстановки его формирования, а в последние годы появились представления о принадлежности характеризующих ниже магматических образований к «...переходной геодинамической обстановке (от островодужной к окраинно-континентальной, усложненной трансформным рифтогенезом дви-

жения литосферных плит)» (Салихов и др., 2019, с. 33) или к обстановке «аккреции и коллизии дуга-континент» (Плотинская, 2023). По мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева (1998), верхнеуральский интрузивный комплекс локализован в «барьерной зоне зрелой островной дуги», а Г.Б. Ферштатер, ранее считавший, что этот комплекс образовался в «эпоху стабилизации» или «эпоху относительного тектонического покоя» (Бородина и др., 1984, с. 201), позднее пришел к выводу о том, что «В конце позднего девона восточная часть Магнитогорской островодужной системы превращается в активную континентальную окраину андского типа» (Ферштатер, 2013).

Так или иначе, но, по нашему мнению, изучение состава и выявление механизма петрогенезиса, а также реконструкция геодинамической обста-

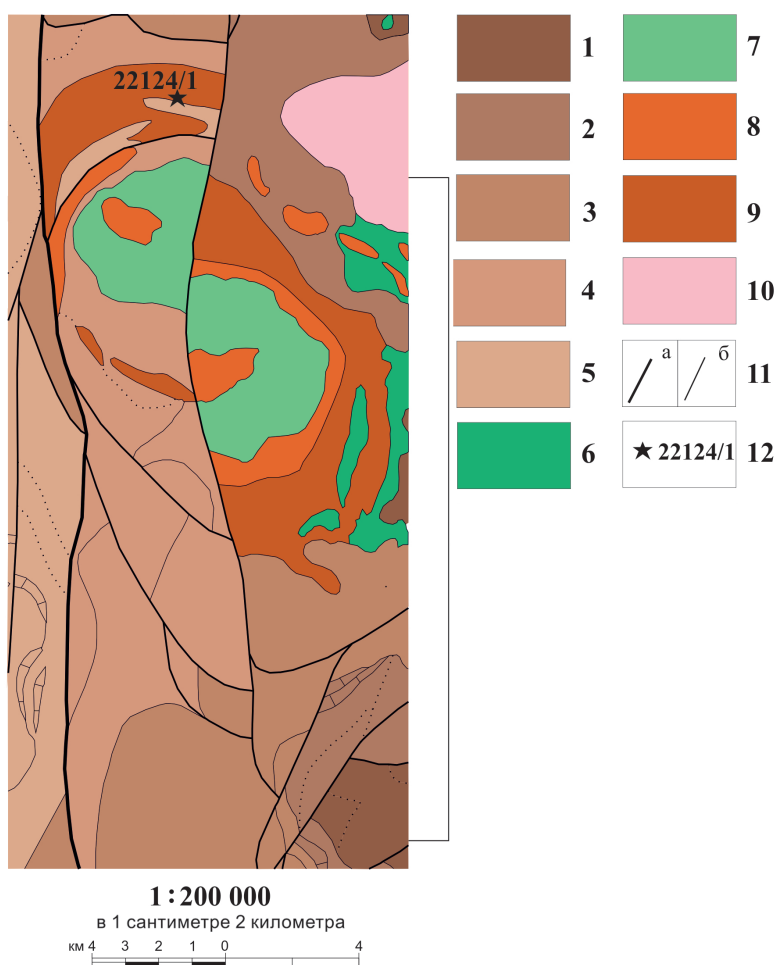


Рис. 2. Геологическая карта Верхнеуральского участка, по (Мосейчук и др., 2017), с упрощениями и изменениями.

1 – базальты и риодациты александринской свиты, средний девон (D2al); 2 – базальты, андезибазальты, андезиты, туфопесчаники и известняки урлядинской толщи, средний девон (D2ur); 3 – базальты и их туфы, аблязовская толща, поздний девон (D3ab); 4 – трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, конгломераты, известняки верхнеуральской толщи, поздний девон (D3vu); 5 – трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, их туфы, тейфроида, туффиты, туфопесчаники, известняки, известняковые конгломераты объединенных новоивановской (D3nv) и шумилинской (D3-C1sm) свит, поздний девон – ранний карбон; 6 – габброиды погорельского комплекса, поздний девон, фран (D3p); 7–9 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса, поздний девон, фамен (D3v): 7 – субщелочные диориты, монзониты, субщелочные оливинные и лейкократовые габбро первой фазы, 8 – кварцевые монцодиориты второй фазы, 9 – сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-порфиры третьей фазы; 10 – гранитоиды северо-касельского комплекса, ранний карбон (C1k); 11 – разломы: главные (а), второстепенные (б); 12 – место отбора пробы для датирования цирконов. Геологические границы показаны тонкими линиями.

Fig. 2. Geological map of the Verkhneuralsk area, modified after (Moseychuk et al., 2017).

1 – basalt and rhyodacite of the Aleksandrinka Formation, Middle Devonian (D2al); 2 – basalt, basaltic andesite, andesite, tuff sandstone and limestone of the Urlyady Sequence, Middle Devonian (D2ur); 3 – basalt and their tuff, Ablyazovo Sequence, Late Devonian (D3ab); 4 – trachybasalt, trachyandesite, trachydacite, trachyryolite, their tuff, tuff conglomerate, tuff sandstone, sandstone, conglomerate and limestone of the Verkhneuralsk Sequence, Late Devonian (D3vu); 5 – trachybasalt, trachybasaltic andesite, trachyandesite, trachydacite, trachyryolite, their tuff, tephroids, tuffite, tuff sandstone, limestone, and calcareous conglomerates of the combined Novoivanovka (D3nv) and Shumilino (D3-C1sm) formations, Late Devonian – Early Carboniferous; 6 – gabbroids of the Pogorelsky complex, Late Devonian, Frasnian (D3p); 7–9 – intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex, Late Devonian, Famennian (D3v): 7 – subalkali diorite, monzonite, subalkali olivine and leucocratic gabbro of the first phase, 8 – quartz monzodiorite of the second phase; 9 – syenite, quartz syenite, porphyry quartz syenite of the third phase; 10 – granitoids of the North Kasselsky complex, Early Carboniferous (C1k); 11 – faults: major (a) and minor (b); 12 – sampling site for zircon dating. The geological boundaries are shown by thin lines.

новки формирования магматитов верхнеуральской вулкано-плутонической ассоциации важны для анализа магматической эволюции региона и уточнения представлений о геодинамическом развитии всего Урала. Также охарактеризованы перспективы его рудоносности, в частности, предполагается его промышленная молибденоносность.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД

U-Pb возраст циркона из кварцевых сиенитов третьей фазы верхнеуральского комплекса определен методом локального датирования на ионном масс-спектрометре SHRIMP II в Центре изотопных исследований Института им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург, Россия). Измерения выполнялись по стандартной методике (Williams, 1998). Проба-протоочка была отобрана в 2022 г. в северной части Верхнеуральского массива из порфировидных кварцевых сиенитов третьей фазы верхнеуральского комплекса (рис. 2) на вершине холма в 1.5 км от д. Сафроновское, в 2120 м по азимуту 86° от горы Веселая (координаты: 59°18'26.4" в.д., 53°53'16.3" с.ш.).

ВУЛКАНИТЫ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОЙ ТОЛЩИ

Верхнеуральская толща нами изучена в окрестностях г. Верхнеуральска на одноименном участке в опущенном тектоническом блоке в северном и юго-западном обрамлении Верхнеуральского массива в южной части Верхнеуральского рудного района (рис. 2). Толща сложена лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов и трахириолитов с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, песчаников, конгломератов и известняков. Толща полого погружается на запад. Анализ ее разрезов показывает постепенное увеличение с севера на юг объема вулканитов и уменьшение терригенно-осадочных пород. Верхнеуральская толща залегает на отложениях позднефранской аблязовской толщи с локальными размывами без заметных несогласий. Мощность толщи не превышает 350 м. По комплексу макрофауны ее возраст определен как раннефаменский (Маслов, 1980). К сожалению, в существующей «Легенде Южно-Уральской серии листов...» Госгеолкарты-200 (Беккер и др., 1999) верхнеуральская толща как самостоятельное подразделение отсутствует, а входящие в ее состав образования объединены с вулканитами

шумилинской свиты, развитыми в Магнитогорской зоне (по принципу одновозрастности). Ниже будет показано, что вулканиты верхнеуральской толщи и шумилинской свиты заметно отличаются рядом петрогеохимических особенностей, что является следствием существенно различных геодинамических условий их образования.

Среди вулканитов верхнеуральской толщи преимущественным развитием пользуются трахиандезиты и трахидациты (рис. 3). Лавовые фации пород распространены ограничено, в большинстве разрезов преобладают туфы, среди которых наиболее распространены грубообломочные разновидности. Туфы, как правило, литокластические, реже витрокластические. Известны также игнимбритовидные туфы. Коэффициент эксплозивности для верхнеуральской толщи в целом составляет ~80 %. Среди лавовых фаций отмечается обилие кластолав и лавобрекчий, слагающих как целые потоки, так и верхние части отдельных потоков. Среди трахибазальтов более распространены афировые и мелкопорфировые разновидности, тогда как западнее, в Магнитогорской зоне, на этом же возрастном уровне (шумилинская свита) преимущественно развиты порфировые трахибазальты с крупными (до 1.5 см) вкрапленниками плагиоклаза. Пироксен (авгит) в порфировых выделениях либо отсутствует, либо образует мелкие (1–3 мм) кристаллы. Основная масса трахибазальтов гиалопилитовая с большим количеством мелких миндалинов. Из акцессорных минералов наиболее часто встречаются магнетит, лейкоксен и апатит. Первичные калиевые минералы в трахибазальтах не отмечены, но обычна калишпатизация плагиоклаза. Трахибазальты в верхней части разреза сменяются трахиандезитами, трахитами, трахидацитами и более редкими трахириолитами. В них хорошо различимы вкрапленники плагиоклаза (обычно зонального) и хлоритизированной, иногда опациitizedированной роговой обманки. В трахидацитах и трахириолитах в ассоциации с указанными минералами наблюдаются единичные вкрапленники кварца. Основная масса трахиандезитов имеет невадитовую, пилотакситовую структуры, трахидацитов и трахитов – трахитоидную, микролитовую, трахириолитов – фельзитовую. В кислых разновидностях иногда присутствуют мелкие изометричные выделения калиевого полевого шпата. В более основных породах калий входит в состав плагиоклаза и стекла (Бочкарев, Сурин, 1993).

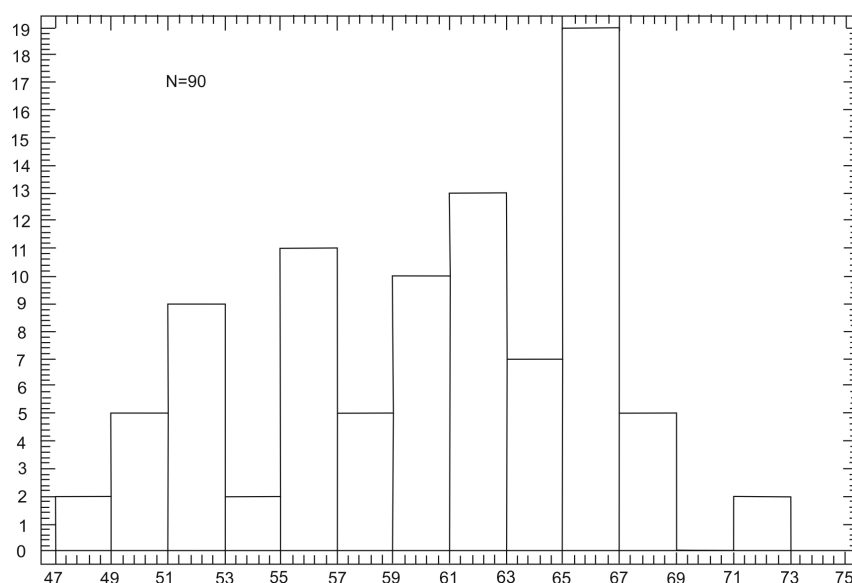


Рис. 3. Гистограмма распределения кремнезема в вулканитах верхнеуральской толщи.

N – количество определений.

Fig. 3. Histogram of SiO₂ distribution in volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence. N is the number of analyses.

Средние химические и нормативные составы пород верхнеуральской толщи приведены в табл. 1. По соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности они соответствуют субщелочным образованиям (рис. 4а). Общая щелочность пород толщи заметно возрастает с ростом их кислотности, при этом максимальной щелочностью отличаются трахидациты и редко встречающиеся трахиты. По классификации А. Пеккерилло и С. Тэйлора почти все они относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, в то время как трахидациты и трахиты соответствуют образованиям шошонитовой и щелочной серий соответственно (рис. 4б). По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела (рис. 4б) весь ряд пород толщи от основных к кислым соответствует ряду шошонит-латит-тосканит. Тип щелочности пород верхнеуральской толщи почти всегда калиево-натриевый, только трахиты отличаются преобладанием калия над натрием, причем общая щелочность пород возрастает в ряду за счет, главным образом, калия (рис. 4в, г).

На диаграмме АФМ средние составы пород толщи образуют отчетливый удлинённый боуэновский тренд в сторону увеличения относительной щелочности (рис. 4д). Железо-магниевое отношение в ряду средних составов пород меняется слабо (табл. 1). Коэффициент фракционирования возрастает от 72 (в среднем) в трахибазальтах и трахиандезибазальтах до 80 в трахидацитах, уменьшаясь до 74 в кислых породах. Интересной особенностью

пород верхнеуральской толщи является слабая изменчивость степени окисленности железа в основных и средних породах, что может свидетельствовать в пользу относительного постоянства окислительного потенциала на ранних стадиях эволюции родоначального расплава (рис. 4е). В трахитах, трахидацитах и трахириолитах степень окисленности железа резко возрастает, что коррелирует с их высокой калиевокостью и косвенно свидетельствует о значительном накоплении летучих (прежде всего, воды) на заключительной стадии дифференциации расплава в промежуточном очаге.

Вся серия пород характеризуется пониженной титанистостью, что вместе с другими петрохимическими особенностями пород свидетельствует об их принадлежности к типу нормальных островодужных шошонитовых серий в отличие от рифтогенных шошонитов, в том числе, развитых западнее в Магнитогорской подзоне и объединенных в шумилинскую свиту (Мосейчук и др., 2017) с повышенным содержанием TiO₂ (рис. 4ж, з). Этот тип шошонитов имеет субдукционную природу, он маркирует нормальную зональность зоны перехода океан-континент и связан с режимом общего сжатия в процессе развития субдукционной системы (Кепежинская и др., 1988).

Основные особенности нормативного состава вулканитов верхнеуральской толщи (табл. 1) сводятся к следующему. Трахибазальты являются нефелин-нормативными породами, что отличает

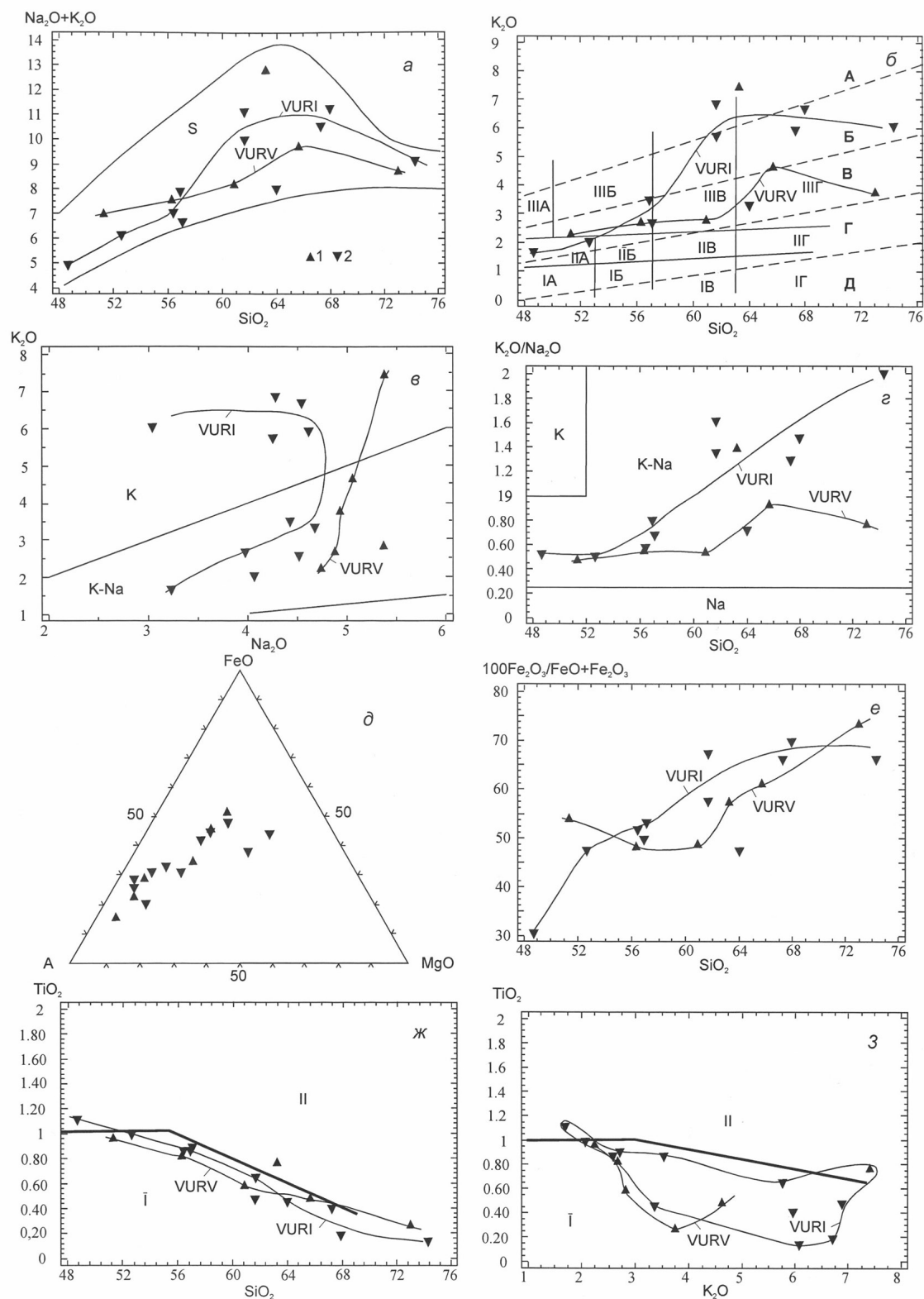


Рис. 4. Вариационные бинарные диаграммы для средних составов пород верхнеуральской вулканоплутонической ассоциации.

1 – вулканы верхнеуральской толщи, 2 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса. Номера треугольников соответствуют номерам в табл. 1.

Тренды эволюции или поля составов вулканитов верхнеуральской толщи (VURV), интрузивных пород верхнеуральского комплекса (VURI) и поля: а – субщелочных пород (S); б – ультракалиевых (А), высококалиевых (Б), нормальнокалиевых (В), низкокалиевых (Г) и бескалиевых (Д) серий, по (Peccherillo, Taylor, 1976) с упрощением; абсарокитов (ША), шошонитов (ШБ), латитов (ШВ), тосканитов (ШГ), высококалиевых базальтов (IIА), высококалиевых андезибазальтов (IIБ), высококалиевых андезитов (IIВ), высококалиевых дацитов (IIГ), базальтов (IA), андезибазальтов (IB), андезитов (IB) и дацитов (IG), по (Mackenzie, Chappel, 1972) с упрощением; в, г – калиевых (К), калиево-натриевых (К-Na) и натриевых (Na) пород; ж, з – низкотитанистых (I) и высокотитанистых («рифтогенных») (II) шошонитов, по (Кебезинкас и др., 1988).

Fig. 4. Binary diagrams for average rock compositions of the Verkhneuralsk volcanic-plutonic association.

1 – volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence; 2 – intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex. Numbers of triangles correspond to those in Table 1.

Trends of evolution or fields of compositions of volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence (VURV) and intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex (VURI) and fields: а – subalkaline rocks (S); б – ultra-K (A), high-K (B), normal-K (B), low-K (Г) and K-free (Д) series, simplified after (Peccherillo, Taylor, 1976); absarokite (ША), shoshonite (ШБ), latite (ШВ), toscanite (ШГ), high-K basalt (IIА), high-K basaltic andesite (IIБ), high-K andesite (IIВ), high-K dacite (IIГ), basalt (IA), basaltic andesite (IB), andesite (IB) and dacite (IG), simplified after (Mackenzie, Chappel, 1972); в, г – K, K-Na and Na rocks; ж, з – low-Ti (I) and high-Ti (“rift-related”) (II) shoshonite, after (Kepezhinskas et al., 1988).

их от всех как предшествующих по времени магматических образований Восточно-Магнитогорского пояса, так и одновозрастных (шумилинская свита), но развитых западнее в Магнитогорской зоне (Бочкарев, Сурин, 1993). В них же выявлен нормативный магнезиальный оливин. Остальные разновидности пород являются кварц-нормативными. В кислых разновидностях пород, трахидацитах и трахириодацитах, присутствует нормативный корунд, что говорит об их пересыщенности глиноземом. Обращает на себя внимание высокая сумма нормативных полевых шпатов во всех разновидностях пород, что согласуется с их петрографическими особенностями. Нормативный цветовой индекс резко понижается по мере роста кремнеземистости пород. В трахитах и трахириодацитах присутствует нормативный гематит, что является следствием отмеченной выше высокой окисленности железа. Содержание нормативных аксессуарных минералов (магнетит, ильменит, апатит) постепенно понижается в ряду от основных пород к кислым.

Геохимическая характеристика вулканитов верхнеуральской толщи приведена в табл. 2. В целом по отношению к базальтам типа N-MORB породы значительно обогащены крупноионными литофильными элементами и характеризуются переменными, но умеренными содержаниями высокозарядных элементов при резко пониженных концентрациях сидерофильных элементов (рис. 5а). Характерной чертой всех графиков на рисунке 5а является четкий Nb минимум, что типично для всех магматических пород надсубдукционных геодинамических обстановок (Pearce, Norry, 1979; Brigue et al., 1984; Пирс и др., 1987; Ryerson, Watson, 1987;

Богатиков, Цветков, 1988; Ellam, Hawkesworth, 1988; Фролова и др., 1989; Гуцин, 1994). По мере роста содержаний кремнезема концентрации крупноионных литофильных элементов увеличиваются, а сидерофильных – уменьшаются. Титановый минимум в трахибазальтах почти не проявлен вследствие невысоких содержаний Zr и Y, но по мере роста кислотности пород он усугубляется. Форма графиков на спайдер-диаграмме аналогична таковой для островодужных шошонитов (Богатиков, Цветков, 1988; Цветков и др., 1993; Фролова, Бурикова, 1997). Основные геохимические особенности вулканитов верхнеуральской толщи наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг (Pe-Piper, 1980; Цветков, 1984; Цветков и др., 1993; Цветков, Абрамов, 1986; Волюнец и др., 1986; Thompson, Fowler, 1986; Пискунов, 1987; Кебезинкас и др., 1988; Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997; Федоров, Дубик, 1990). Например, по сравнению с шошонитами окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок в изученных породах резко понижены содержания Ba, Zr и Nb, в то время как их концентрации близки к средним содержаниям таковых в островодужных шошонитах и латитах (Антипин, 1989).

С увеличением содержаний кремнезема и уменьшением известковистости в породах заметно увеличивается содержание Sr (рис. 6а), что свидетельствует об ограниченной роли фракционирования пироксен-плагиоклазового парагенезиса на ранней стадии эволюции первичного расплава, но указывает на заметную роль кумуляции калишпатовообманковой ассоциации на заключительной

Таблица 1
Table 1
Средний химический и нормативный (CIPW) состав пород верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации
Average chemical and normative (CIPW) composition of rocks the Verkhneural'sk volcanic-plutonic association

n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	51.31	56.24	60.85	63.17	65.64	72.94	48.65	52.59	56.35	56.88	57.01	61.62	63.95	61.62	67.23	67.90	74.25
TiO ₂	0.96	0.82	0.58	0.76	0.48	0.26	1.12	0.99	0.87	0.87	0.90	0.65	0.46	0.48	0.41	0.19	0.14
Al ₂ O ₃	17.23	17.14	17.29	17.48	17.63	15.45	16.15	18.24	17.48	17.37	15.16	17.21	16.05	17.98	16.11	15.04	11.93
Fe ₂ O ₃	6.62	4.27	2.77	2.02	2.42	1.16	3.20	4.42	4.27	3.74	4.39	3.02	2.09	3.39	2.34	2.95	1.56
FeO	5.74	4.65	2.95	1.53	1.57	0.43	7.37	4.95	4.02	3.81	3.89	2.24	2.34	1.66	1.21	1.30	0.81
MnO	0.06	0.08	0.08	0.03	0.04	0.05	0.18	0.17	0.13	0.13	0.13	0.05	0.07	0.07	0.03	0.02	0.02
MgO	4.59	3.54	2.99	1.11	0.96	0.55	8.47	4.16	3.28	2.93	6.83	1.75	2.31	1.26	0.73	0.60	1.31
CaO	6.22	5.41	4.09	1.01	1.14	0.44	9.58	7.96	6.17	6.10	4.61	3.22	4.51	2.22	1.30	0.69	0.78
Na ₂ O	4.74	4.87	5.36	5.37	5.05	4.93	3.23	4.06	4.50	4.42	3.97	4.25	4.67	4.27	4.61	4.54	3.04
K ₂ O	2.22	2.65	2.81	7.40	4.62	3.74	1.68	2.05	2.58	3.51	2.68	5.75	3.34	6.87	5.95	6.69	6.07
P ₂ O ₅	0.30	0.34	0.23	0.12	0.15	0.06	0.38	0.41	0.37	0.22	0.43	0.25	0.21	0.16	0.09	0.07	0.08
Сумма	99.99	100.01	100.00	100.00	99.70	100.01	100.01	100.00	100.02	99.98	100.00	100.01	100.00	99.98	100.01	99.99	99.99
Q	–	1.75	6.15	0.67	15.06	28.36	–	–	3.82	2.20	4.74	6.54	12.40	4.39	14.06	14.60	30.45
C	–	–	–	–	2.61	2.64	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Or	13.12	15.66	16.61	43.73	27.30	22.10	9.93	12.12	15.25	20.74	15.84	33.98	19.74	40.60	35.16	39.54	35.87
Ab	39.17	41.21	45.36	45.44	42.73	41.72	22.39	34.36	38.08	37.40	33.59	35.96	39.52	36.13	39.01	38.42	25.72
An	19.18	17.08	14.82	1.74	4.68	1.79	24.60	25.49	19.87	17.19	15.63	10.90	12.97	9.60	5.69	0.90	0.98
Ne	0.51	–	–	–	–	–	2.68	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Di	7.78	6.08	3.18	1.94	–	–	16.49	9.11	6.66	9.35	3.50	2.72	6.44	0.29	0.13	1.61	1.84
Hy	–	9.69	8.25	1.87	2.56	1.37	–	8.65	7.64	5.52	17.64	3.72	4.61	3.01	1.76	0.75	2.41
Ol	8.12	–	–	–	–	–	16.27	1.05	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mt	9.60	6.19	4.02	2.83	3.51	0.80	4.64	6.41	6.19	5.42	6.37	4.38	3.03	4.19	2.81	3.70	2.62
Hm	–	–	–	0.07	–	0.61	–	–	–	–	–	–	–	0.50	0.40	0.40	–
Ilm	1.82	1.56	1.10	1.44	0.91	0.49	2.13	1.88	1.65	1.65	1.71	1.23	0.87	0.91	0.78	0.36	0.27
Ap	0.70	0.79	0.53	0.28	0.35	0.14	0.88	0.95	0.86	0.51	1.00	0.58	0.49	0.37	0.21	0.16	0.19

Примечание. Минералы: Q – кварц, C – корунд, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит, Ne – нефелин, Di – диопсид, Hy – гиперстен, Ol – оливин, Mt – магнетит, Hm – гематит, Ilm – ильменит, Ap – апатит. Прочерк – минерал не рассчитывается. Здесь и в табл. 2: n – количество анализов; 1–6 – вулканические породы верхнеуральского толща; 7–10 – первая фаза; 11–13 – вторая фаза; 14–17 – третья фаза. 14–17 – третья фаза: 14 – кварцевые монзониты; 15 – кварцевые монзониты (дайки); 16 – микрограносиениты (дайки); 17 – микрограниты (дайки).

Note. Minerals: Q – quartz, C – corundum, Or – orthoclase, Ab – albite, An – anorthite, Ne – nepheline, Di – diopside, Hy – hypersthene, Ol – olivine, Mt – magnetite, Hm – hematite, Ilm – ilmenite, Ap – apatite. Dash – the mineral is not calculated. Here and in Table 2: n – number of analyses; 1–6 – volcanic rocks of the Verkhneural'sk Sequence; 7–10 – first phase; 11–13 – second phase; 14–17 – third phase: 14 – quartz monzonites; 15 – quartz monzonites (dikes); 16 – microgranites (dikes); 17 – microgranites (dikes).

Таблица 2

Геохимическая характеристика пород верхнеуральской вулкано-плутонической ассоциации

Table 2

Geochemical characteristics of rocks of the Verkhneursk volcanic-plutonic association

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Cs	9.2	11.5	12.5	14.5	13.5	12.8	1.0	4.2	3.1	3.8	3.5	4.1	2.6	1.9	5.7	1.9	2.4
Ba	820	880	910	1100	980	1050	1100	800	800	850	1150	1200	1000	850	1100	400	—
Rb	75	58	95	155	115	110	52	99	97	86	97	105	86	126	75	270	154
Sr	750	830	905	780	820	950	600	660	733	550	438	410	720	601	692	151	268
Zr	65	86	110	150	145	152	116	173	173	159	134	163	235	167	165	270	214
Cr	34	28	35	24	18	11	280	18	14	15	15	19	22	31	25	—	—
V	110	165	172	110	95	78	210	240	285	280	135	165	85	80	130	25	—
Ni	18	12	24	17	12	5	135	53	34	60	21	33	18	12	41	12	—
Co	15	18	22	10	8	5	40	15	16	17	12	18	12	9	15	5	—
Y	25	27	24	38	44	50	15	14	23	21	24	28	—	11	16	22	—
Cu	42	51	30	77	90	—	174	93	85	56	18	22	37	30	16	—	—
Zn	65	74	82	110	100	—	24	35	29	39	46	34	57	56	72	—	—
Pb	8.5	5	6	7	<5	—	7	11	9	11	13	9	14	10	17	—	—
Ag	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	<2	3	2	2	<2	—	—	—	—	—	—	—	—	2.5	—	—	—
Nf	3.8	—	6.8	9.4	6.7	—	3.3	5.5	5.5	5.1	5.8	5.2	6.3	6.7	3.8	17	8.9
Ta	—	—	—	—	—	—	—	0.6	0.7	—	1.1	0.9	0.7	0.4	0.7	1.1	0.9
Nb	3.7	4.5	4.0	4.5	7.2	—	9	12	13	11	10	13	8	7	11	13	—
Ga	12	8	13	11	9.8	—	—	—	—	—	—	—	—	12	—	—	—
Sc	28	21	18	10	6	—	38	19	22	20	11	17	9	7	21	6	2.3
Th	7	8	6	10	9	—	3.2	7.8	7.1	5.8	7.8	8.5	10	9	7.3	20	31.4
U	4	3	4	3	3	—	—	—	—	—	—	3	—	5	—	—	—
n	10	7	12	2	11	1	5	18	8	6	14	5	3	9	4	3	1

Примечание. Здесь и в табл. 3, прочерк — не определено.

Note. Here and in Table 3, dash — not determined.

стадии его дифференциации, что полностью соответствует петрографическим особенностям пород. Все члены серии на приведенной диаграмме попадают в поле производных латитовых магм, причем по соотношению Ca и Sr основные породы тяготеют к окончанию временного тренда «эволюции базитов в ходе развития эвгеосинклинали» (Фершта-тер, 1987).

На диаграмме К. Конди, показывающей эмпирическую зависимость содержаний Rb и Sr в вулканитах от мощности земной коры (рис. 6б), вулканиты верхнеуральской толщи вместе с ко-магматическими интрузивными породами верхнеу-ральского комплекса образуют единое поле, при-чем уровень содержаний этих элементов позволяет заключить, что вулканиты формировались на коре значительной мощности, заметно превышающей 30 км. Концентрации этих элементов максимальны по сравнению с таковыми во всех других предше-ствующих по времени магматических комплексах Учалино-Александринской зоны (Бочкарев, Сурин, 1993). Содержание Rb в данных вулканитах прямо зависит от их калиевого и растет по мере увели-чения кислотности пород (табл. 2). Интересно, что

содержание Rb во всей изученной серии пород об-наруживает нечеткую прямую корреляцию с содер-жанием Y (табл. 2), что свидетельствует о плагио-клазовом контроле на всех этапах дифференциации первичного расплава и ограниченной роли пирок-сенового фракционирования, т. к. концентрации Y буферизуются именно клинопироксеном (Ке-пежинскас, 1990).

Величина отношения Ba/Nb в вулканитах верхнеуральской толщи колеблется в пределах 130–240, что соответствует типично островодужным значениям (Ке-пежинскас, 1990) и свидетельствует о малой степени обогащенности материнского ман-тийного субстрата (рис. 6в). Этот вывод подтверж-дается также низкими значениями отношения Zr/Y во всех типах пород толщи, свидетельствующими о близости родоначального для вулканитов расплава к выплавкам из первичной мантии (рис. 6г). Обо-гащенность всех типов пород Sr относительно Zr (табл. 2) подтверждает их образование при значи-тельной кумуляции полевых шпатов и незначитель-ной роли пироксенового фракционирования, что также подтверждается и результатами петрографи-ческого изучения пород.

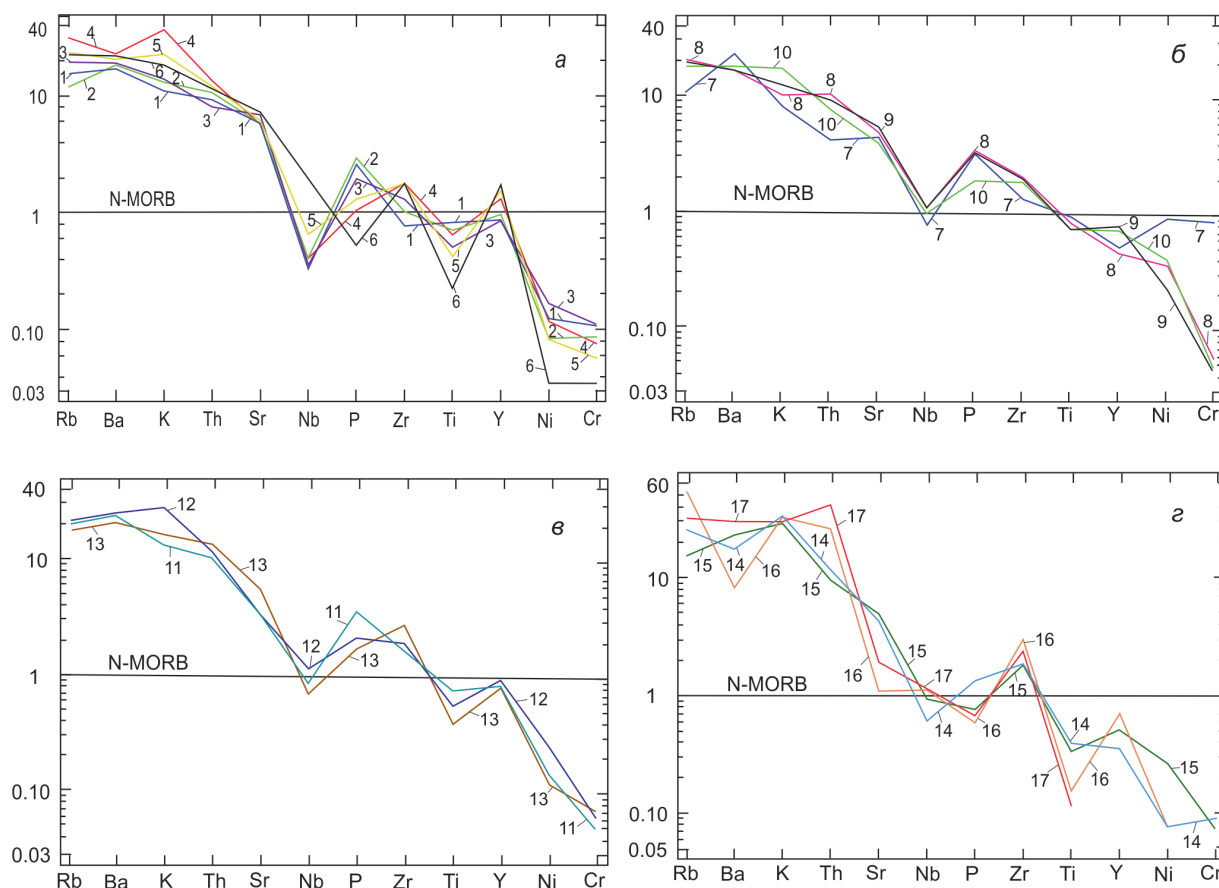


Рис. 5. Диаграмма средних содержаний малых и микроэлементов в магматитах верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, нормированных по N-MORB (Wedepohl, 1981).

Цифры у графиков соответствуют номерам колонок в табл. 2; а – вулканы верхнеуральской толщи; б, в, г – интрузивные породы верхнеуральского комплекса (1-й, 2-й и 3-й фаз соответственно).

Fig. 5. N-MORB normalized (Wedepohl, 1981) average content of trace elements of igneous rocks of the Verkhneural'sk volcanic-plutonic association.

Numbers of graphs correspond to the column numbers in Table 2; а – volcanic rocks of the Verkhneural'sk Sequence; б, в, г – intrusive rocks of the Verkhneural'sk complex (1st, 2nd and 3rd phases, respectively).

Содержания Ni и Cr в трахибазальтах близки таковым в среднем мировом шошоните (Jakeš, White, 1972), а также к содержаниям этих элементов в островодужных шошонитах и значительно ниже, чем в шошонитах окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок (Антипин, 1989; Бочкарев, Язева, 2000). Величина отношения Cr/Ni слабо меняется в вулканитах толщи (рис. 6д), что косвенно подтверждает незначительную роль пироксенового фракционирования в генезисе всей серии пород. Этот вывод подтверждается также тем, что величина отношения Cr/V практически не меняется по мере роста кремнеземистости пород (рис. 6е), но заметно уменьшается от трахибазальтов к трахиандезиобазальтам. Это свидетельствует о фракционировании пироксена на ранней стадии эволюции трахибазальтового расплава.

Содержание РЗЭ в вулканитах верхнеуральской толщи приведено в табл. 3. Распределение РЗЭ в трахибазальтах, трахиандезитах и трахириодацитах показано на рис. 7а. Во всех типах вулканитов легкие РЗЭ резко преобладают над тяжелыми. По мере роста кремнеземистости пород содержание всех РЗЭ заметно увеличивается, но отношение La/Yb практически не изменяется, хотя возрастает отношение La/Sm, что свидетельствует о заметном фракционировании легких РЗЭ. В трахибазальтах отмечается отрицательная Eu аномалия, в трахиандезитах она практически не проявлена, а в трахириодацитах она положительна, что подтверждает вывод о преобладающем фракционировании полевых шпатов при образовании всей серии пород. Положительная Eu аномалия в трахириодацитах свидетельствует о заметной аккумуляции в них полевошпатовой составляющей.

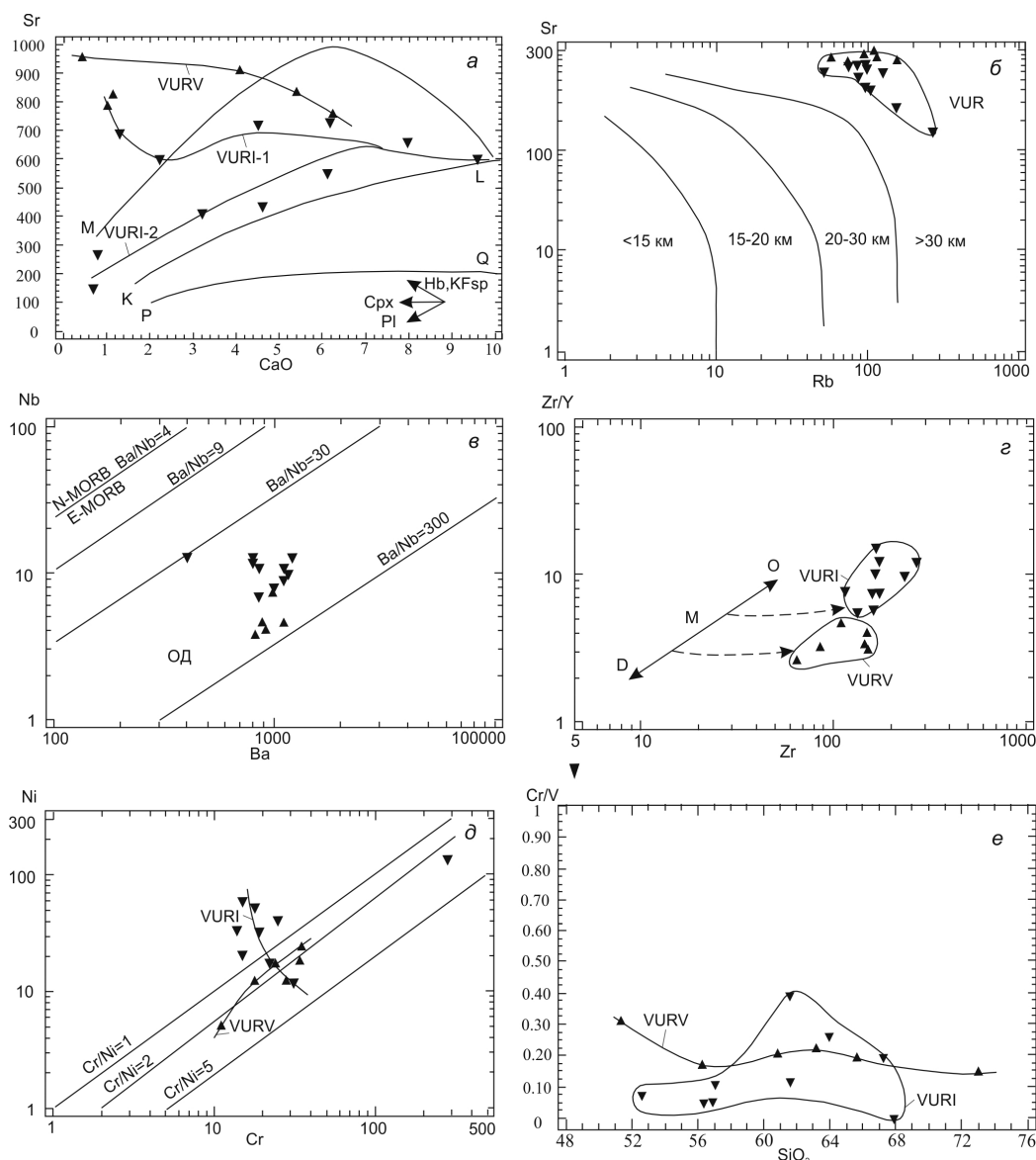


Рис. 6. Бинарные геохимические диаграммы для средних составов магматитов верхнеуральской ассоциации.

Показаны тренды эволюции или поля составов магматитов верхнеуральской ассоциации (VUR), вулканитов верхнеуральской толщи (VURV), интрузивных пород верхнеуральского комплекса (VURI, VURI-1, VURI-2). Поля: а – MLK – производных латитовых и щелочно-базальтовых магм, KLPQ – производных толеитовой континентальной и островодужной магм, стрелками показаны векторы эволюции базитовых расплавов при фракционировании основных породообразующих минералов: роговой обманки (Hb), калиевого полевого шпата (KFsp), клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl), по (Ферштатер, 1987), с упрощением; б – вулканитов, сформированных на коре различной мощности (км) (Condie, 1973); в – магматитов островных дуг (ОД); г – стрелками показаны тренды обогащения (О) и истощения (D) мантийных источников (М), пунктирная стрелка – тренд частичного плавления мантийного источника (Pearce, Norry, 1979). Остальные обозначения см. рис. 4.

Fig. 6. Binary geochemical diagrams for average compositions of igneous rocks of the Verkhneuralsk association.

Evolutionary trends or compositional fields of igneous rocks of the Verkhneuralsk association (VUR), volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence (VURV), intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex (VURI, VURI-1, VURI-2). Fields: а – MLK – derivatives of latite and alkali-basaltic magmas, KLPQ – derivatives of tholeiitic continental and island arc magmas, the arrows show the evolution vectors of basic melts during fractionation of the main rock-forming minerals: hornblende (Hb), K-feldspar (KFsp), clinopyroxene (Cpx) and plagioclase (Pl), simplified after (Fershtater, 1987); б – volcanic rocks formed on the crust of different thickness (km) (Condie, 1973); в – igneous rocks of island arcs (ОД); г – arrows show the trends of enrichment (O) and depletion (D) of mantle sources (M), the dotted arrow shows the trend of partial melting of the mantle source (Pearce, Norry, 1979). For other symbols, see Fig. 4.

Таблица 3

Содержание РЗЭ в породах верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации

Table 3

REE content of rocks of the Verkhneursk volcanic-plutonic association

№ п/п № пробы	1	2	3	4	5	6	7
	1/185	844	843	5328-2	5055	5083-3	3335/65.5
La	12.21	18.50	33.50	19.50	31.90	20.00	32.00
Ce	25.52	41.41	71.20	48.40	54.00	43.30	69.00
Pr	—	—	—	6.50	5.90	5.50	—
Nd	18.10	22.52	30.10	28.70	20.30	23.70	28.00
Am	3.72	4.91	6.10	6.40	1.80	5.10	5.90
Eu	0.72	1.14	2.14	2.00	1.00	1.10	2.10
Gd	—	—	—	4.20	2.40	3.30	—
Tb	0.34	0.37	0.79	0.70	0.30	0.35	0.72
Dy	—	—	—	4.40	1.70	1.60	—
Ho	0.40	0.36	0.33	0.90	0.40	0.34	—
Er	—	—	—	1.60	1.10	1.00	—
Tm	—	—	—	0.20	0.20	0.17	—
Yb	0.51	0.67	1.43	0.80	0.50	0.70	1.50
Lu	—	—	—	—	—	—	0.22
(La/Yb) _N	16.16	18.64	15.81	16.45	43.06	19.29	14.40
(La/Sm) _N	2.07	2.37	3.46	1.92	11.16	2.47	3.41

Примечание. 1–3 – вулканы верхнеуральской толщи: 1 – трахибазальт; 2 – трахиандезит; 3 – трахириодацит; 4–7 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса: 4 – субщелочное лейкократовое габбро; 5, 6 – кварцевые монцодиориты; 7 – крупнопорфировый сиенит.

Note. 1–3 – volcanic rocks of the Verkhneursk Sequence: 1 – trachybasalt; 2 – trachyandesite; 3 – trachyriodacite; 4–7 – intrusive rocks of the Verkhneursk complex: 4 – subalkali leucocratic gabbro; 5, 6 – quartz monzodiorites; 7 – coarse-porphyrifc syenite.

Уровень содержаний РЗЭ в вулканитах верхнеуральской толщи соответствует таковому в производных шошонитовых серий островных дуг (Gill, 1970; MacKenzie, Chappel, 1972; Keller, 1974; Morrison, 1980; Pe-Piper, 1980; Цветков, Абрамова, 1986; Волюнец и др., 1986; Богатилов, Цветков, 1988; Кепежинскас и др., 1988; Фролова и др., 1989; Федоров, Дубик, 1990; Цветков и др., 1993), но заметно отличается от распределения РЗЭ в породах шошонитовых серий других геодинамических обстановок. Так, в шошонитах континентальных обстановок (связанных с горячими точками), как и в аналогичных породах межконтинентально-коллизийных обстановок, содержания всех РЗЭ на порядок выше, а в производных шошонитовых серий активных континентальных окраин они выше в 4–7 раз (Venturelli et al., 1984; Антипин, 1989; Богатилов и др., 1989; Васильев и др., 1998; Бочкарев, Язева, 2000).

Ранее было убедительно показано, что такие индикаторные отношения РЗЭ, как (La/Yb)_N и (La/Sm)_N позволяют не только идентифицировать типы магматических источников островодужных шошонитов (примитивная мантия, внутриплитный источник, метасоматически обогащенная мантия), но и установить факторы истощения, обогащения

или контаминации этих источников пелагическими осадками, а также разделять островодужные шошониты на субдукционный или рифтогенный типы (Кепежинскас и др., 1988). На рисунке 8 показаны геохимические метки перечисленных источников и тренды истощения, обогащения и контаминации пелагическими осадками внутриплитного источника. Фигуративные точки анализов вулканитов верхнеуральской толщи вместе с аналогичными точками комагматических интрузивных пород верхнеуральского комплекса (см. ниже) образуют поле на продолжении тренда обогащения внутриплитного магматического источника. Источник первичных магм верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации уверенно идентифицируется как метасоматически обогащенная мантия (источник центрально-итальянского типа, Кепежинскас и др., 1988). Эти породы отличаются высокими отношениями РЗЭ (табл. 3), что характерно для низкотитанистых, т. е. собственно субдукционных шошонитов (Кепежинскас и др., 1988). Эти данные согласуются с выводами, полученными нами при изучении всех других петрогеохимических особенностей пород. К этому же типу по соотношениям РЗЭ относятся низкокальциевые шошонитовые лавы Римской провинции (Appleton, 1972), шошониты каледонид Шотландии

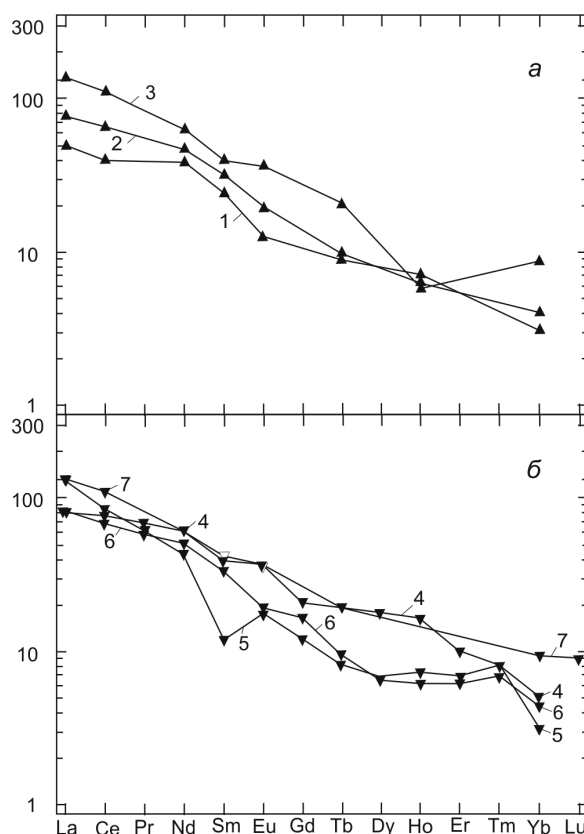


Рис. 7. Распределение РЗЭ, нормированное на хондрит (Evensen etc., 1978), в магматитах верхнеуральской ассоциации: а – вулканиды верхнеуральской толщи; б – интрузивные породы верхнеуральского комплекса.

Цифры у графиков соответствуют номерам анализов в табл. 3.

Fig. 7. REE patterns normalized top chondrite (Evensen etc., 1978) in igneous rocks of the Verkhneuralsk association: а – volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence, б – intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex.

The figures in plots correspond to numbers of analysis in Table 3.

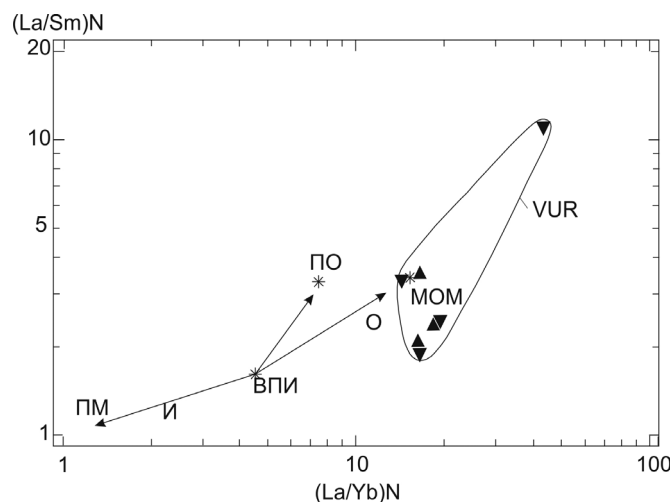


Рис. 8. Диаграмма $(La/Yb)_N$ – $(La/Sm)_N$ для пород верхнеуральской ассоциации (VUR).

Показаны отношения РЗЭ для примитивной мантии (ПМ), внутриплитного источника (ВПИ) и пелагических осадков (ПО), а также тренды истощения (И), контаминации (К) и обогащения (О) внутриплитного источника, рассчитанные по данным (Кеpezжинскas и др., 1988). Остальные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 8. $(La/Yb)_N$ – $(La/Sm)_N$ diagram for rocks of the Verkhneuralsk association (VUR).

Diagrams also shows the REE ratios for primitive mantle (ПМ), intraplate source (ВПИ) and pelagic sediments (ПО), as well as trends of depletion (И), contamination (И) and enrichment (О) of the intraplate source calculated from data (Кеpezжинскas et al., 1988). For other symbols, see Fig. 4.

(Thompson, Fowler, 1986), шошониты Анд (Перу, Чили, Аргентина) (Dostal et al., 1977; Kontak et al., 1986), шошониты Эоловой островной дуги (Keller, 1974), меловые шошониты центральной Камчатки (Флеров, Колосков, 1976; Федоров, Дубик, 1990), некоторые палеогеновые шошониты Северной Камчатки (Кепежинская и др., 1988), а также шошониты вулкана Тамбора Сундской островной дуги (Foden, 1986). Все перечисленные образования также относятся к низкотитанистому, т. е. собственно субдукционному типу шошонитов. Важно подчеркнуть, что все они без исключения локализованы в тыловых зонах островных дуг или окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов.

Петрогеохимические особенности пород верхнеуральской толщи свидетельствуют о зарождении первичных для них расплавов в условиях неистощенной (т. е. лерцолитовой) мантии. Распределение РЗЭ в них позволяет уверенно предполагать некоторое метасоматическое обогащение источника непосредственно перед плавлением. Вещественным выражением этого обогащения, скорее всего, являлась флогопитизация мантийного клина (Ryabchikov, Boettcher, 1980; Эдгар, Арима, 1984) над зоной субдукции. Как установлено И. Куширо (1984) для первичного состава нефелин-нормативного базальта, оливин, ортопироксен и клинопироксен присутствуют на ликвидусе (когда жидкость равновесна с лерцолитами) примерно при 18 кбар в сухих условиях и примерно при 23 кбар при наличии 3 % воды. Исходя из этого, мы предполагаем глубину зарождения первичной магмы, в результате эволюции которой сформировались породы верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, порядка 75–85 км (Бочкарев, Сурин, 1993).

Дальнейшая эволюция расплава при подъеме к поверхности и охлаждении следовала классической боуэновской схеме. Оливин, пироксены и основной плагиоклаз фракционировали на ранней стадии его эволюции, в дальнейшем эта ассоциация сменилась роговообманково-плагиоклазовым парагенезисом, а на заключительной стадии, наряду с фракционированием роговой обманки и кислого плагиоклаза, принимали участие также калиевый полевой шпат и кварц. Очевидно, что по мере дифференциации в остаточном расплаве накапливалось значительное количество летучих и, прежде всего, воды. Об этом свидетельствует как высокоэксплозивный тип извержений, так и обилие кластолав и лавобрекчий, преимущественно обильно-миндалекаменные текстуры трахибазальтов, повсеместное

присутствие роговой обманки в средних и кислых вулканитах и т. д. Средний состав трахибазальтов верхнеуральской толщи на диаграмме плавкости системы Ol-Cpx-Pl близок к составу оливин-плагиоклазовой котектики при водном давлении 3 кбар, а средний состав трахиандезиобазальтов и трахиандезитов располагается в плагиоклазовом поле. Вместе они образуют отчетливый тренд в сторону увеличения водного давления (рис. 9), что, вероятно, также свидетельствует о накоплении газовой фазы и существенном увеличении внутреннего давления в периферических магматических очагах по мере кристаллизационной дифференциации расплавов, чем и объясняются отмеченные выше особенности пород.

Таким образом, вулканиты верхнеуральской толщи относятся к низкотитанистой островодужной шошонитовой серии. Подобные образования являются надсубдукционными, причем локализованы они всегда в тыловых зонах островных дуг.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Петротипом комплекса является Верхнеуральский массив, детально изученный в конце прошлого века (Бородина и др., 1984; Сурин, 1997; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, Мосейчук, 1997). Мы также относим к этому комплексу аналогичные породы, слагающие ряд тел в Амамбайском и Сахаринском массивах, а также за их пределами на юге Гумбейской подзоны (Мосейчук и др., 2017). Их объединение в единый комплекс основано на петрографическом и петрогеохимическом сходстве, их геологической одновозрастности и вероятной комагматичности с фаменскими вулканитами шошонитовой петрогеохимической серии. Массивы комплекса локализованы среди девонских образований. Они прорывают более древние породы нижнедевонской офиолитовой ассоциации, среднедевонские и среднедевонско-позднедевонские образования гумбейской и урлядинской вулcano-плутонических ассоциаций, позднефранские образования аблязовской вулcano-плутонической ассоциации. Верхнеуральский массив в прикровельной части прорывает комагматичные образования верхнеуральской толщи.

Интрузивные породы комплекса образуют сложно построенный концентрически-зональный Верхнеуральский массив, имеющий в плане эллипсовидную форму (рис. 2). Субмеридиональным Са-

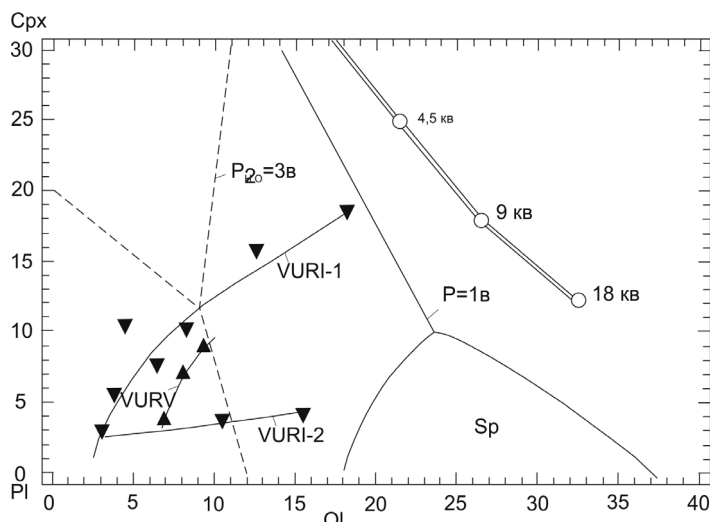


Рис. 9. Положение средних нормативных составов магматитов верхнеуральской ассоциации на диаграмме плаво-к-системы плагиоклаз–клинопироксен–оливин (Фролова и др., 1989).

Обозначения см. рис. 6.

Fig. 9. Position of average normative compositions of igneous rocks of the Verkhneuralsk association on diagram of melting of the plagioclase–clinopyroxene–olivine system (Frolova et al., 1989).

For symbols, see fig. 6.

бановским взбросо-сдвигом массив разделен на два блока: западный и восточный. В результате перемещений по этому разлому восточный блок сдвинут в южном направлении на 2 км и приподнят на 0.5 км. Массив представляет собой тело конической формы (лакколит) с крутыми контактами. К центральной части массива приурочено Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопроявление (Сурин, 1991; Грабежев, Белгородский, 1992; Салихов и др., 1994). Подробная геологическая характеристика Верхнеуральского массива приведена в работах (Салихов, Митрофанов, 1994; Мосейчук и др., 2017). По нашим данным, в его строении принимают участие образования трех последовательных фаз внедрения (Бочкарев, Сурин, 1993; Сурин, Мосейчук, 1997). Породы всех фаз Верхнеуральского массива пересекаются редкими раннекаменноугольными дайками высокотитанистых микрогаббро и лампрофиров среднего и основного состава.

Первая фаза представлена субщелочными диоритами, постепенно переходящими в монцониты и субщелочные оливиновые и лейкократовые габбро, сопровождающиеся дайками субщелочных диабазов и субщелочных диоритовых порфиритов. Субщелочные лейкократовые габбро состоят из плагиоклаза (50–60 %), клинопироксена (роговой обманки) (20–40 %), биотита (5–10 %), ортоклаза (5–15 %), кварца (0–5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанистым магнетитом, титанитом. Структура пород среднезернистая габ-

бровая, местами такситовая. Плагиоклаз обычно зонален, сосюритизирован в центре и частью по краям выделений, в ядре – лабрадор (An_{50-55}), в краевых частях – олигоклаз (An_{23-25}). Клинопироксен представлен авгитом, по которому нередко развивается вторичный бесцветный диопсид (Салихов, Митрофанов, 1994). Оба минерала сохраняются в виде реликтов короткостолбчатых кристаллов, почти полностью замещенных роговой обманкой. Биотит красно-бурый, образует чешуйки с включениями других минералов, замещается хлоритом, эпидотом и лейкоксенном. Калиевый полевой шпат – промежуточный ортоклаз-микропертит, распределен в породе неравномерно. Вторичная светло-зеленая роговая обманка замещает клинопироксен, ее железистость (F) составляет 25–42 %.

Субщелочные оливиновые габбро отличаются от лейкократовых отсутствием кварца и наличием оливина (2–5 %), образующего изометричные зерна с неровными границами размером до 3 мм. Он по составу отвечает Fa_{35} и замещается псевдоморфозами боулингита с магнетитом. Плагиоклаз более основной, в ядре – лабрадор (An_{55-60}), в краевых частях кристаллов – андезин (An_{40-46}). Клинопироксен представлен авгитом состава $Di_{44}En_{34}Fs_{22}$. Биотит низкожелезистый (F ~34 %).

Субщелочные диориты и монцониты отличаются от субщелочных габбро большим содержанием плагиоклаза, ортоклаз-микропертита, биотита и меньшим – авгита. Последний имеет состав

$\text{Di}_{42}\text{En}_{32-35}\text{Fs}_{22-25}$, также замещается роговой обманкой. Калиевый полевой шпат – ортоклаз–пертит состава $\text{Or}_{66-69}\text{Ab}_{31-34}$. Содержание кварца варьирует в пределах 5–15 %, поэтому некоторые разновидности пород близки к кварцевым монцонитам и монцодиоритам. По периферии Верхнеуральского медно-молибден-порфирового рудопроявления породы первой фазы подвержены интенсивной пропилитизации с образованием вторичных актинолита, эпидота, хлорита, альбита, серицита, карбоната и пирита (Грабежев, Белгородский, 1992; Салихов и др., 1994).

Кварцевые монцодиориты второй (рудоносной) фазы – это среднезернистые породы с крупными порфировидными выделениями плагиоклаза. В отличие от пород первой фазы они часто подвергнуты щелочному метасоматозу, альбитизированы, калишпатизированы, а также серицитизированы и окварцованы. Породы состоят из плагиоклаза (40–50 %), пироксена (роговой обманки) (10–15 %), биотита (хлорита) (5–10 %), калиевого полевого шпата (20–40 %) и кварца (5–15 %). Структура порфировидная гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. В богатых кварцем разновидностях участками наблюдается микропегматитовая структура. Плагиоклаз зонален: в ядрах – до андезина (An_{48}), в промежуточных зонах – более кислый (An_{31-37}), в краевых частях кристаллов соответствует олигоклазу (An_{20-25}). Клинопироксен представлен короткостолбчатыми выделениями авгита, чаще всего, замещенными светло-зеленой роговой обманкой (F ~34–38 %). Биотит коричнево-бурый, реже зеленый, иногда замещает роговую обманку и часто замещается хлоритом. Калиевый полевой шпат – ортоклаз–пертит с ленточными вростками альбита, нередко по периферии замещает плагиоклаз. Характерно замещение ортоклаз–пертита альбитом с образованием пятнистых антипертитов. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титанитом, апатитом, цирконом и алланитом. Наиболее широко развиты замещение плагиоклаза ортоклаз–пертитом (калишпатизация) и ортоклаз–пертита альбитом (альбитизация), плагиоклаза эпидотом и роговой обманки и биотита хлоритом.

Третья фаза верхнеуральского комплекса представлена сиенитами, кварцевыми сиенитами и прорывающими их дайками кварцевых сиенит–порфиров. Они образуют внешнюю кольцевую интрузию Верхнеуральского массива. Сиениты представляют собой средне-крупнозернистые, на отдельных участках крупнопорфировидные породы с дирек-

тивным расположением толстотаблитчатых порфировидных выделений калиевого полевого шпата. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (40–60 %), плагиоклаз (20–30 %), клинопироксен (роговая обманка) (10–15 %), биотит (хлорит) (2–8 %), кварц (3–10%). Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Плагиоклаз обычно зонален, в ядре – андезин (An_{31-40}), в краевой части – олигоклаз (An_{15-27}), изредка обрастающий альбитовыми каймами. Центральные части зерен соссюритизированы. Клинопироксен сохраняется редко, обычно замещен светло-зеленой роговой обманкой (F 25–30 %). Биотит коричнево-бурый, железистый (F 47–57 %), замещается агрегатом хлорита и лейкоксена. Порфировидные выделения размером до 2–3 см в длину представлены светло-серым промежуточным ортоклаз–пертитом состава $\text{Or}_{62-70}\text{Ab}_{30-38}$ с простыми двойниками по бавенскому и карлсбадскому законам. Калиевый полевой шпат в основной массе также представлен ортоклаз–пертитом. Кварц отмечается в небольших количествах в сростках с калиевым полевым шпатом, образуя микропегматит. Акцессорные минералы: магнетит, титанистый магнетит, апатит, титанит, циркон, алланит. Титанистый магнетит расположен внутри зерен пироксена и биотита. По магнетиту и титанистому магнетиту развивается гематит. Изредка встречаются сульфиды: пирит, халькопирит, замещаемые по краям халькозином и ковеллином. В некоторых зернах калиевого полевого шпата присутствует тонкопластинчатый пирротин. Наиболее характерные вторичные изменения – калишпатизация плагиоклаза и альбитизация калиевого полевого шпата. В сиенитах отмечаются мелкие кольцевые и радиальные дайки кварцевых сиенитов, отличающихся микрозернистостью и большим содержанием микропегматита, вплоть до тонких жилок, сложенных исключительно микропегматитом и по составу приближающимся к гранитам.

Таким образом, в Верхнеуральском массиве выделяются две ветви глубинной дифференциации: от субщелочных габбро и монцонитов первой фазы до кварцевых монцодиоритов второй фазы, а также вторая ветвь – от этих же, наиболее близких по составу к исходным магмам, пород первой фазы до сиенитов и кварцевых сиенитов заключительной третьей фазы.

Средние химические и нормативные составы интрузивных пород верхнеуральского комплекса приведены в табл. 1. Сразу же отметим, что главные петрохимические особенности пород верхне-

Таблица 4
Table 4
Результаты U-Pb датирования цирконов из кварцевого сиенита (проба 22124/1)
Results of U-Pb dating of zircon from quartz syenite (sample 22124/1)

Точка	²⁰⁶ Pb _с	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(2) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Дискор- дантность, %	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(1)	Ошибка, %
	%	г/г	г/г		Возраст, млн лет	±%	(1)								
1.1	0.18	384	350	0.94	18.7	354.3 ± 3.5	354.4 ± 3.6	340 ± 51	-4		17.71	0.05332.2	0.4152.5	0.05651	0.414
10.1	0.09	702	727	1.07	34.4	357 ± 3.2	356.8 ± 3.3	378 ± 33	6		17.560.93	0.054161.5	0.42531.8	0.056940.93	0.529
2.1	0.40	331	320	1.00	16.2	354.8 ± 3.6	353.7 ± 3.6	456 ± 65	29		17.681	0.05612.9	0.4383.1	0.056581	0.337
3.1	0.19	165	108	0.68	8.4	369.2 ± 4.2	369.2 ± 4.3	372 ± 68	1		16.971.2	0.0543	0.4393.2	0.058941.2	0.362
4.1	0.08	440	390	0.92	21.7	360.1 ± 3.5	360.6 ± 3.6	317 ± 40	-12		17.411	0.052721.7	0.41762	0.057451	0.502
5.1	0.17	191	158	0.86	9.51	363.5 ± 4	364.2 ± 4.1	298 ± 64	-18		17.241.1	0.05232.8	0.4183	0.058011.1	0.374
6.1	0.03	1055	1092	1.07	51.7	357.4 ± 3.3	357.5 ± 3.3	342 ± 23	-4		17.540.94	0.053311	0.4191.4	0.0570.94	0.678
7.1	0.12	472	442	0.97	23.6	363.7 ± 3.4	363.4 ± 3.4	386 ± 41	6		17.230.96	0.054361.8	0.4352.1	0.058040.96	0.461
8.1	0.15	372	222	0.62	18.9	370.5 ± 3.5	371 ± 3.6	326 ± 50	-12		16.90.99	0.05292.2	0.4322.4	0.059160.99	0.411
9.1	0.09	318	275	0.89	15.8	362 ± 3.6	361.8 ± 3.6	387 ± 46	7		17.311	0.05442	0.43322.3	0.057771	0.444

уральского комплекса в принципе полностью аналогичны таковым для вулканитов верхнеуральской толщи.

Так, по соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности они соответствуют субщелочным породам (рис. 4а), при этом общая щелочность пород заметно возрастает с ростом их кислотности, а максимальной щелочностью отличаются кварцевые монциты и сиениты. По содержанию калия (классификация А. Пеккерилло и С. Тэйлора) породы первой фазы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, в то время как образования второй и третьей фаз соответствуют образованиям шошонитовой и щелочной серий (рис. 4б). По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела (рис. 4б) весь ряд пород характеризуемого комплекса соответствует ряду шошунит-латит-тосканит. Тип щелочности пород верхнеуральского комплекса, также в большинстве случаев калиево-натриевый, только сиениты третьей фазы отличаются преобладанием К над Na, причем общая щелочность пород возрастает в характеризуемом ряду, главным образом, за счет К (рис. 4в, г). На диаграмме АФМ средние составы пород комплекса также образуют удлиненный боуэновский тренд в сторону увеличения относительной щелочности (рис. 4д), а Fe-Mg отношение сильно варьирует, максимальных значений оно достигает в кварцевых сиенитах и микрограносиенитах (табл. 1). Соответственно, коэффициент фракционирования также максимален в этих породах. Важной особенностью пород верхнеуральского комплекса является увеличение степени окисленности железа в породах по мере роста их кремнекислотности, что может свидетельствовать в пользу увеличения окислительного потенциала при эволюции родоначального расплава (рис. 4е). Это, как и в случае с верхнеуральской толщей, косвенно свидетельствует о значительном накоплении летучих компонентов по мере дифференциации расплава в промежуточном очаге. Вся серия пород также характеризуется пониженной титанистостью. В совокупности с другими петрохимическими особенностями пород это свидетельствует об их принадлежности к типу нормальных островодужных шошонитовых серий и подтверждает представления об их комагматичности с вулканитами верхнеуральской толщи (рис. 4ж, з).

Основные особенности нормативного состава интрузивных пород верхнеуральского комплекса (табл. 4) идентичны описанным выше для верхнеуральской толщи. Оливиновые субщелочные габ-

бро являются нефелин-нормативными, в них также выявлен нормативный магнезиальный оливин. Лейкократовые габбро являются насыщенными в отношении кремнезема. Остальные разновидности пород являются кварц-нормативными, в них также присутствует нормативный корунд, что говорит о пересыщении глиноземом. Также как и в комагматических вулканитах, обращает на себя внимание высокая сумма нормативных полевых шпатов во всех породах. Нормативный цветовой индекс резко понижается по мере роста кремнеземистости пород. В сиенитоидах и гранитоидах третьей фазы присутствует нормативный гематит, что является следствием высокой окисленности железа. Содержание нормативных акцессорных минералов (магнетита, ильменита, апатита) постепенно понижается в ряду от основных пород к кислым также, как в вулканитах.

Геохимическая характеристика пород верхнеуральского комплекса приведена в табл. 2. Общий спектр микроэлементного состава пород аналогичен таковому для вулканитов верхнеуральской толщи соответствующей кислотности. На всех графиках хорошо проявлен Nb минимум, что является общим геохимическим признаком всех магматических пород надсубдукционных геодинамических обстановок. По мере роста содержаний кремнезема концентрации крупноионных литофильных элементов увеличиваются, а сидерофильных – уменьшаются. Графики становятся «изрезанными», особенно, в области элементов с высокочarged ионами, что, по-видимому, объясняется заметной ролью фракционирования акцессорных минералов при образовании третьей фазы комплекса. Титановый минимум в габброидах слабо проявлен, но по мере роста кислотности пород он увеличивается также, как в комагматических вулканитах. В целом, форма графиков аналогична таковым для островодужных шошонитов.

Содержание Sr несколько повышается в габброидах первой фазы по мере роста их лейкократовости, что является следствием кумуляции плагиоклаза и кристаллизации пироксена (рис. 6а, тренд VURI-I). В породах второй фазы оно ниже, что также свидетельствует о фракционировании плагиоклаза (рис. 6а, тренд VURI-II). В поздних дайках содержание Sr резко понижено, а Rb – повышено, что говорит об аккумуляции калиевого полевого шпата при значительном отделении плагиоклазовой фазы от остаточного расплава (табл. 2). На диаграмме Rb–Sr породы верхнеуральского комплекса вместе с вулканитами верхнеуральской толщи образуют

единое поле в области пород, формировавшихся на коре значительной мощности, что подтверждает представления об их комагматичности (рис. 6б). Величина отношения Ba/Nb в породах верхнеуральского комплекса также, как и в вулканитах верхнеуральской толщи, колеблется в узких пределах, что, с одной стороны, соответствует типично островодужным значениям (Кеппежинскас, 1990), а с другой подтверждает вывод об их комагматичности (рис. 6в). Величина отношения Zr/Y во всех типах пород комплекса повышена по сравнению с аналогичными по кремнекислотности вулканитами верхнеуральской толщи (рис. 6г), что, по нашему мнению, является следствием значительной отсадки клинопироксена на ранней стадии эволюции первичного габброидного расплава, т. к. Y буферится именно клинопироксеном. Величина отношения Cr/Ni постепенно увеличивается с ростом содержаний кремнезема (рис. 6д), что, вероятно, результат фракционирования оливина при дифференциации габброидного расплава и существенно отличает интрузивные породы от комагматических вулканитов. Оливиновое габбро, кроме Ni, также существенно обогащено Cr, что обуславливает высокое отношение Cr/V (рис. 6е), но при кристаллизации пироксена из габброидного расплава в более поздних порциях расплава оно резко понижается.

Содержание РЗЭ в интрузивных породах верхнеуральского комплекса приведено в табл. 3. Распределение РЗЭ в субщелочном лейкократовом габбро, кварцевых монцодиоритах и сиенитах показано на рис. 7б. Все типы пород, также как и комагматические вулканиты, характеризуются резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, при этом в спектрах пород отмечаются как положительные, так и отрицательные Eu аномалии, что отражает сложные процессы фракционирования полевых шпатов и пироксена в магматическом очаге. Уровень содержаний РЗЭ в интрузивных породах аналогичен таковому в комагматических вулканитах верхнеуральской толщи и соответствует распределению РЗЭ в породах шошонитовых серий островных дуг. На диаграмме соотношений нормированных по хондриту отношений La/Yb и La/Sm фигуративные точки анализов интрузивных пород верхнеуральского комплекса вместе с аналогичными точками комагматических вулканитов верхнеуральской толщи образуют единое поле на продолжении тренда обогащения внутриплитного магматического источника (рис. 8). Магматический источник первичных магм верхнеуральской вулкано-плуто-

нической ассоциации уверенно идентифицируется как метасоматически обогащенная мантия – источник центрально-итальянского типа (Кебезинскас и др., 1988). Эти породы отличаются высокими отношениями РЗЭ (табл. 3), что в характерно именно для низкотитанистых, собственно субдукционных шошонитов (Кебезинскас и др., 1988).

Таким образом, интрузивные породы верхнеуральского комплекса являются комагматами вулканитов верхнеуральской толщи. Это доказываемся взаимоотношениями интрузивных и фаунитически охарактеризованных пород, общностью их минерального и петрогеохимического составов, а также определением изотопного возраста пород Верхнеуральского массива (см. ниже).

Эволюция первичного расплава осуществлялась по классической боуэновской схеме, но с более сложной дифференциацией в случае интрузивных пород верхнеуральского комплекса, т. к. она происходила на разных гипсометрических уровнях. В результате на диаграмме плавкости системы $Ol-Spx-Pl$ наблюдается два тренда (рис. 9). Первый из них (VURI-1) отражает дифференциацию габброидной магмы в глубинном очаге, сопровождавшуюся аккумуляцией оливина в нижней части очага и, соответственно, плагиоклаза – в верхней. Средний состав лейкократового габбро на данной диаграмме, также как и в случае трахибазальтов верхнеуральской толщи, близок к составу оливин-плагиоклазовой котектики при водном давлении 3 кбар. Средний состав кварцевых монцодиоритов второй фазы на диаграмме располагается в оливиновом поле (в результате высокого количества нормативного гиперстена). Породы существенно обеднены клинопироксеном, что соответствует и другим петрогеохимическим особенностям этих пород, т. к. в их петрогенезисе существенную роль играла именно кристаллизация клинопироксена. В результате от среднего состава этих пород к сиенитам можно наметить другой тренд (VURI-2 на рис. 9) в низкоклинопироксеновой области диаграммы. Эти же тренды проявлены на диаграмме $CaO-Sr$ (рис. 6а).

По минеральному составу породы Верхнеуральского массива являются типичными представителями шошонитовой серии (Сурин, 1997). По своим петрохимическим и минералогическим характеристикам они относятся к монцонитовому (субщелочному) подтипу кафемических интрузивных ассоциаций (Debon, Le Fort, 1983). Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов пород (клинопироксенов, биотитов, амфи-

болов, магнетитов и др.) и использование известных геотермобарометров позволили значительно конкретизировать представления об истории и механизме формирования Верхнеуральского массива (Сурин, 1997).

Подъем расплава к поверхности сопровождался образованием промежуточного очага на глубинах 20–30 км, в котором он претерпевал значительную дифференциацию, сопровождающуюся осаждением высокожелезистых минералов (оливина, клинопироксена, титанистого магнетита) и накоплением летучих компонентов при температуре 1000–1200 °С. Условия кристаллизации в очаге соответствовали титаномангнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987). В дальнейшем, видимо, очаг разделился на два более мелких очага: в периферическом приповерхностном очаге, куда отделилась более легкоплавкая и флюидонасыщенная часть расплава, происходила дифференциация с фракционированием полевошпат-амфиболовой ассоциации минералов. Таким путем образовались расплавы, исходные для рудоносных магм второй фазы внедрения. Из более «сухих» магм в глубинных условиях в результате эволюции очага образовались сиенитоидные расплавы, внедрившиеся на поздней стадии формирования массива по концентрическому разлому, образуя внешнюю кольцевую интрузию. Подобный механизм образования в принципе типичен для шошонит-латитовых интрузий (Таусон, 1982). Окончательное формирование массива произошло в гипабиссальной обстановке в условиях, пограничных между магнетитовой и магнетитсодержащей феррофациями (Ферштатер, 1987) при давлении 1.5 кбар и температуре 700–750 °С. Очевидно, охлаждение массива сопровождалось остаточной дегазацией магматического очага, продолжающейся достаточно долго после затвердевания пород. Последнее подтверждается наличием реликтов кровли массива среди замещающих ее вторичных кварцитов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Представления о возрасте верхнеуральского интрузивного комплекса до настоящего времени базировались на результатах Rb-Sr изохронного анализа, выполненных В.М. Горожаниным (Салихов, Митрофанов, 1994). Изохрона рассчитана по семи точкам, полученным в результате анализа практически всех наиболее распространенных разновид-

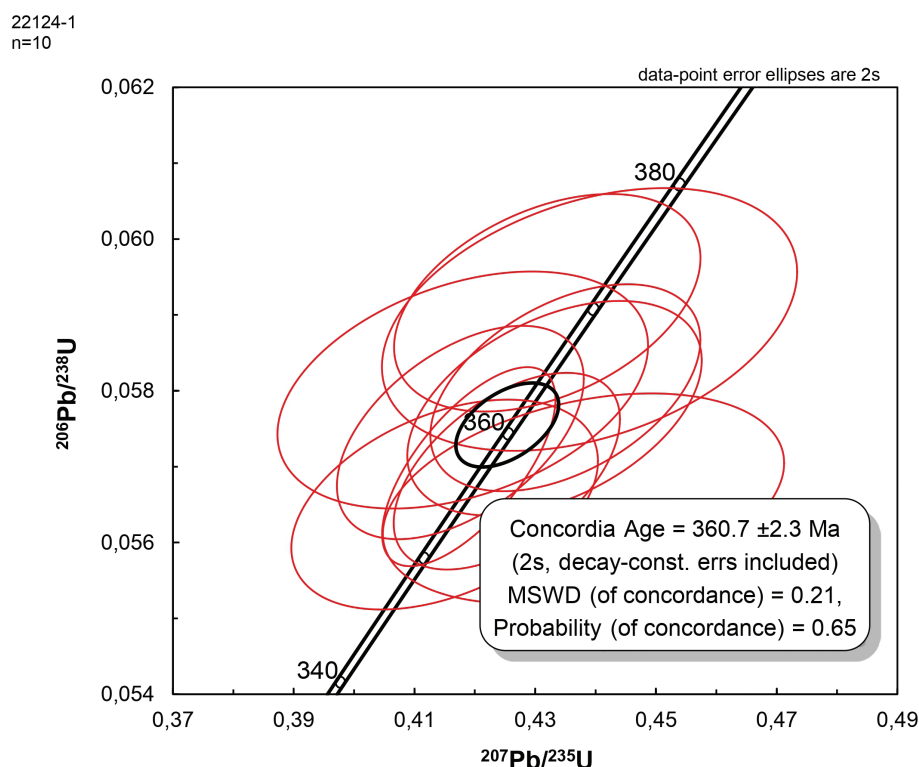


Рис. 10. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования циркона из кварцевых сиенитов третьей фазы Верхнеуральского массива (проба 22124-1).

Эллипсы показывают изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона, с учетом погрешности измерений; n – количество измерений.

Fig. 10. Results of U-Pb (SHRIMP-II) dating of zircon from quartz syenites of the third phase of the Verkhneursalsk pluton (sample 22124-1).

Ellipses show isotope ratios of individual zircon crystals taking into account the measurement error; n-is the number of measurements.

ностей пород Верхнеуральского массива (субщелочное оливиновое габбро, монцониты, кварцевые монцониты, крупнопорфировые сиениты и граносиениты). Полученное значение (362 ± 9 млн лет) отвечает фаменскому веку позднего девона и согласуется с другими геологическими данными, в том числе, с возрастом комагматичных вулканитов верхнеуральской толщи.

Нами изучены цирконы из порфировидных кварцевых сиенитов третьей фазы верхнеуральского комплекса. Структура породы порфировидная, текстура массивная. Порода сложена фенокристаллами плагиоклаза (до 5 мм) и корродированного калиевого полевого шпата, которые сцементированы мелкозернистым агрегатом плагиоклаза второй генерации, кварца и хлоритизированной роговой обманки. Структура основной массы – микроаллотриоморфнозернистая. В небольших количествах наблюдаются биотит и мусковит, а также мелкая обильная вкрапленность магнетита и единичные зерна рутила.

Выделенные цирконы – светло-розовые и прозрачные, желтые и полупрозрачные или мутные. Последние представляют собой обломки субидiomорфных длиннопризматических кристаллов, большинство с трещинами. Длина циркона варьирует от 214 до 550 мкм. В катодной люминесценции цирконы характеризуются умеренно-ярким и умеренным свечением и магматической зональностью или ее следами. По результатам U-Pb датирования для всех измеренных цирконов получен конкордантный возраст 360.7 ± 2.3 млн. лет (табл. 4, рис. 10). Содержания U в них составляют 165–1055 г/т, Th – 108–1092 г/т при незначительных вариациях Th/U отношения (0.62–1.07). Полученные данные подтверждают позднедевонский (фаменский) возраст верхнеуральского комплекса.

РУДОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

По выполненным нами расчетам в 1990 г., запасы меди на Верхнеуральском рудопоявлении составляют 220 тыс. т. Расчет сделан для площади рудопоявления, равной 0.23 км² до глубины 300 м (вскрытый разрез) при среднем содержании меди 0.3 % (Штейнберг и др., 1990ф). Невысокие запасы, возможно, объясняются дегазацией магматического очага на промежуточной стадии дифференциации.

Во время поисковых работ (Купцов и др., 1983ф) была допущена ошибка, поскольку все пробы были пропущены через шнековые дробилки, что недопустимо для проб на молибден. Нами вручную были растерты две пробы из глубоких горизонтов рудопоявления, отобранных из серицит-кварцевых метасоматитов с видимыми молибденитовыми прожилками, химический анализ которых показал высокие (рудные) содержания Мо (0.10 и 0.12 %). Эти результаты согласуются с мнением о том, что основные перспективы рудопоявления связаны с молибденовой минерализацией, которая сосредоточена преимущественно на глубоких горизонтах рудного поля (Салихов и др., 1994). Действительно, молибден-медно-порфировые месторождения с наибольшими концентрациями Мо обычно связаны именно с кварцевыми монцонитами и монцонит-порфирами (Кривцов, 1983). В пользу этого также свидетельствует повышенная концентрация F и CO₂ в амфиболах и накопление F в апатите из пород рудоносного штока в ряду от средних к кислым разновидностям (Грабежев, Белгородский, 1992), что может рассматриваться как прямое указание на их потенциальную рудоносность. По предварительной оценке, на основании выше приведенных параметров и при среднем содержании молибдена около 0.1 %, запасы Мо на рудопоявлении могут составлять около 70 тыс. т, что соответствует среднему по размерам месторождению, однако в отношении молибдена Верхнеуральское проявление до сих пор в должной мере не оценено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании минералогических, петрогеохимических и изотопно-геохимических данных установлено, что породы верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации имеют позднедевонский (фаменский) возраст и принадлежат островодужной шошонитовой серии, типичной для

развитой и зрелой стадий развития островных дуг. Продукты шошонитового магматизма приурочены к западной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги, что позволяет предположить, что западная часть указанной дуги является тыловой, а восточная – фронтальной. Это является аргументом в пользу развиваемой нами модели формирования этой островной дуги над зоной субдукции западного (в современных координатах) падения, а всей Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы – как двойной островной дуги над двумя последовательно возникшими друг за другом (в результате перескока) зонами субдукции противоположной вергентности. Это представление базируется, главным образом, на данных о миграции магматического фронта в Восточно-Магнитогорской дуге в западном направлении. Также показана возможная промышленная молибденоносность Верхнеуральского массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С. (1989) Геохимическая эволюция шошонит-латитового магматизма различных геодинамических обстановок / Кристаллическая кора в пространстве и времени: магматизм. М., Наука, 220–226.
- Беккер Ю.Р., Власов Н.Г., Львов Б.К., Михайлов Б.М., Москалева В.Н., Шкатова М.К. (1999ф) Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Санкт-Петербург, (альбом).
- Богатиков О.А., Цветков А.А. (1988) Магматическая эволюция островных дуг. М., Наука, 248 с.
- Богатиков О.А., Андреева Е.Д., Гирнис А.В. (1989) Однотипные магматические горные породы в истории Земли. М., Наука, 206 с.
- Бородин Н.С., Малахова Л.В., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б. (1984) Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М., Наука, 264 с.
- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург, Наука, 80 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 256 с.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Лагута О.Н. (1998) Шошониты севера Сибирской платформы. Доклады РАН, 361(5), 657–661.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. (1986) Редкие земли в позднекайнозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки / Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, Наука, 149–165.

- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург, Наука, 200 с.
- Гущин А.В. (1994) Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин / Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. М., Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 73–126.
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М., Наука, 429 с.
- Кежежинская П.К. (1990) Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М., Наука, 176 с.
- Кежежинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. (1988) Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий / Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск, Наука, 98–114.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 256 с.
- Купцов И.Б., Ямщикова В.В., Ляхевич Н.В. (1983ф) Отчет о проведении детальных поисков медноколчеданных руд на Урлядинском участке в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1980–1983 гг. Пос. Межозёрный, 163 с.
- Куширо И. (1984) Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг. *Материалы 27-го Международного геологического конгресса. Т. 9. Петрология*. М., Наука, 122–131.
- Маслов В.А. (1980) Девон восточного склона Южного Урала. М., Наука, 224 с.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., Кашина Л.В., Сурин Т.Н., Плохих Н.А., Цин Д.Ф. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. М., МФ ВСЕГЕИ, 127 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. (1987) Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции / Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 134–165.
- Пискунов Б.Н. (1987) Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М., Наука, 238 с.
- Плотинская О.Ю. (2023) Порфирово-эпитермальные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность. Автореферат дисс. на соиск. степ. доктора геол.-минерал. наук. М., ИГЕМ РАН, 40 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа, УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Юсупов С.Ш. (1994) Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопоявление (Южный Урал). Уфа, УНЦ РАН, 46 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М., Наука, 392 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. (1987) Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (геология, петрохимия, геохимия). Уфа, БФАН СССР, 33 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М., Наука, 197 с.
- Соловьев С.Г. (2014) Металлогения шошонитового магматизма. М., Научный Мир, 528 с. (1), 472 с. (2).
- Сурин Т.Н. (1989) Островодужные формации Учалино-Александринской зоны (Южный Урал) / Формационный анализ магматитов. Свердловск, УрО АН СССР, 41–42.
- Сурин Т.Н. (1991) Геодинамика и металлогения Учалино-Александринской зоны / Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, ПО «Уралгеология», УТП ВНТГео, 122–123.
- Сурин Т.Н. (1997) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, Геотур, 310 с.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1995) Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса. *Вестник СПбГУ*. Сер. 7. 4(28), 11–18.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1997) Интрузивные породы позднеостроводужной шошонитовой серии: геология, металлогения, геохимия и петрология (на примере Верхнеуральского массива, Южный Урал) / Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Сыктывкар, Геопринт, 106–107.
- Таусон Л.В. (1982) Геохимия и металлогения латитовых серий // *Геология. руд. месторождений*. (3). 3–14.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 368 с.
- Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. (1990) Позднемеловая шошонитовая ассоциация Центральной Камчатки. *Известия АН СССР*. Сер. геол., 7, 30–39.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. (1988) Формационный анализ рудных месторождений. М., Недра, 144 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. (1976) Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М., Наука, 147 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., МГУ, 320 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. (1989) Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М., Недра, 261 с.

- Цветков А.А. (1984) Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту. *Известия АН СССР. Сер. геол.*, 3, 24–41.
- Цветков А.А., Абрамова Е.Е. (1986) Шошониты Курильской островной дуги. *Известия АН СССР. Сер. геол.*, 2, 35–47.
- Цветков А.А., Волинец О.Н., Бейли Дж. (1993) Шошониты Курило-Камчатской островной дуги. *Петрология*, 1 (2), 123–151.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н. (1987) Средне-позднедевонский магматизм Магнитогорского прогиба / Эволюция магматизма Урала. Свердловск, УрО АН СССР, 155–157.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н., Абдулин Р.З., Иванов В.Ф., Кузнецова Н.И., Шох Л.И. (1990ф) Геологическое строение и полезные ископаемые Орловской площади (Отчет о геологическом доизучении поверхности палеозойского фундамента масштаба 1 : 25 000, крупномасштабном объемном геологическом картировании и общих поисках медноколчеданных руд на Орловской площади в пределах трапеций N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геолого-съемочным отрядом в 1985–1990 гг.). Челябинск, кн. 2, 194 с.
- Эдгар А.Д., Арима М. (1984) Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалиевых магм. *Материалы 27-го Международного геологического конгресса. Т. 9. Петрология*. М., Наука, 246–258.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, УрО РАН, 204 с.
- Appleton J.D. (1972) Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman region, Italy. *Journal of Petrology*, 13(2), 425–456.
- Briguen L., Bouguoli H., Joron J.L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297–308.
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *GSA Bulletin*, 84(9), 2981–2992.
- Debon F., Le Fort P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3), 135–149.
- Dostal J., Zentilli M., Caellas J.C., Clark A.N. (1977) Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26–28 °S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(1), 113–128.
- Ellam R.M., Hawkesworth C.J. (1988) Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (1), 72–80.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199–1212.
- Foden J. (1986) The petrology of Tambora volcano, Indonesia: a model for the 1815 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27 (1/2), 1–41.
- Gill J.B. (1970) Geochemistry of Viti Levu Fuji and its evolution as an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27(2), 179–203.
- Jakeš P., White A.J.R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *GSA Bulletin*, 83(1), 29–40.
- Keller J. (1974) Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46(1), 29–47.
- Kontack D.J., Clark A.H., Farrar E. et al. (1986) Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro Moromoni, Puno, southeastern Peru. *The Canadian Mineralogist*, 24(1), 117–135.
- MacKenzie D.E., Chappell B.W. (1972) Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 35(1), 50–63.
- Morrison G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97–108.
- Pearce J.A., Norry M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
- Pe-Piper G. (1980) Geology and geochemistry of the Miocene shoshonitic suite of Lesbos, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 387–396.
- Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. (1980) Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. *American Mineralogist*, 65(9/10), 915–919.
- Ryerson F.J., Watson E.B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2/4), 225–239.
- Thompson R.N., Fowler M.B. (1986) Subduction – related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 507–522.
- Venturelli G., Thorpe R.S., Dab Piaz G.V., Del Moro A., Potts P.J. (1984) Petrogenesis of calc-alkaline shoshonitic and associated ultra-potassic of Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 209–220.
- Wedepohl K.H. (1981) Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. *Naturwissenschaften*, 68, 110–119.
- Williams I.S. (1998) U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1–35.

REFERENCES

- Antipin V.S. (1989) Geochemical evolution of shoshonite-latitude magmatism of various geodynamic settings. In: *Ristallicheskaya rora (Crystalline Crust in Space and Time: Magmatism)*. Moscow, Nauka, 220–226. (in Russian)
- Appleton J.D. (1972) Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman region, Italy. *Journal of Petrology*, 13(2), 425–456.
- Bekker Yu.R., Vlasov N.G., Lvov B.K., Mikhailov B.M., Moskaleva V.N., Shkatova M.K. (1999) Unpublished legend of the South Ural series of sheets of the State geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 200 000 (second edition). St. Petersburg, an album. (in Russian)
- Bochkarev V.V., Surin T.N. (1993) Volcanic complexes and geodynamic evolution of the Uchaly-Aleksandrinsky and Rezh zones of the Urals. Yekaterinburg, Nauka, 80 p. (in Russian)
- Bochkarev V.V., Yazeva R.G. (2000) Subalkaline magmatism of the Urals. Yekaterinburg, UrO RAN, 256 p. (in Russian)
- Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. (1988) Magmatic evolution of island arcs. Moscow, Nauka, 248 p. (in Russian)
- Bogatikov O.A., Andreeva E.D., Giris A.V. (1989) Similar rocks in the evolution of the Earth. Moscow, Nauka, 206 p. (in Russian)
- Borodina N.S., Malakhova L.V., Rapoport M.S., Smirnov V.N., Fershtater G.B. (1984) Eugeosynclinal gabbro-granitoid series. Moscow, Nauka, 264 p. (in Russian)
- Briguen L., Bouguoli H., Joron J.L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297–308.
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *GSA Bulletin*, 84(9), 2981–2992.
- Debon F., Le Fort P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3), 135–149.
- Dostal J., Zentilli M., Caellas J.C., Clark A.N. (1977) Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26–28 °S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63 (1), 113–128.
- Edgar A.D., Arima M. (1984) Experimental study of K metasomatism using a pyrolytic mantle model and its significance for revealing the genesis of high-K magmas. *Materialy 27-go Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa. T. 9 Petrologiya (Proceedings of the 27th International Geological Congress. Vol. 9. Petrology)*. Moscow, Nauka, 246–258. (in Russian)
- Ellam R.M., Hawkesworth C.J. (1988) Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (1), 72–80.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42 (8), 1199–1212.
- Fedorov P.I., Dubik F.Yu. (1990) Late Cretaceous shoshonite association of Central Kamchatka. *Izvestiya AN SSSR, ser. geol. (Izvestia of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Series)*, 7, 30–39. (in Russian)
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of main intrusive associations. Moscow, Nauka, 232 p. (in Russian)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 368 p. (in Russian)
- Filatov E.I., Shirai E.P. (1988) Formational analysis of ore deposits. Moscow, Nedra, 144 p. (in Russian)
- Flerov G.B., Koloskov A.V. (1976) Alkaline basaltic magmatism of Central Kamchatka. Moscow, Nauka, 147 p. (in Russian)
- Foden J. (1986) The petrology of Tambora volcano, Indonesia: a model for the 1815 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(1/2), 1–41.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Igneous associations of the present-day geotectonic settings. Moscow, MGU, 320 p. (in Russian)
- Frolova T.I., Perchuk L.L., Burikova I.A. (1989) Crustal magmatism and transformation in active margins. Moscow, Nedra, 261 p. (in Russian)
- Gill J.B. (1970) Geochemistry of Viti Levu Fuji and its evolution as an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27(2), 179–203.
- Grabazhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits: example of the Urals. Yekaterinburg, Nauka, 200 p. (in Russian)
- Gushchin A.V. (1994) Magmatism of island arcs and active continental margins. In: *Geologicheskoe kartirovaniye vulkano-plutonicheskikh poyasov (Geological Mapping of Volcanic-Plutonic Belts)*. Moscow, Roskomedra, Geocart, MANPO, 73–126. (in Russian)
- Jakeš P., White A.J.R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *GSA Bulletin*, 83(1), 29–40.
- Keller J. (1974) Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46(1), 29–47.
- Kepezhinskas P.K. (1990) Cenozoic volcanic series around marginal seas. Moscow, Nauka, 176 p. (in Russian)
- Kepezhinskas P.K., Kravchenko-Berezhnoy I.R., Gulko N.I. (1988) Cenozoic shoshonite magmatism of North Kamchatka and problem of tectonic interpretation of island-arc shoshonite series. In: *Mafitovyie formatsii zon aktivizatsii na rasnykh etapakh evolyutsii litosfery (Mafic Complexes of Activation Zones at Different Stages of Evolution of the Lithosphere)*. Novosibirsk, Nauka, 98–114. (in Russian)
- Kontack D.J., Clark A.H., Farrar E. et al. (1986) Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro

Moromoroni, Puno, southeastern Peru. *The Canadian Mineralogist*, 24(1), 117–135.

Krivtsov A.I. (1983) Geological basis of forecast and prospecting for porphyry copper deposits. Moscow, Nedra, 256 p. (in Russian)

Kuptsov I.B., Yamshchikova V.V., Lyakhovich N.V. (1983) Unpublished report on detailed prospecting for copper massive sulfide ores at the Urlyady area in the Verkhneuralsk district of the Chelyabinsk region in 1980–1983. Mezhozern, 163 p. (in Russian)

Kushiro I. (1984) Genesis of island arc magmas on example of the Japanese arcs. *Materialy 27-go Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa. T. 9 Petrologiya (Proceedings of the 27th International Geological Congress. Vol. 9. Petrology)*. Moscow, Nauka, 122–131. (in Russian)

MacKenzie D.E., Chappell B.W. (1972) Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 35(1), 50–63.

Maslov V.A. (1980) Devonian of the eastern slope of South Urals. Moscow, Nauka, 224 p. (in Russian)

Morrison G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97–108.

Moseychuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G., Kashina L.V., Surin T.N., Plokhikh N.A., Qin D.F. (2017) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. South Urals series. Sheet N-40-XXIV. Moscow, MF VSEGEI, 127 p. (in Russian)

Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. (1987) Features of the composition and tectonic significance of ophiolites above the subduction zone. In: *Geologiya okrainnykh basseynov (Geology of Marginal Basins)*. Moscow, Mir, 134–165. (in Russian)

Pearce J.A., Norry M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.

Pe-Piper G. (1980) Geology and geochemistry of the Miocene shoshonitic suite of Lesbos, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 387–396.

Piskunov B.N. (1987) Geological and petrological specificity of island arc volcanism. Moscow, Nauka, 238 p. (in Russian)

Plotinskaya O.Yu. (2023) *Porphyry-epithermal systems of the Urals: matter sources, evolution and zonation*. (Abstract of the Doctor Dissertation). Moscow, IGEM RAN, 40 p. (in Russian)

Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. (1980) Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. *American Mineralogist*, 65(9/10), 915–919.

Ryerson F.J., Watson E.B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2/4), 225–239.

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk Zone of South Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, and geodynamics. Moscow, Nauka, 392 p. (in Russian)

Salikhov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) Intrusive magmatism of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of the Magnitogorsk Megasyntorium (South Urals). Ufa, UNTs RAN, 142 p. (in Russian)

Salikhov D.N., Mitrofanov V.A., Yusupov S.S. (1994) Verkhneuralsk porphyry Cu–Mo occurrence (South Urals). Ufa, UNTs RAN, 46 p. (in Russian)

Salikhov D.N., Yarkova A.V., Salikhova R.N., Moseychuk V.M. (1987) Volcanism of the Late Devonian Magnitogorsk Megasyntorium: geology, petrochemistry, and geochemistry. Ufa, BFAN USSR, 33 p. (in Russian)

Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamensky S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of South Urals. Moscow, Nauka, 197 p. (in Russian)

Solov'ev S.G. (2014) Metallogeny of shoshonite magmatism. Moscow, Nauchny mir, 528 p. (1), 472 p. (2). (in Russian)

Steinberg A.D., Surin T.N. (1987) Middle-Late Devonian magmatism of the Magnitogorsk Trough. In: *Evolutsiya magmatizma Urala (Evolution of Magmatism of the Urals)*. Sverdlovsk, UrO AN USSR, 155–157. (in Russian)

Shteinberg A.D., Surin T.N., Abdulin R.Z., Ivanov V.F., Kuznetsova N.I., Shokh L.I. (1990) Geological structure and mineral resources of the Orlovskaya area: an unpublished report on geological re-examination of the surface of the Paleozoic basement on a scale of 1 : 25 000, large-scale volumetric geological mapping and general searches for copper massive sulfide ores in the Orlovskaya area within sheets nos. N-40-71-G and N-40-83-B conducted by the Orlovsky geological survey team in 1985–1990. Chelyabinsk, book 2, 194 p. (in Russian)

Surin T.N. (1989) Island arc complexes of the Uchaly-Aleksandrinsky zone (South Urals). In: *Formatsionnyy analiz magmatitov (Formational analysis of Igneous Rocks)*. Sverdlovsk, UrO AN USSR, 41–42. (in Russian)

Surin T.N. (1991) Geodynamics and metallogeny of the Uchaly-Aleksandrinsky zone. In: *Geodinamika i metallogeniya Urala (Geodynamics and Metallogeny of the Urals)*. Sverdlovsk, IGG UrO AN USSR, PO «Uralgeologiya», UTP VNTGeO, 122–123. (in Russian)

Surin T.N. (1997) Petrological and mineralogical studies of igneous rocks of the East Magnitogorsk belt (South Urals). Miass, Geotour, 310 p. (in Russian)

Surin T.N., Moseychuk V.M. (1995) Geodynamics of the evolution of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Vestnik SPbGU. Ser. 7 (Bulletin of the St. Petersburg State University. Series 7)*. 4 (28), 11–18. (in Russian)

- Surin T.N., Moseychuk V.M. (1997) Intrusive rocks of late-arc shoshonite series: geology, metallogeny, geochemistry and petrology: example of the Verkhneuralsk pluton, South Urals. In: *Granitoidnye vulkano-plutonicheskie assotsiatsii: petrologiya, geodinamika, metallogeniya (Granitoid Volcanic-Plutonic Associations: Petrology, Geodynamics, and Metallogeny)*. Syktyvkar, Geoprint, 106–107. (in Russian)
- Tauson L.V. (1982) Geochemistry and metallogeny of latite series. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, (3), 3–14 (in Russian)
- Thompson R.N., Fowler M.B. (1986) Subduction – related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 507–522.
- Tsvetkov A.A. (1984) Subalkaline basaltic magmatism of active ocean-to-continent transition zones. *Izvestiya AN SSSR, Ser. geol. (Izvestia of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Series)*, 3, 24–41. (in Russian)
- Tsvetkov A.A., Abramova E.E. (1986) Shoshonites of the Kuril island arc. *Izvestiya AN SSSR, Ser. geol. (Izvestia of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Series)*, 2, 35–47. (in Russian)
- Tsvetkov A.A., Volynets O.N., Bailey J. (1993) Shoshonites of the Kuril-Kamchatka island arc. *Petrologiya (Petrology)*, 1(2), 123–151. (in Russian)
- Vasil'ev Yu.R., Zolotukhin V.V., Laguta O.N. (1998) Shoshonites of the north of the Siberian platform. *Doklady RAN (Doklady Russian Academy of Sciences)*, 361(5), 657–661. (in Russian)
- Venturelli G., Thorpe R.S., Dab Piaz G.V., Del Moro A., Potts P.J. (1984) Petrogenesis of calc-alkaline shoshonitic and associated ultra-potassic of Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 209–220.
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Chuvashova L.A., Smirnova E.V. (1986) Rare earths in the Late Cenozoic high-K volcanic rocks of Kamchatka. In: *Geokhimiya vulkanitov razlichnykh geodinamicheskikh obstanovok (Geochemistry of Volcanic Rocks of Various Geodynamic Settings)*. Novosibirsk, Nauka, 149–165. (in Russian)
- Wedepohl K.H. (1981) Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. *Naturwissenschaften*, 68, 110–119.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1–35.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) Geology and geodynamics of South Urals: experience of geodynamic mapping. Yekaterinburg, UrO RAN, 204 p. (in Russian)
- Zaikov V.V. (2006) Volcanism and sulfide mounds of paleoceanic margins: example of massive sulfide zones of the Urals and Siberia. Moscow, Nauka, 429 p. (in Russian)

Информация об авторе

Сурин Тимофей Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, Заведующий Отделом региональной геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири, Всероссийский научно-исследовательский институт имени академика А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru

Timofey N. Surin – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Head of the Department of Regional Geology and Mineral Deposits of Urals and Western Siberia, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru