

**PETROGENESIS OF POST-ACCRETIONARY GRANITES OF THE KIZIL COMPLEX, SOUTHERN URALS: GEOCHEMISTRY, Sr-Nd ISOTOPIC DATA, U-Pb AGE**E.A. Vasyukova ^{1,2✉}, I.R. Rakhimov ³

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptuyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

³ Institute of Geology, Ufa Science Center of the Russian Academy of Sciences, 16-2 Karl Marx St, Ufa 450077, Republic of Bashkortostan, Russia

ANNOTATION. The Late Devonian – Early Carboniferous intrusive magmatism in the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals is associated with post-island arc reconstruction of the earth's crust during the assembly of the Laurasia supercontinent. Magmatic bodies usually have a submeridional orientation, and the rocks are compositionally variegated and display mixed geochemical characteristics of supra-subduction and intraplate magmatism. A small proportion of magmatism falls within plagiogranites, the earliest of which correspond to the Kizil complex, which records the continental-type crust formation at the base of the Magnitogorsk island-arc terrane. It has been found that thin dikes and sills of the Kizil complex occur widely in the central part of the West Magnitogorsk zone and are represented by metasomatized plagiogranites with wide variations in alumina content (12–18 %), iron content (Fe# 0.7–0.9) and total REE (117–347 ppm). The ID TIMS method yielded four U-Pb zircon ages of which the 345 ± 6 Ma value agrees most satisfactorily with the geological data; other values may be associated with the assimilation of host rocks and metasomatism of granites. Based on the microelement (variable minimums for Eu and Sr, minimums for Ti, Nb and Ta) and isotopic composition of Sr, Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}^{(345)} = 5.9-6.0$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(345)} = 0.7041-0.7051$), it was concluded that the main source of the Kizil granitoids could be amphibolized mafic rocks of the ophiolite association, thrust onto the margin of the Laurussia paleocontinent along the Main Ural Fault zone to the west of the West Magnitogorsk zone.

KEY WORDS: West Magnitogorsk zone; collision; metasomatically altered granite; petrology; geochemistry; U-Pb age; Sr-Nd isotopy

FUNDING: The work was supported by the Russian Science Foundation (grant 22-77-10049, <https://rscf.ru/project/22-77-10049/>).



EDN: ILHQFH

RESEARCH ARTICLE**Correspondence:** Elena A. Vasyukova, helenav@igm.nsc.ru

Received: July 4, 2024

Revised: December 6, 2024

Accepted: January 13, 2025

FOR CITATION: Vasyukova E.A., Rakhimov I.R., 2025. Petrogenesis of Post-Accretionary Granites of the Kizil Complex, Southern Urals: Geochemistry, Sr-Nd Isotopic Data, U-Pb Age. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (1), 0807. doi:10.5800/GT-2025-16-1-0807

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОСТАККРЕЦИОННЫХ ГРАНИТОВ КИЗИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОХИМИЯ, Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ, U-Pb ВОЗРАСТ

Е.А. Васюкова^{1,2}, И.Р. Рахимов³

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, Республика Башкортостан, Россия

АННОТАЦИЯ. Интрузивный магматизм позднего девона – раннего карбона в Западно-Магнитогорской зоне связывается с постостроводужной перестройкой Южного Урала при сборке суперконтинента Лавразия. Магматические тела обычно имеют субмеридиональную ориентировку, а породы характеризуются пестрым вещественным составом со смешанными геохимическими характеристиками надсубдукционного и внутриплитного магматизма. Незначительная доля магматизма приходится на граниты, самые ранние из которых отвечают кизильскому комплексу, фиксирующему формирование коры континентального типа на базе Магнитогорского островодужного террейна. Установлено, что маломощные дайки и силлы кизильского комплекса развиты в центральной части Западно-Магнитогорской зоны и представлены метасоматизированными гранитами с широкими вариациями глиноземистости (Al_2O_3 12–18 %), железистости ($Fe\#$ 0.7–0.9) и суммы РЗЭ (117–347 г/т). Методом ID TIMS получены четыре U-Pb датировки по циркону, из которых возраст 345 ± 6 млн лет наиболее удовлетворительно согласуется с геологическими данными, остальные датировки могут быть связаны с ассимиляцией вмещающих пород и метасоматозом гранитов. На основе микроэлементного (варьирующиеся минимумы по Eu и Sr, минимумы по Ti, Nb и Ta) и изотопного состава Sr, Nd ($\epsilon Nd_{(t)} = 5.9–6.0$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0.7041–0.7051$) сделан вывод о том, что основным источником кизильских гранитоидов могли быть амфиболизированные базиты офиолитовой ассоциации, надвинутые на окраину палеоконтинента Лавруссия по зоне Главного Уральского разлома к западу от Западно-Магнитогорской зоны.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Западно-Магнитогорская зона; коллизия; метасоматизированный гранит; петрология; геохимия; U-Pb возраст; Sr-Nd изотопия

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 22-77-10049, <https://rscf.ru/project/22-77-10049/>).

1. ВВЕДЕНИЕ

Ранний карбон на Южном Урале ознаменован завершающей стадией коллизии Магнитогорской островной дуги и Лавруссии, возникшей при слиянии палеоконтинентов Балтика и Лаврентия [Puchkov, 2010]. В результате этого возникла Западно-Магнитогорская зона (ЗМЗ), а наиболее магмопроницаемой ее частью была Худолазовская мульда, пронизанная сотнями разнообразных по морфологии и вещественному составу интрузий, отнесенных к нескольким комплексам – ба-саевскому, худолазовскому и др. [Salikhov et al., 2019]. Однако в южноуральской серии геологических карт нового поколения масштаба 1:200000 все интрузии отнесены к единому худолазовскому многофазному комплексу раннего карбона. В пределах ЗМЗ наиболее многочисленны маломощные силло-дайковые габброидные тела и мелкие хонолиты дифференцированного состава, в небольшом количестве развиты и гранитоидные тела. Большая часть последних Д.Н. Салиховым с соавторами [Salikhov et al., 2019] на основании геолого-геохимических данных отнесена к кизильскому гранитоидному комплексу.

Отмеченные габброидные и гранитоидные интрузии имеют важное значение для палеогеодинамической реконструкции ЗМЗ, поскольку они являются при-

мером контрастного постостроводужного (постаккреционного) магматизма [Salikhov et al., 2013, 2019]. Их отличительной особенностью является приуроченность к разрывным нарушениям, заложенным на коре зрелой островной дуги, и смешанность геохимических характеристик пород надсубдукционных и внутриплитных обстановок [Salikhov et al., 2019]. Формирование гранитоидов в этой зоне, по всей видимости, фиксирует начальную стадию развития коры континентального типа, заложенной на базе островодужного террейна, а их изучение дает возможность определить ключевые геолого-геохимические признаки данного процесса. В статье представлены результаты геологических, минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований гранитоидов кизильского комплекса, оценен U-Pb возраст пород, обсуждены условия их кристаллизации и источники магм. Впервые приведены результаты комплексного исследования петрогенезиса кизильских гранитоидов и предлагается тектоническая модель их формирования.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРОБООТБОР

Кизильский комплекс был выделен Д.Н. Салиховым в виде даек риолит-порфиоров [Salikhov et al., 2019], но на геологических картах нового поколения [State

Geological Map..., 2015] они изображены как вторая фаза худолазовского дифференцированного комплекса. В худолазовский комплекс, датированный по циркону и бадделлиту 325–329 млн лет [Salikhov, Berdnikov, 1985; Salikhov et al., 2019], включали многочисленные

мелкие хонолиты, дайки, силлы и штоки пород от ультрамафитового до кислого состава. Однако факты пересечения даек гранитоидов базитовыми интрузиями (рис. 1, в), а также обнаружение нами ксенолитов гранитоидов в габброидах силлов свидетельствуют о

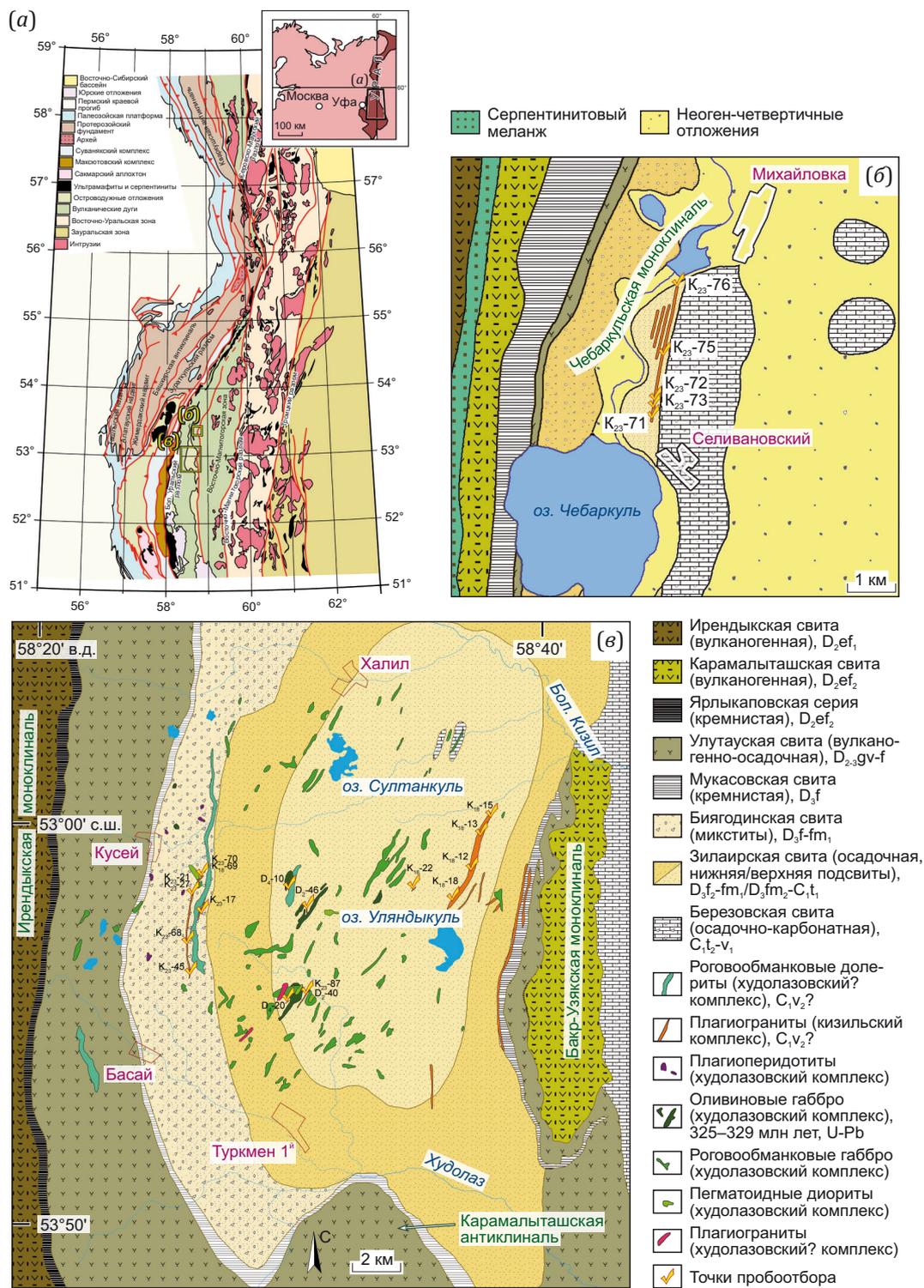


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Южного Урала (а) по [Brown et al., 2006]; геологическая схема района Чебаркульской моноклинали (б) и Худолазовской мульды (в) с точками пробоботбора по [Rakhimov et al., 2023; Rakhimov, Samigullin, 2024].
Fig. 1. The scheme of geological structure of the Southern Urals (a) after [Brown et al., 2006]; geological scheme of the Chebarkul monocline area (б), and the Khudolaz trough (в) with sampling points after [Rakhimov et al., 2023; Rakhimov, Samigullin, 2024].

самостоятельности комплекса кислых пород. По нашим данным кизильский комплекс представлен не только дайками, но и sillами тонкозернистых гранит-порфиров. Видимая мощность интрузий варьируется от 1.5 до 50 м в разных телах. Четкие контакты с другими интрузиями нами не обнаружены.

Большинство интрузий кизильского комплекса выявлено в Худолазовской мульде, расположенной в центральной части Западно-Магнитогорской зоны. Худолазовская синклиналь, вмещающая огромное множество мелких интрузивных тел разного состава, представляет собой асимметричную мульду с наклоном западного крыла 20–30°, а восточного – 30–40° [Salikhov, Pshenichny, 1984]. Она зажата между брахиантиклиналями – Юлдашевской с севера, Бакр-Узякской с востока, Карамалыташской и Сибайской с юга, а с запада ограничена Ирендыкской антиклинальной зоной. Размеры мульды около 40×20 км. Ее слагают девонские вулканогенно-осадочные комплексы, формировавшиеся во время надсубдукционной стадии развития Южного Урала. Ее центральная часть (ядро) выполнена глинисто-терригенными породами зилаирской свиты (D₃fm), далее к западу развиты туфы базальтов, андезитов, дацитов, туфогравелиты, туфопесчаники биягодинской свиты (D₃f), глинисто-кремнистые толщи мукасовской свиты (D₃f), терригенные породы улутауской свиты (D₂₋₃zv-f), базальтовые порфиры ирендыкской свиты (D₁em). Подошва мульды, по разным оценкам находящаяся на глубине от 2.0 до 4.5 км [Zakharov, Tkachev, 1984; State Geological Map..., 2015], подстилается силурийско-раннедевонскими вулканогенно-осадочными породами, ниже которых находятся раннепалеозойские офиолиты Палеоуральского океана

(обнажены в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) в 15 км к западу от мульды), еще ниже – рифейские осадочно-метаморфические породы окраины палеоконтинента Лавруссия [Znamensky, 2009; Puchkov, 2010].

В западном крыле Худолазовской мульды маломощные sillы гранитоидов кизильского комплекса тянутся параллельно и пространственно ассоциируют с долеритовыми sillами худолазовского комплекса. В одном из долеритовых sillов были обнаружены ксенолиты гранитоидов кизильского типа. Здесь же в одном из шурфов удалось задокументировать контакт sillа гранитоидов с вмещающими песчаниками (рис. 2, обр. K₂₃-21), где выражена тонкая зона закалки, угол падения 15°, азимут падения 130°. Простираение даек и sillов обычно меняется от ЗСЗ 340° до ССЗ 355°, реже встречается СВ 30°. Нередко тела извилисты.

Гранитоиды кизильского типа также обнаружены нами и за пределами Худолазовской мульды. Так, несколько маломощных sillов субмеридионального простираения таких же по геологическим и петрографическим особенностям гранитоидов обнаружены нами в Чебаркульской моноклинальной структуре в 30 км к северу от мульды (см. рис. 1, б). Все они локализованы вдоль Кизильского регионального разлома, но на геологических картах старого и нового поколения они не отображены. Крупнейший из sillов, протяженностью не менее 3.5 км и видимой мощностью до 15 м, был опробован (обр. K₂₃-71, -72, -75, -76). Чебаркульская моноклинальная структура, ограниченная с востока Кизильским разломом и с запада Кушеевским разломом, имеет ширину 4–5 км и сложена карбонатно-терригенными отложениями бугодакской (D₃f) и зилаирской (D₁fm) свит. В районе развития



Рис. 2. «Горячий» контакт sillа гранитоидов с вмещающими песчаниками биягодинской свиты.

Fig. 2. "Hot" contact of sills of granitoid rocks with host sandstones of the Biyagoda Formation.

гранитоидных силлов осадочные породы зилаирской свиты имеют простирание ССЗ 355°, падение крутое восточное с углом до 75°. Восточнее Кизильского разлома залегают карбонатные отложения березовской свиты (C₁t), но степень их обнаженности в этом районе крайне слабая, кизильские гранитоиды нами в них не обнаружены.

3. МЕТОДИКА

Полевое геологическое изучение комплекса проведено в 2018 и 2023 гг. Собрана коллекция из 26 образцов, включая пробу для выделения циркона с целью датирования.

Петрографические и минералогические исследования проведены с использованием методов оптической (поляризационные микроскопы Altami Polar 3 и Carl Zeiss A1) и электронной (сканирующие электронные микроскопы Tescan Vega Compact и Tescan Mira 3, оснащенные ЭДС-детекторами Oxford Energy) микроскопии в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) и ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Рентгеноспектральные микроанализы проводились при напряжении 20 кВ и токе зонда 3.7–4.0 нА.

Валовый состав пород определен рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН на энергодисперсионном спектрометре X-Calibur (Израиль). Пределы обнаружений для петрогенных элементов составляли от 0.01 до 0.02 мас. %. Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород. Содержания примесных элементов измерены с помощью масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (масс-спектрометр Perkin Elmer NexION 300S, США) после микроволнового растворения в смеси кислот HCl+HNO₃+HF в блоке чистых помещений (класс 6 и 7 по ГОСТ Р ИСО 14644-1-2017) в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Измерения изотопных отношений Rb и Sr, Sm и Nd выполнены на термоионизационном масс-спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan, США) также в ЦКП «Геоаналитик». Для контроля инструментальной стабильности и краткосрочной воспроизводимости использовали изотопный стандарт стронция NIST SRM 987 с результирующим значением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr на период измерений 0.710250±11 (1SD, N=6). Содержания Sr и Rb в пробе холостого опыта составили 0.30 и 0.05 нг соответственно. Изотопные отношения были нормализованы по отношению ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.3752. Для контроля измерения изотопные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd определялись в стандартном образце BCR-2 (все отношения нормализованы к ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219). Детально применяемые методы пробоподготовки и измерений описаны в работах [Vishnevskaya, 2018; Azovskova et al., 2020]. При расчете величин εNd_(t) использованы значения CHUR по [Bouvier et al., 2008]: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512630, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1960; DM по [Blichert-Toft, Puchtel, 2010]: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.2135. В качестве современного отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{UR} принято 0.7050 [Faure, 1989].

Определение возраста циркона проведено U-Pb методом TIMS по стандартной процедуре в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb – по методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Геохронологические исследования (обр. K₁₈-18) проводились на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262. Холостое загрязнение полного анализа составляло менее 0.10–0.08 нг для свинца и 0.01–0.04 нг для урана. Погрешности определений изотопного состава свинца составляли 0.025 % на стандартах SRM-982. Координаты точек и параметры изохрон вычислялись по программам «PbDAT» [Ludwig, 1991] и «ISOPLOT» [Ludwig, 2012]. Расчет возраста проведен по принятым величинам констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Ошибки приведены на уровне 2σ.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Петрография и минералогия пород

Породы кизильского комплекса имеют обычно желтовато-светло-серую окраску. Текстура массивная, структура мелко- и среднезернистая, варьируется от порфириовидной до равномерно-зернистой. Вкрапленники представлены в основном короткопризматическим идиоморфным плагиоклазом (0.5–1.0 мм, редко до 2 мм) и/или кварцем (до 0.3 мм) (рис. 3, а–г). Макроскопически, судя по характерным поперечным и продольным сечениям (рис. 3, ж), в отдельных образцах в качестве вкрапленников присутствовал амфибол (нацело замещенный хлоритом). Основная масса имеет гранит-офитовую структуру и сложена преимущественно полевыми шпатами и кварцем, спорадически встречается биотит (обр. K₁₈-15). Породы сильно изменены. Полевые шпаты пелитизированы, серицитизированы и альбитизированы – методом ЭДС установлены каолинит и серицит, а на классификационной диаграмме An-Ab-Ort практически все точки составов полевых шпатов попадают в поле альбита с незначительной тенденцией в сторону олигоклаза и анортоклаза (рис. 3, з). Темноцветные минералы целиком замещены агрегатом из карбоната, лейкоксена и хлорита в разных соотношениях. Биотит также замещен мусковитом.

Характерные акцессорные минералы – апатит, циркон, рутил (игольчатые кристаллы), титанит, монацит, ксенотим. Часто присутствуют ксеноморфные рыже-черные пятна (рис. 3, д, е) небольших размеров (первые миллиметры), обусловленные неравномерным распределением агрегатов вторичных окислов железа и связанные с окислением рассеянно вкрапленно-го пирита.

В западном борту Худолазовской мульды, наряду с силлами гранитоидов, был обнаружен параллельный им силл, сложенный метасоматизированными диоритами (обр. K₂₃-17), петрографически отличающимися от гранитоидов более высоким содержанием хлорита

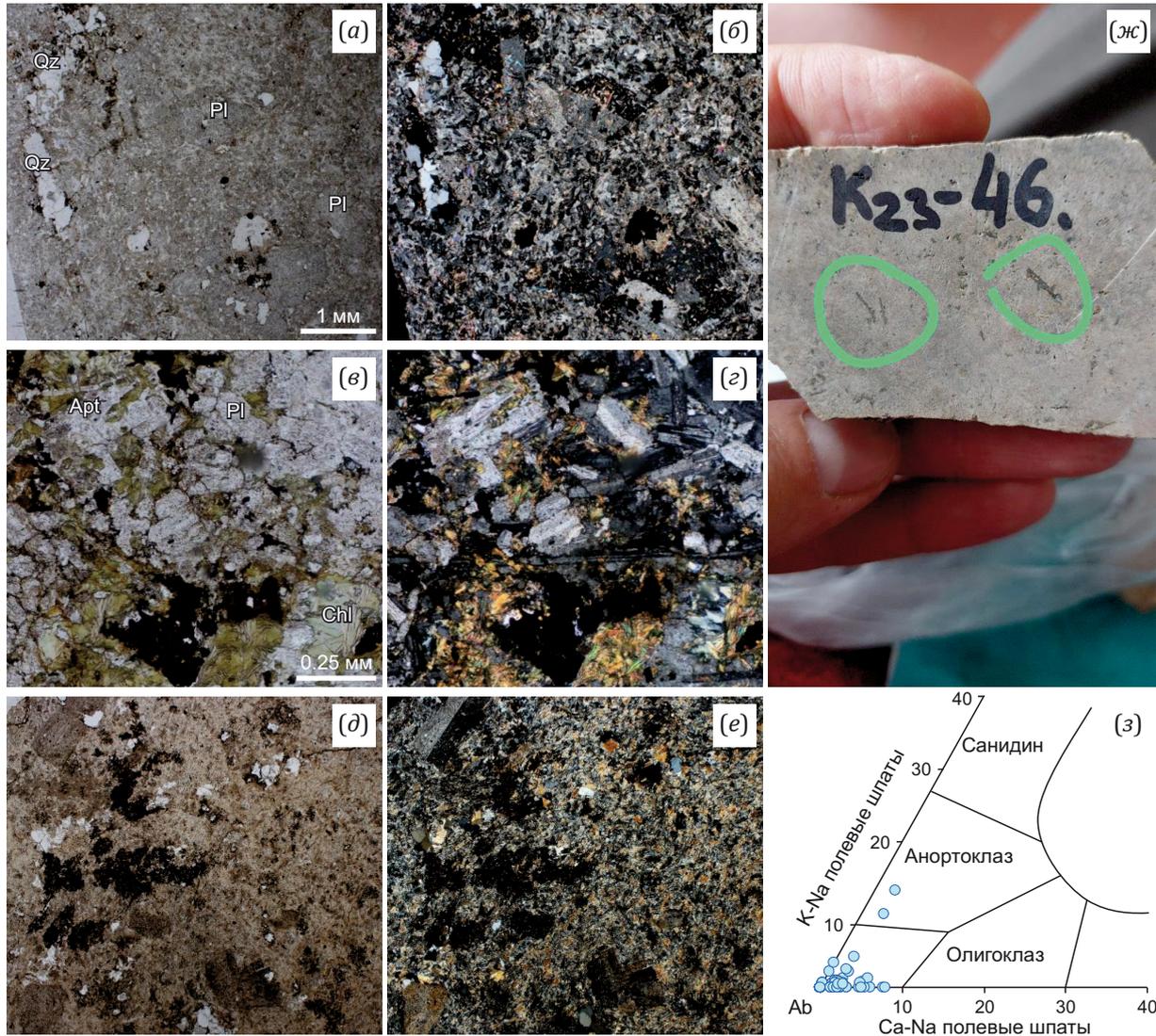


Рис. 3. Минералогия гранитов кизильского комплекса.

(а, б) – порфировые вкрапленники полевых шпатов и кварца на фоне гранит-офитовой мелкозернистой основной массы; (в, з) – хлорит-карбонат-лейкоксоновые агрегаты на месте первично-магматических минералов-темноцветов; (д, е) – агрегаты вторичных минералов, замещающих рассеянно вкрапленный пирит; (жс) – кристаллы вкрапленников амфибола на спиле образца гранитоида; (з) – классификационная диаграмма для полевых шпатов.

Fig. 3. Mineralogy of the Kizil complex granites.

(а, б) – porphyritic phenocrysts of feldspars and quartz in granite-ophite fine-grained groundmass; (в, з) – chlorite-carbonate-leucocoxene aggregates at the primarily magmatic dark-colored mineral-related sites; (д, е) – aggregates of secondary minerals replacing dispersed disseminated pyrite; (жс) – phenocrysts of amphibole on the saw-cut surface of a granite sample; (з) – classification plot for feldspars.

(до 15 об. %), предположительно заместившего амфибол, и отсутствием кварца во вкрапленниках. Эта интрузия, предположительно, также относится к кизильскому комплексу.

4.2. Геохимия пород

Содержания петрогенных и редких элементов, а также ключевые геохимические отношения приведены в табл. 1. Петрографические исследования показали значительную степень вторичных изменений пород, поэтому к составам были применены критерии измененности по [Large et al., 2001], допустимые

к использованию для субвулканических пород. На диаграмме AI – ССРІ (рис. 4, а) точки исследуемых пород сдвинуты из области «малоизмененных пород» в сторону области альбитизированных пород, что подтверждается петрографическими исследованиями и диаграммой на рис. 4, б. Однако смещение роя точек в область метаморфических преобразований (рис. 4, а), предполагающих субизохимический характер изменений, позволяет нам принять степень измененности пород удовлетворительной для геохимических исследований и последующей петрологической интерпретации.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах кизильского комплекса

Table 1. Concentrations of petrogenic (wt. %) and rare elements (ppm) in rocks of the Kizil complex

| Образец | D ₂ -40 | D ₄ -20 | K ₁₈ -15 | K ₂₃ -46 | K ₁₈ -69 | K ₂₃ -70 | K ₁₈ -13 | K ₂₃ -68 | K ₂₃ -87 | K ₂₃ -45 | K ₁₈ -12 | K ₂₃ -21 | D ₄ -10 | K ₁₈ -18 | D ₂ -46 | K ₁₈ -22 | K ₂₃ -17 | K ₂₃ -76 | K ₂₃ -71 | K ₂₃ -75 | K ₂₃ -72 |
|--------------------------------|-----------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|---------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| | Худолазовская площадь | | | | | | | | | | | | | | | | | Чебаркульская площадь | | | |
| SiO ₂ | 66.30 | 67.47 | 67.99 | 68.31 | 68.73 | 68.77 | 68.85 | 68.91 | 68.96 | 69.65 | 70.27 | 70.61 | 70.78 | 71.00 | 72.86 | 73.52 | 58.86 | 70.77 | 71.30 | 71.54 | 72.24 |
| TiO ₂ | 0.50 | 0.43 | 0.32 | 0.46 | 0.45 | 0.42 | 0.22 | 0.45 | 0.40 | 0.44 | 0.31 | 0.44 | 0.24 | 0.28 | 0.29 | 0.15 | 1.79 | 0.72 | 0.54 | 0.65 | 0.54 |
| Al ₂ O ₃ | 18.17 | 16.73 | 16.79 | 16.95 | 16.98 | 16.45 | 16.90 | 15.89 | 16.50 | 16.06 | 18.19 | 16.92 | 17.10 | 18.17 | 16.18 | 16.75 | 15.09 | 12.47 | 11.83 | 12.62 | 13.38 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.59 | 4.08 | 4.96 | 2.91 | 2.56 | 2.68 | 4.02 | 2.53 | 4.23 | 2.55 | 0.97 | 2.69 | 2.33 | 1.44 | 1.64 | 1.04 | 8.21 | 6.08 | 5.67 | 4.95 | 3.39 |
| MnO | 0.08 | 0.04 | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.08 | 0.13 | 0.03 | 0.12 | 0.01 | 0.10 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.18 | 0.02 | 0.13 | 0.06 | 0.05 |
| MgO | 1.65 | 1.03 | 0.39 | 0.54 | 0.47 | 0.94 | 0.37 | 0.56 | 0.41 | 0.66 | 0.20 | 0.58 | 0.53 | 0.28 | 0.43 | 0.09 | 3.54 | 0.35 | 0.36 | 0.57 | 0.21 |
| CaO | 1.37 | 0.97 | 0.19 | 0.39 | 0.68 | 1.65 | 0.91 | 1.52 | 0.34 | 0.85 | 0.14 | 0.50 | 0.36 | 0.12 | 0.43 | 0.06 | 2.65 | 0.23 | 0.80 | 0.79 | 0.35 |
| Na ₂ O | 5.36 | 6.84 | 5.99 | 8.72 | 9.11 | 7.14 | 5.90 | 7.35 | 7.15 | 8.35 | 5.82 | 6.50 | 5.03 | 6.35 | 6.32 | 7.19 | 6.24 | 6.45 | 7.51 | 5.90 | 6.59 |
| K ₂ O | 1.28 | 0.34 | 1.30 | 0.75 | 0.16 | 0.90 | 1.41 | 0.99 | 1.11 | 0.68 | 2.35 | 0.86 | 1.32 | 1.65 | 0.97 | 0.91 | 0.43 | 0.20 | 0.86 | 0.53 | 1.42 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.21 | 0.15 | 0.01 | 0.11 | 0.17 | 0.16 | 0.01 | 0.15 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.49 | 0.33 | 0.19 | 0.24 | 0.19 |
| S | ND | <0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.00 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | <0.01 |
| ППП | 0.01 | 1.51 | 1.99 | 1.39 | <0.05 | 1.15 | 1.82 | 1.26 | 1.35 | 1.25 | 0.78 | 1.15 | 1.42 | 1.19 | <0.05 | 0.56 | 2.82 | 2.21 | 1.13 | 1.66 | 1.21 |
| Сумма | 100.72 | 99.53 | 100.19 | 100.66 | 99.48 | 100.36 | 100.49 | 99.71 | 100.65 | 100.76 | 99.05 | 100.51 | 99.28 | 100.51 | 99.18 | 100.29 | 100.29 | 99.82 | 100.34 | 99.50 | 99.56 |
| Fe# | 0.66 | 0.73 | 0.90 | 0.79 | 0.79 | 0.66 | 0.88 | 0.76 | 0.88 | 0.73 | 0.78 | 0.76 | 0.75 | 0.78 | 0.73 | 0.89 | 0.62 | 0.92 | 0.92 | 0.86 | 0.92 |
| ASI | 1.35 | 1.20 | 1.45 | 1.06 | 1.02 | 0.98 | 1.25 | 0.94 | 1.21 | 0.98 | 1.46 | 1.33 | 1.63 | 1.45 | 1.29 | 1.29 | 0.90 | 1.13 | 0.78 | 1.05 | 1.03 |
| Th | 3.9 | 3.8 | 3.6 | 5.7 | 4 | 5.5 | 4 | 5.9 | 4.3 | 5.4 | 9.3 | 5.8 | 8.8 | 4.8 | 5.6 | 5.1 | 1.4 | 3.8 | 5.7 | 6.9 | 7.3 |
| U | 1.9 | 1.4 | 1.25 | 1.4 | 1.4 | 1.6 | 1.25 | 1.4 | 1.5 | 1.8 | 2 | 1.6 | 2.1 | 1.3 | 1.9 | 1.8 | 0.64 | 1.4 | 1.9 | 2.3 | 2.6 |
| Rb | 25 | 4.6 | 18.5 | 16.6 | 2.5 | 25 | 22 | 15.8 | 26 | 12.8 | 24 | 19 | 162 | 29 | 18.2 | 17.5 | 8.7 | 0.52 | 5.5 | 4.9 | 11.3 |
| Ba | 278 | 87 | 235 | 444 | 41 | 357 | 319 | 345 | 318 | 314 | 602 | 304 | 222 | 194 | 172 | 202 | 55 | 57 | 161 | 196 | 256 |
| Sr | 384 | 246 | 136 | 298 | 361 | 863 | 139 | 298 | 241 | 299 | 67 | 366 | 190 | 149 | 172 | 228 | 713 | 69 | 51 | 62 | 46 |
| La | 26 | 27 | 25 | 33 | 20 | 35 | 28 | 35 | 27 | 31 | 27 | 33 | 24 | 27 | 29 | 29 | 17.2 | 28 | 36 | 42 | 66 |
| Ce | 58 | 55 | 56 | 64 | 45 | 63 | 60 | 68 | 55 | 48 | 54 | 64 | 49 | 58 | 57 | 62 | 42 | 37 | 77 | 93 | 113 |
| Pr | | 7.6 | 5.9 | 6.8 | 8.3 | 2.7 | 8.1 | 8.1 | 3.66 | 5.4 | 7 | 8.2 | 7.6 | 7.9 | ND | 6.6 | 6.5 | 5.8 | 10.2 | 12.5 | 17.4 |
| Nd | 31 | 33 | 33 | 32 | 23 | 33 | 35 | 33 | 33 | 29 | 25 | 32 | 22 | 31 | 27 | 33 | 31 | 24 | 44 | 48 | 66 |

Таблица 1 (продолжение)

Table 1 (continued)

| Образец | Д ₂ -40 | Д ₄ -20 | К ₁₈ -15 | К ₂₃ -46 | К ₁₈ -69 | К ₂₃ -70 | К ₁₈ -13 | К ₂₃ -68 | К ₂₃ -87 | К ₂₃ -45 | К ₁₈ -12 | К ₂₃ -21 | Д ₄ -10 | К ₁₈ -18 | Д ₂ -46 | К ₁₈ -22 | К ₂₃ -17 | К ₂₃ -76 | К ₂₃ -71 | К ₂₃ -75 | К ₂₃ -72 |
|----------------------|-----------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|---------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| | Худолозавская площадь | | | | | | | | | | | | | | | | | Чебаркульская площадь | | | |
| Sm | 7.5 | 8.1 | 7.7 | 6.7 | 4.8 | 6.8 | 8.3 | 6.7 | 8 | 5.7 | 4.5 | 6.7 | 5.1 | 6.9 | 5.4 | 7.6 | 8.5 | 6.5 | 10.9 | 12.6 | 14.7 |
| Eu | 1.86 | 2 | 1.8 | 1.6 | 1.14 | 1.4 | 0.25 | 1.5 | 1.5 | 1.3 | 0.72 | 1.6 | 0.73 | 1.24 | 0.049 | 0.75 | 2.7 | 1.4 | 2 | 2.3 | 2.7 |
| Gd | 8 | 7.1 | 5.8 | 5.6 | 4 | 5.8 | 6.8 | 0.98 | 6.4 | 4.3 | 3 | 6.4 | 4.1 | 5.2 | 4.4 | 5.3 | 8 | 7.1 | 9.9 | 12 | 14.2 |
| Tb | 1.36 | 1.3 | 0.98 | 0.99 | 0.77 | 1.04 | 1.22 | 6 | 1.15 | 0.79 | 0.46 | 1.15 | 0.77 | 0.9 | 0.8 | 0.88 | 1.4 | 1.3 | 2.1 | 2.2 | 2.6 |
| Dy | ND | 4.9 | 4.1 | 6.44 | 6.4 | 1.7 | 8.4 | 5.7 | 2.26 | 4.2 | 4.2 | 4.5 | 4.9 | 7.2 | ND | 2.2 | 7.6 | 8.5 | 11.9 | 14.7 | 16.2 |
| Ho | ND | 1.03 | 0.94 | 1.36 | 1.5 | 0.37 | 1.9 | 1.3 | 0.48 | 0.98 | 0.96 | 1.16 | 1.15 | 1.7 | ND | 0.51 | 1.7 | 1.9 | 3 | 3.4 | 3.8 |
| Er | ND | 3.4 | 3 | 4.07 | 4.4 | 1.2 | 5.4 | 4 | 1.44 | 3 | 3 | 3.5 | 3.7 | 4.6 | ND | 1.8 | 4.6 | 5.8 | 8.8 | 10.4 | 11.1 |
| Tm | ND | 0.5 | 0.44 | 0.65 | 0.63 | 0.22 | 0.83 | 1.05 | 0.24 | 0.43 | 0.45 | 0.53 | 0.57 | 0.61 | ND | 0.24 | 0.96 | 1.5 | 2 | 2.8 | 3.1 |
| Yb | 5.6 | 5.5 | 5.1 | 5 | 4 | 5.2 | 5.9 | 5.3 | 4.7 | 4.4 | 2.8 | 5.4 | 4.3 | 5 | 4 | 5.3 | 5.1 | 7.9 | 11.9 | 14.2 | 15.1 |
| Lu | 0.85 | 0.68 | 0.65 | 0.66 | 0.51 | 0.61 | 0.78 | 0.69 | 0.52 | 0.57 | 0.36 | 0.74 | 0.56 | 0.66 | 0.54 | 0.69 | 0.6 | 0.92 | 1.5 | 1.8 | 1.8 |
| Zr | 526 | 360 | 280 | 278 | 257 | 291 | 289 | 311 | 152 | 252 | 101 | 289 | 172 | 241 | 185 | 254 | 269 | 534 | 750 | 848 | 1047 |
| Hf | 11.9 | 6.6 | 6.4 | 6.5 | 5.5 | 6.5 | 6.6 | 6.7 | 3.7 | 6 | 3.4 | 6.5 | 4 | 6.1 | 4.6 | 6.5 | 4.6 | 10.2 | 15.5 | 17 | 20 |
| Ta | 0.8 | 0.34 | 0.68 | 0.63 | 0.49 | 0.57 | 0.69 | 0.67 | 0.82 | 0.61 | 0.95 | 0.61 | 0.26 | 0.75 | 0.27 | 0.94 | 0.4 | 0.7 | 1.2 | 1.6 | 1.8 |
| Nb | 10.2 | 10.9 | 9.5 | 9.9 | 7.9 | 8.9 | 9.8 | 10.2 | 11.8 | 9.3 | 12.4 | 9.5 | 7.1 | 10.5 | 8.1 | 11.8 | 6.1 | 11.5 | 16.8 | 25 | 26 |
| Y | 51 | 45 | 31 | 36 | 28 | 38 | 43 | 37 | 33 | 26 | 14.2 | 38 | 29 | 29 | 29 | 30 | 46 | 55 | 78 | 91 | 113 |
| ∑PЗЭ | | 157.11 | 150.41 | 168.87 | 124.45 | 158.04 | 170.88 | 177.32 | 145.35 | 139.07 | 133.45 | 168.88 | 128.48 | 157.91 | | 155.87 | 137.86 | 137.62 | 231.2 | 271.9 | 347.7 |
| Gd/Yb | 1.18 | 1.07 | 0.94 | 0.93 | 0.83 | 0.92 | 0.95 | 0.15 | 1.13 | 0.81 | 0.89 | 0.98 | 0.79 | 0.86 | 0.91 | 0.83 | 1.30 | 0.74 | 0.69 | 0.70 | 0.78 |
| Eu/Eu* | 0.73 | 0.81 | 0.82 | 0.8 | 0.8 | 0.68 | 0.10 | 0.72 | 0.64 | 0.80 | 0.60 | 0.75 | 0.49 | 0.63 | 0.03 | 0.36 | 1.00 | 0.63 | 0.59 | 0.57 | 0.57 |
| [La/Yb] _n | 3.22 | 3.41 | 3.40 | 4.58 | 3.47 | 4.67 | 3.29 | 4.58 | 3.98 | 4.89 | 6.69 | 4.24 | 3.87 | 3.75 | 5.03 | 3.80 | 2.34 | 2.46 | 2.10 | 2.05 | 3.03 |
| M | 1.13 | 1.27 | 1.08 | 1.51 | 1.55 | 1.51 | 1.18 | 1.57 | 1.29 | 1.57 | 1.04 | 1.13 | 0.9 | 1.05 | 1.12 | 1.15 | ND | 1.33 | 1.87 | 1.36 | 1.43 |
| T, °C | 925.4 | 872.9 | 864.0 | 827.7 | 816.8 | 831.6 | 858.2 | 833.2 | 789.6 | 813.4 | 772.8 | 862.16 | 830.97 | 851.44 | 820.42 | 848.27 | ND | 908.86 | 895.9 | 958.36 | 975.76 |

Примечание. Образцы 1–16 и 18–21 – граниты, 17 – диорит. Fe₂O₃^{tot} – общее железо; Fe# = Fe₂O₃^{tot} · 0.89 / (Fe₂O₃^{tot} · 0.89 + MgO) в мольных количествах; ASI (индекс насыщения глиноземом) = Al / (Ca – 1.67 · P + Na + K). В отношениях содержаний редких элементов используются нормированные содержания на состав хондрита по [Boynnton, 1984]. Eu / Eu* = Eu / √Sm · Gd ; M = (Na + K – 2 · Ca) / (Al – Si); T – температура, рассчитанная по насыщению цирконием по [Watson, Harrison, 1983]. ND – не определялись.

Note. Samples 1–16 and 18–21 – granites, 17 – diorite. Fe₂O₃^{tot} – total iron; Fe# = Fe₂O₃^{tot} · 0.89 / (Fe₂O₃^{tot} · 0.89 + MgO) in molar amounts; ASI (aluminium saturation index) = Al / (Ca – 1.67 · P + Na + K). The ratios of rare element contents involve the contents normalized to chondrite composition after [Boynnton, 1984]. Eu / Eu* = Eu / √Sm · Gd ; M = (Na + K – 2 · Ca) / (Al – Si); T – temperature calculated from zirconium saturation according to [Watson, Harrison, 1983]; ND – not determined.

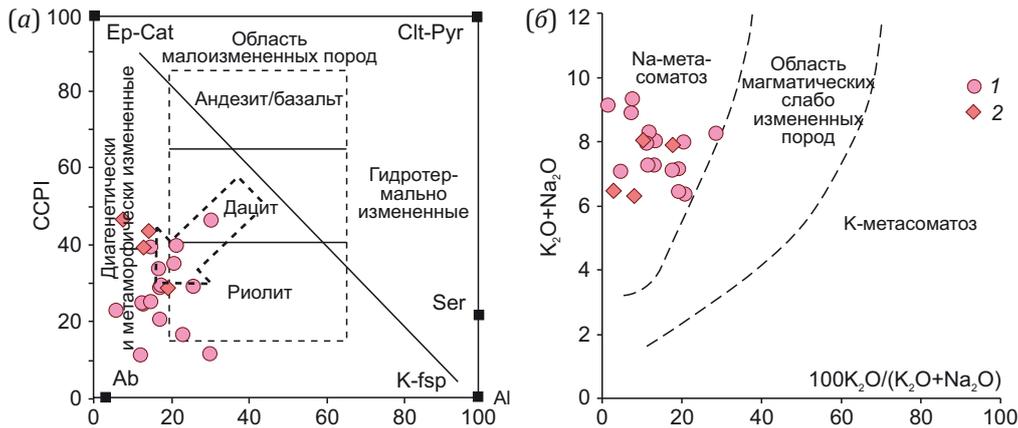


Рис. 4. Диаграммы критериев измененности.

(a) – диаграмма в координатах AI – CCPI [Large et al., 2001] (AI (Ishikawa alteration index) = $100(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$ and CCPI (Chlorite-Carbonate-Pyrite Index) = $100(MgO+FeO^*)/(MgO+FeO^*+K_2O+Na_2O)$); (б) – диаграмма в координатах $100K_2O/(K_2O+Na_2O) - (K_2O+Na_2O)$ [Hughes, 1972]. 1 – граниты Худолозавской площади; 2 – граниты Чебаркульской площади.

Fig. 4. Alteration criteria plots.

(a) – AI – CCPI alteration box-plot [Large et al., 2001] (AI (Ishikawa alteration index) = $100(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$ and CCPI (Chlorite-Carbonate-Pyrite Index) = $100(MgO+FeO^*)/(MgO+FeO^*+K_2O+Na_2O)$); (б) – $100K_2O/(K_2O+Na_2O) - (K_2O+Na_2O)$ diagram [Hughes, 1972]. 1 – granites of the Khudolaz area; 2 – granites of the Chebarkul area.

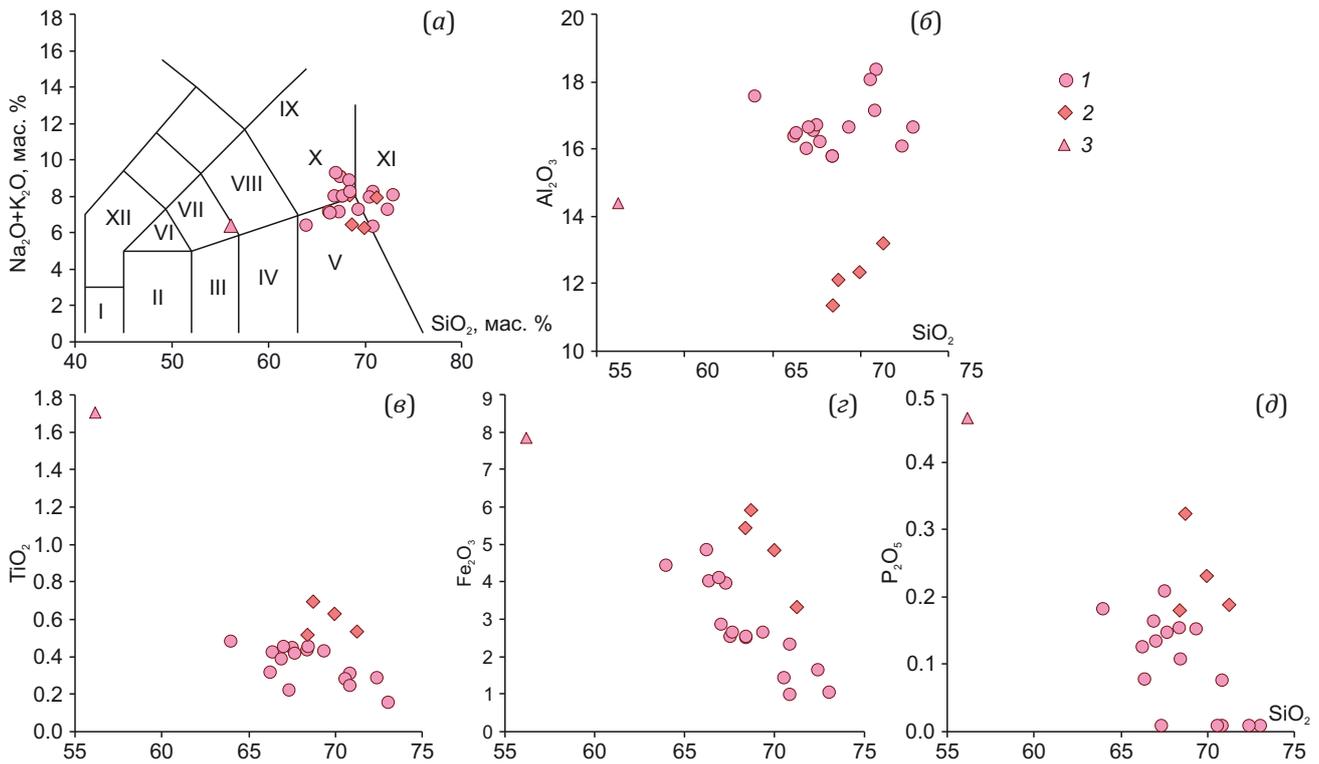


Рис. 5. Петрохимические характеристики пород кизильского комплекса.

Для построения петрохимических диаграмм использовались содержания петрогенных компонентов, пересчитанные на 100 % без потерь при прокаливании. (а) – TAS-диаграмма; (б–д) – харкеровские диаграммы для исследуемых пород в координатах $Al_2O_3 - TiO_2 - Fe_2O_3 - P_2O_5 - SiO_2$. Поля на TAS-диаграмме по [Middlemost, 1994]: I – габбро, II – габбро-диорит, III – диорит, IV – гранодиорит, V – монцогаббро, VI – монцодиорит, VII – монзонит, VIII – сиенит, IX – кварцевый монзонит, X – гранит, XI – фойдовое габбро. 1 – граниты Худолозавской площади; 2 – граниты Чебаркульской площади; 3 – диорит Худолозавской площади.

Fig. 5. Petrochemical characteristics of rocks of the Kizil complex.

Petrochemical diagrams were drawn based on 100 % of contents of petrogenic components without LOI). (a) – TAS-diagram and (б–д) – harker-diagrams for the rocks studied in the $Al_2O_3 - TiO_2 - Fe_2O_3 - P_2O_5 - SiO_2$ system. Margins in the TAS-diagram are set after [Middlemost, 1994]: I – gabbro, II – gabbro-diorite, III – diorite, IV – granodiorite, V – monzogabbro, VI – monzodiorite, VII – monzonite, VIII – syenite, IX – quartz monzonite, X – granite, XI – foid gabbro. 1 – granites of the Khudolaz area; 2 – granites of the Chebarkul area; 3 – diorite of the Khudolaz area.

По петрохимическим характеристикам (табл. 1; рис. 5) и минеральному составу (при пересчете составов пород алгоритмом CIPW [Hutchison, 1974, 1975], кварца в среднем 25 %, темноцветов менее 10 %, плагиоклаз (>50 %) преобладает над щелочным полевым шпатом (<15 %) гранитоиды кизильского комплекса относятся к кислым породам нормальной щелочности – плагиогранитам. Породы отличаются низкой калиевоностью (отношение $Na_2O/K_2O=2.5-55.7$, среднее 11), где содержание K_2O варьируется от 0.2 до 2.4 мас. %, что скорее всего связано с массовой альбитизацией, подтвержденной петрографическими данными. С учетом этих фактов предполагаемый вынос калия при метасоматозе мог обусловить сдвиг первичных гранитов в область формальных плагиогранитов, поэтому породы кизильского комплекса можно считать метасоматизированными гранитами с субщелочным уклоном. По соотношению Fe# (от 0.66 до 0.92) и SiO_2 точки составов попадают в поле как магнезиальных, так и железистых гранитоидов (рис. 6, а). На диаграмме MALI – SiO_2 (рис. 6, б) породы варьируются от щелочных до известково-щелочных, в основном располагаясь в поле щелочно-известковистых гранитоидов. По отношению глинозема к щелочам (ASI – A/NK, рис. 6, в) и нормативному корунду (до 7 %) породы варьируются от плюмазитовых до метаглиноземистых.

На бинарных графиках хорошо видна обратная корреляция содержаний кремнезема с TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO (см. рис. 5). Диорит по составу существенно отличается от гранитоидов не только по содержанию SiO_2 , но и по другим петрогенным элементам: TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO. Содержание Al_2O_3 в диорите приближено к содержаниям глинозема в худолазовских гранитах (см. рис. 5).

Большинство исследуемых образцов гранитоидов имеет схожие по форме графики распределения нормированных содержаний микроэлементов. На мультиэлементных спектрах (рис. 7, а) наблюдается вариативность содержаний LIL элементов (Rb, Ba, Sr, Eu), стабильно проявленная во всех образцах отрицательная аномалия Nb, Ta, Ti. Породы имеют относительно высокие суммарные содержания РЗЭ (от 117 до 347 г/т). Спектры распределения РЗЭ (рис. 7, б) фракционированы от слабой до умеренной степени ($[La/Yb]_n=2.0-6.5$), преимущественно в области легких РЗЭ ($[La/Sm]_n=(1.3-3.8)$) в сравнении с тяжелыми РЗЭ ($[Gd/Yb]_n=(0.9-1.3)$). Пониженные содержания средних и начальных тяжелых РЗЭ обуславливают относительно плоский вид спектров нормированных содержаний лантаноидов в исследуемых породах и схожие отношения $[La/Yb]_n=(2.0-6.5)$ и $[La/Gd]_n=(1.8-7.5)$. Отрицательная европиевая аномалия проявляется от отчетливой ($Eu/Eu^*=0.03$) до слабой (обр. K₂₃-17: $Eu/Eu^*=0.99$).

При общей петрографической схожести гранитоиды Худолазовской и Чебаркульской площадей имеют ряд существенных геохимических различий. На харкеровских диаграммах (см. рис. 5) гранитоиды Чебаркульской площади отличаются более высокими содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 и более низкими – Al_2O_3 при аналогичном SiO_2 . В них по мере увеличения кремнезема уменьшается количество Fe_2O_3 при одинаково высокой железистости (0.92), и монотонно увеличивается содержание K_2O и содержания всех редких элементов (в среднем в два раза). Также гранитоиды Чебаркульской площади имеют более высокие суммарные содержания РЗЭ для трех образцов, кроме наименее фракционированного (табл. 1; рис. 7), и меньшее

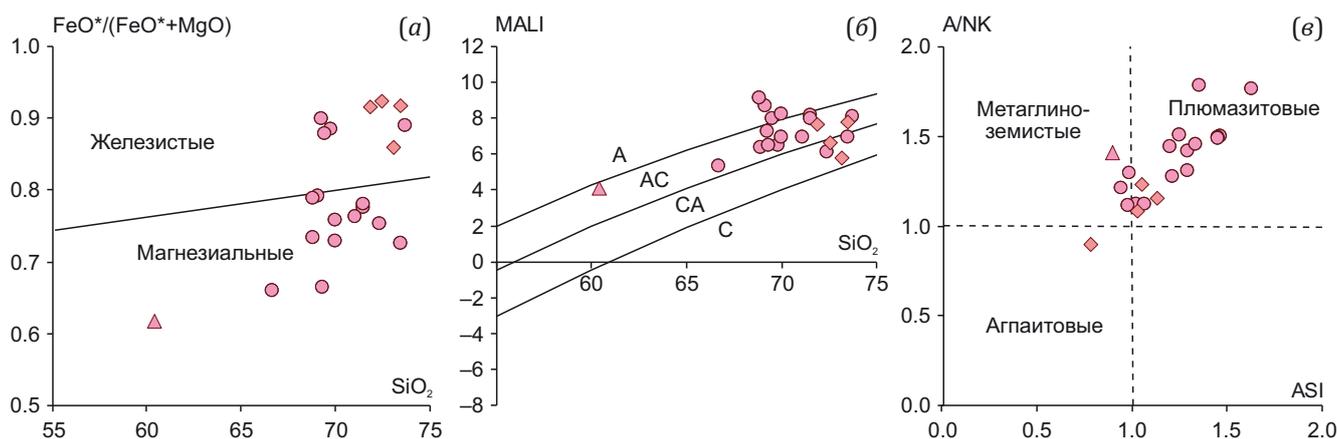


Рис. 6. Классификационные диаграммы для пород кизильского комплекса. Обозначения, аналогичные рис. 5. (а) – Fe-index $[FeO^*/(FeO^*+MgO)] - SiO_2$; (б) – MALI $[Na_2O+K_2O-CaO] - SiO_2$; (в) – A/NK $[Al/(Na+K)] - ASI$ [aluminium saturation index; $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$] [Shand, 1943]; поля железистых и магнезиальных гранитоидов, щелочных (A), щелочно-известковистых (AC), известково-щелочных (CA) и известковистых (C) гранитоидов, по [Frost et al., 2001], FeO^* – общее железо ($=Fe_2O_3 \cdot 0.89$).

Fig. 6. Classification diagrams for the rocks of the Kizil complex. The symbols are the same as in Fig. 5. (a) – Fe-index $[FeO^*/(FeO^*+MgO)] - SiO_2$; (б) – MALI [modified alkali lime index] $[Na_2O+K_2O-CaO] - SiO_2$; (в) – A/NK $[Al/(Na+K)] - ASI$ [aluminium saturation index; $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$] [Shand, 1943]; fields of ferruginous and magnesian granitoids; alkali (A), alkali-calcic (AC), calc-alkalic (CA), and calcic (C) granitoids, after [Frost et al., 2001]. FeO^* – total iron ($=Fe_2O_3 \cdot 0.89$).

[La/Yb]_n отношение (2–3). Графики микроэлементов для гранитоидов Чебаркульской площади обладают менее выраженной отрицательной аномалией Eu, Ta, Nb и значительно большей отрицательной аномалией по Sr и крупноионным элементам – Rb, Ba.

Образец K₂₃-17, несмотря на схожий с гранитоидами минеральный состав, имеет определенные геохимические отличия. На TAS-диаграмме точка попадает в поле монцодиорита, а на других бинарных петрохимических диаграммах он характеризуется значительно более высокими содержаниями TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅ по сравнению с гранитоидами (см. рис. 5, а–д). Также диорит имеет сравнительно плоский спектр РЗЭ (La/Yb = 2.27), низкие по сравнению с гранитами содержания легких РЗЭ. В целом его спектр лежит в поле спектров гранитов и имеет схожие аномалии (отрицательные по Nb, Ta, Ti). Различие заключается в отчетливой небольшой положительной аномалии по Sr и отсутствии аномалии по Eu.

Принимая во внимание вероятное присутствие в породах нескольких популяций циркона, в том числе ксеногенных, и низкие концентрации Ti в минерале, для геотермометрии мы использовали метод, предложенный в статье [Watson, Harrison, 1983]. Расчет температур в данном методе производится на основе степени насыщения породы цирконием по формуле T (°C) = 12900 / (2.95 + 0.85 · M + ln(D(Zr_{mineral/melt}))) - 273.15, где M = (Na + K - 2 · Ca) / Al · Si (в мольных долях), а D(Zr_{mineral/melt}) – коэффициент распределения Zr между расплавом и цирконом. Результаты приведены в табл. 1. Диапазон рассчитанных температур довольно широк, но ясно различается для плагиогранитов Худозлазовской и Чебаркульской площадей: 772–925 и 895–975 °C соответственно. Учитывая разные популяции циркона, эти данные можно считать предварительной оценкой температур образования породообразующих расплавов.

4.3. Изотопные U-Pb данные по циркону из гранитов кизильского комплекса

Образец K₁₈-18 (метасоматизированный порфировидный гранит), выбранный для выделения циркона в целях изотопного датирования, отобран из довольно крупной линейной интрузии, локализованной в восточной части Худозлазовской мульды в толще терригенных отложений зилаирской свиты (см. рис. 1). Из пробы было выделено четыре популяции циркона, отличающиеся цветом, габитусом и степенью коррозионности поверхности. Первый тип представлен длиннопризматическими (коэффициент удлинения Ku=2.8) полупрозрачными кристаллами желтого цвета с корродированной поверхностью и жирным блеском. Средние размеры – 140×50 мкм. Второй тип представлен полупрозрачными обломками ярко-желтого цвета с жирным блеском и средними размерами 125×70 мкм. Третий тип – длиннопризматические (Ku=3) прозрачные кристаллы и их обломки светло-желтого цвета со стекляннным блеском и слабо корродированной поверхностью. Средние размеры – 125×40 мкм. Четвертый тип – обломки кристаллов светло-желтого цвета со стекляннным блеском. Средние размеры – 125×70 мкм. Результаты U-Pb геохронологического исследования приведены в табл. 2 и на рис. 8.

Для выделенных типов циркона получены следующие ²³⁸U/²⁰⁶Pb датировки: 303±14, 315±8, 345±6 и 371±7 млн лет. Отметим, что геологической ситуации наиболее удовлетворительно отвечает датировка 345±6 млн лет, о чем более подробно говорится ниже в Разделе 5.

4.4. Sr-Nd изотопия

По валовым пробам гранитов кизильского комплекса (K₁₈-13 и K₁₈-69) изучен состав Nd- и Sr-изотопных систем (табл. 3). Значения εNd₍₃₄₅₎, рассчитанные на оцененный U-Pb методом возраст 345 млн лет, составили

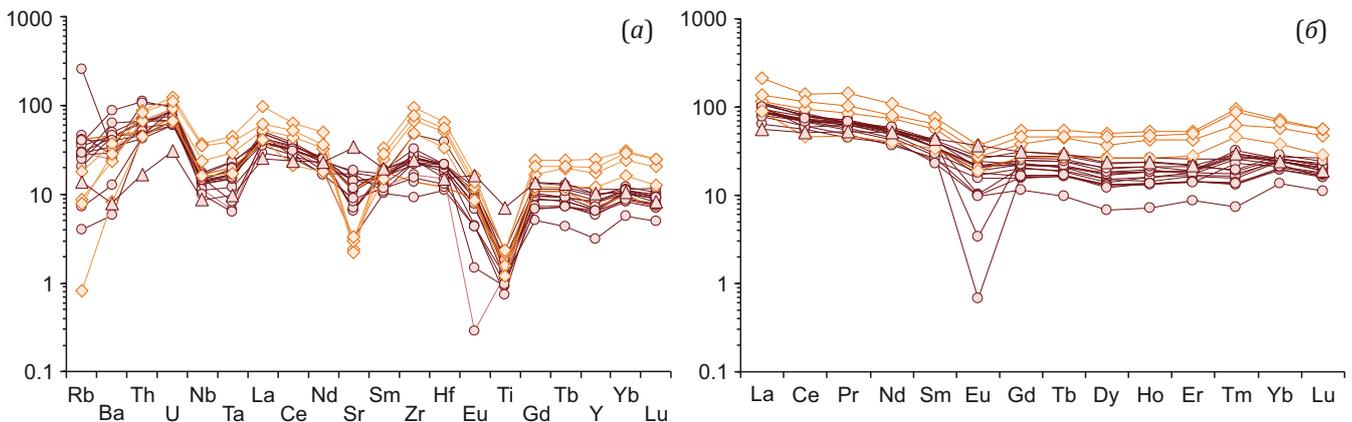


Рис. 7. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры распределения для пород кизильского комплекса. Значения содержания редких элементов нормированы на содержания в хондрите [Boyn-ton, 1984] и в примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] соответственно. Обозначения аналогичны рис. 5.

Fig. 7. Multielement (a) and rare-earth element (b) patterns for the rocks of the Kizil complex. The rare-earth element contents are normalized to chondrite [Boyn-ton, 1984] and primitive mantle composition [Sun, McDonough, 1989] respectively. Symbols are the same as in Fig. 5.

Таблица 2. Изотопные U-Pb данные для циркона из гранита кизильского комплекса Южного Урала (проба K₁₈-18)
Table 2. Isotopic U-Pb data of zircon from granitic rocks of Kizil complex (Southern Urals) – sample K₁₈-18

| Проба № | Навеска, мг | Содержание, г/г | | Изотопные отношения ¹ | | | | | Rho | Возраст, млн лет ² | | |
|---------|-------------|-----------------|------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--|--|------|--|--|---|
| | | Pb | U | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 2σ % | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 2σ % | | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 2σ |
| 1 | 0.2 | 8.8 | 44.9 | 39.13 | 2.319 | 0.924 | 0.353 ± 4.9 | 0.0481 ± 4.8 | 0.63 | 303 ± 14 | 308 ± 15 | 342 ± 95 |
| 2 | 0.2 | 9.73 | 13.0 | 23.05 | 1.385 | 0.515 | 0.401 ± 4.9 | 0.0501 ± 2.6 | 0.62 | 315 ± 8 | 351 ± 17 | 600 ± 83 |
| 3 | 0.2 | 6.11 | 15.9 | 30.87 | 1.592 | 0.599 | 0.410 ± 2.0 | 0.0550 ± 1.8 | 0.82 | 345 ± 6 | 350 ± 7 | 377 ± 26 |
| 4 | 0.1 | 15.0 | 29.9 | 27.02 | 1.637 | 0.647 | 0.450 ± 3.0 | 0.0593 ± 1.9 | 0.68 | 371 ± 7 | 378 ± 11 | 415 ± 48 |

Примечание. ¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %. ² Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [Stacey, Kramers, 1975]; Rho – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U.
 Note. ¹ All ratios are corrected for blanks of 0.08 ng for Pb and 0.04 ng for U and mass-discrimination of 0.12 ± 0.04 %. ² Correction for admixture of common lead is determined for age according to the model [Stacey, Kramers, 1975]; Rho – correlation coefficient for the ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios.

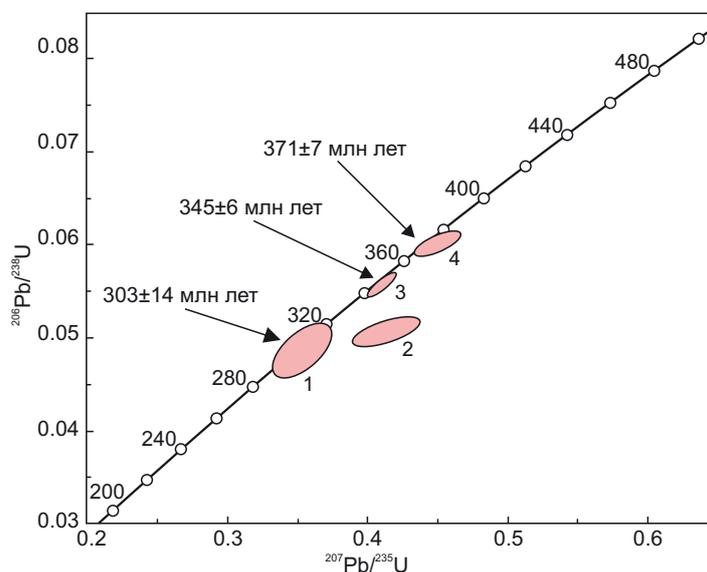


Рис. 8. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией (сплошная линия) для циркона из гранитов кизильского комплекса (образец K₁₈-18).
Fig. 8. Isotopic U-Pb diagram with the concordia (solid line) for zircon from granites of the Kizil complex (sample K₁₈-18).

Таблица 3. Изотопный состав Sr, Nd гранитов кизильского комплекса
Table 3. Isotopic composition of Sr and Nd of granitic rocks of the Kizil complex

| Образец | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | εNd ₍₃₄₅₎ | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₃₄₅₎ | T(DM-2st) |
|---------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|----------------------|---|-----------|
| K ₁₈ -13 | 0.512825 | 0.1464 | 0.4850 | 0.706500 | 6.00 | 0.704118 | 629 |
| K ₁₈ -69 | 0.512763 | 0.1220 | 0.1163 | 0.705691 | 5.86 | 0.705119 | 640 |

+5.86 и +6.00. Значения модельного возраста по изотопному составу Nd двух образцов близки между собой и составляют 629 и 640 млн лет. Величины первичных отношений изотопов стронция ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₍₃₄₅₎ варьируются от 0.705119 до 0.704118. На диаграмме εNd₍₃₄₅₎ – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₍₃₄₅₎ точки изучаемых гранитов смещены вправо от линии мантийной последовательности (рис. 9). Для сравнения также приведены изотопные соотношения (по авторским неопубликованным данным) для

туфопесчаников биягодинской свиты, вмещающих исследуемые гранитоиды на западе Худолазовской мульды. В отличие от кизильских гранитов они практически лежат на линии мантийной последовательности.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. Проблема возраста кизильского комплекса

Время формирования кизильского комплекса ранее определялось лишь по структурно-геологическим

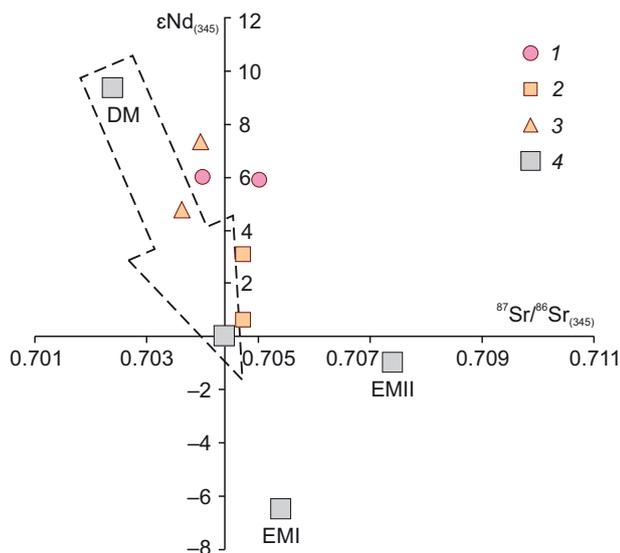


Рис. 9. Изотопные характеристики гранитов кизильского комплекса в сравнении с вмещающими породами бягодинской свиты (авторские неопубликованные данные) и амфиболитами Миндякского массива [Scarrow et al., 2000] в координатах $\epsilon Nd_{(345)} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(345)}$.

1 – граниты кизильского комплекса, Худолазовская площадь; 2 – вмещающая вулканогенно-осадочная толща бягодинской свиты; 3 – амфиболиты Миндякского массива; 4 – глобальные модельные резервуары: DM, EMI, EMII; пунктиром показана глобальная мантийная последовательность.

Fig. 9. Isotopic characteristics of granites of the Kizil complex in comparison with host rocks of the Biyagoda formation (our unpublished data) and amphibolites of the Mindyak massif [Scarrow et al., 2000] in $\epsilon Nd_{(345)} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(345)}$ coordinates.

1 – granitic rocks of the Kizil complex, Khudolaz area; 2 – the host volcanogenic-sedimentary sequence of the Biyagoda formation; 3 – amphibolites of Mindyak massif; 4 – global model sources: DM, EMI, EMII; the dotted line shows the global mantle sequence.

признакам как C_1 . Верхняя граница фиксировалась пересечением гранитоидов базитами худолазовского комплекса, а также обнаружением ксенолитов гранитов в габброидах. Возраст базитов датирован U-Pb методом по цирконам и бадделейту 325–329 млн лет [Salikhov et al., 2019]. Нижняя граница определяется возрастом вмещающих вулканогенно-осадочных бягодинской (фран – фамен) и зилаирской (фамен) свит для гранитов Худолазовской и Чебаркульской площадей соответственно [Maslov, Artyushkova, 2010]. Согласно этим данным возрастная интервал формирования кизильского комплекса составляет около 360–330 млн лет.

Обособленный характер положения эллипсов на U-Pb диаграмме (см. рис. 8) и пересечение большинства из них конкордией позволяют предположить несколько популяций циркона с разным возрастом, в том числе ксеногенной. Так, датировка 4-й группы 371 ± 7 млн лет соотносится с возрастом вмещающей граниты вулканогенно-осадочной бягодинской свиты (франский век) [Maslov, Artyushkova, 2010]. Наиболее молодые датировки 1 и 2-й группы (2 – дискордантный возраст), возможно, связаны с метасоматическими событиями, вызванными формированием крупного дайкового роя долеритов, особенно плотно развитого в Худолазовской мульде и имеющего датировки от 300 до 321 млн лет (U-Pb и Sm-Nd) ([Salikhov et al., 2019] и наши неопубликованные данные). Датировка 345 ± 6 млн лет, полученная для 3-й группы циркона, наиболее удовлетворительно отвечает геологической истории региона и полевым наблюдениям интрузивных взаимоотношений. В отсутствие других данных именно эту датировку мы пока предлагаем считать возрастом кизильского комплекса.

5.2. Источники и условия образования гранитоидов кизильского комплекса

Между гранитами, опробованными на Худолазовской и Чебаркульской площадях, присутствуют систематические различия в петро- и геохимических харак-

теристиках, представленные на диаграммах (см. рис. 5, 7; см. табл. 1). Так, чебаркульские граниты существенно отличаются низкими содержаниями глинозема (12.8 против 17.1 мас. % в среднем), в среднем более высокими содержаниями P3Э (247 против 154 г/т) и менее выраженным Ta-Nb минимумом.

Различие в содержании глинозема может быть связано с различным составом исходного расплава, а также с фракционированием полевого шпата. Петрографические исследования и пересчеты CIPW не выявили существенных отличий в минеральном составе, кроме заметного обогащения чебаркульских гранитов оксидами Fe и Ti. Тем не менее более глубокий Sr минимум на мультиэлементной диаграмме (см. рис. 7, а) позволяет предположить участие процесса фракционирования плагиоклаза в снижении глиноземистости чебаркульских гранитов. Монотонное снижение содержания TiO_2 , Fe_2O_3 и увеличение абсолютных содержаний рассеянных элементов по мере роста SiO_2 , вероятно, указывают на фракционирование рудных минералов и амфибола.

Сходные мультиэлементные и P3Э-спектры (см. рис. 7), а также близкие абсолютные содержания редких элементов позволяют предположить, что источник для гранитов Худолазовской и Чебаркульской площадей был геохимически однотипным, поэтому некоторые различия в их составах могут быть связаны с различием в температурах кристаллизации. Оценки температур образования порообразующих расплавов по насыщению Zr показали 838 °C для Худолазовской площади, а для Чебаркульской выше – 934 °C. Известно, что присутствие воды в системе снижает температуру плавления/кристаллизации и влияет на стабильность рутила в рестите, а значит, увеличивает глубину Ta-Nb и Ti аномалии на мультиэлементных спектрах [Xiong et al., 2005]. Также увеличение воды в системе увеличивает и растворимость Al_2O_3 [Acosta-Vigil et al., 2003], что согласуется с более высокой глиноземистостью худолазовских гранитов.

В исследуемых породах пологие спектры РЗЭ (La_n/Yb_n варьируется от 2.0 до 4.8) могут указывать на деплетированный характер источника. Спектры РЗЭ демонстрируют пониженные содержания средних РЗЭ и начальных членов тяжелых РЗЭ, в связи с чем отношения La_n/Gd_n (3.0–5.7), La_n/Yb_n (2.00–4.88) для большинства пород идентичны. Также для всех гранитов характерна отрицательная европиевая аномалия – от слабо проявленной ($Eu/Eu^*=0.63–0.95$) до существенной ($Eu/Eu^*=0.03–0.48$). Наличие этой аномалии и дефицит средних РЗЭ (и первых членов тяжелых РЗЭ), судя по всему, обуславливаются присутствием в рестите плагиоклаза и амфибола, имеющего высокую совместимость со средними и тяжелыми РЗЭ [Rollinson, 1993; Schnetzler, Philpotts, 1968, 1970].

Изученный образец диорита (K_{23} -17) Худолазовской площади геохимически довольно близок к гранитам, характеризуется чуть более низкими содержаниями легких РЗЭ, меньшей отрицательной аномалией по Ti, отсутствием Eu-аномалии и положительной аномалией по Sr. В нем низкое $La_n/Yb_n=2.3$, спектр РЗЭ практически плоский. Можно предположить, что диорит мог быть ранним дифференциатом единой магмы либо кумулятивной фазой (обогащенной ранним амфиболом и кальциевым плагиоклазом) по отношению к худолазовским гранитам.

Согласно публикациям предыдущих исследователей (например [Puchkov, 2010], а также материалы геолого-съёмочных отчетов), состав коры Западно-Магнитогорской зоны на момент образования кизильского комплекса был весьма разнообразен и включал рифейские метаморфизованные осадки континентальной окраины, раннепалеозойские породы офиолитового комплекса и надвинутые на них силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы островной дуги. Наиболее подходящим источником магм, с учетом геотектонического развития исследуемой территории, могли выступать амфиболитизированные базитовые породы офиолитового комплекса, имеющие мантийные изотопно-геохимические характеристики. Отметим, что в амфиболитах южноуральских офиолитовых массивов (например, Крака) отмечается Sr

максимум, Nb-Ta минимум и другие признаки надсубдукционных офиолитов [Rakhimov, Samigullin, 2024]. Учитывая структурно-геологическое положение пород кизильского комплекса, историю развития региона и полученные определения возрастов по циркону, следует полагать, что формирование расплавов происходило на постсубдукционном этапе. В качестве источника тепла, инициирующего плавление с образованием палингенных магм, можно предположить поднимающиеся мантийные (базитовые) расплавы, при этом не исключается их плюмовое происхождение [Salikhov et al., 2019]. Помимо вероятного воздействия астеносферного диапира, существенное тепловое влияние могло оказать также коровое утолщение, следующее за постколлизией декомпрессией [Sylvester, 1989].

Изотопный состав Nd и Sr подтверждает, что кизильские граниты могут быть связаны с амфиболитами из подстилающих островодужные комплексы офиолитов зоны ГУР. Так, в координатах $\epsilon Nd_{(345)} - ^{87}Sr/^{86}Sr_{(345)}$ точки исследуемых пород находятся в поле составов амфиболитов Миндякского массива с возрастом образования 480 млн лет (рис. 9). Это также согласуется со спектрами распределения РЗЭ в гранитах. Массив Миндяк располагается в 90 км к северу от Худолазовской мульды и является типичным примером офиолитовых массивов зоны ГУР [Scarrow et al., 2000]. Отметим, что туфопесчаники биягодинской свиты, вмещающие кизильские граниты, также имеют положительные значения ϵNd . Это свидетельствует о незрелости коры в исследуемом регионе на момент становления кизильского комплекса. Повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в одной из проб гранитов (смещение от линии мантийной последовательности вправо), возможно, связаны с влиянием наложенных вторичных процессов либо с воздействием корового контаминанта, который пока не удалось определить.

Для оценки состава источника использовалась диаграмма Yb – Eu (рис. 10), позволяющая по результатам экспериментальных данных сопоставить изучаемые породы с вероятным типом субстрата. Точки составов гранитов Чебаркульской площади образуют единый тренд, характеризующий связь с реститом состава

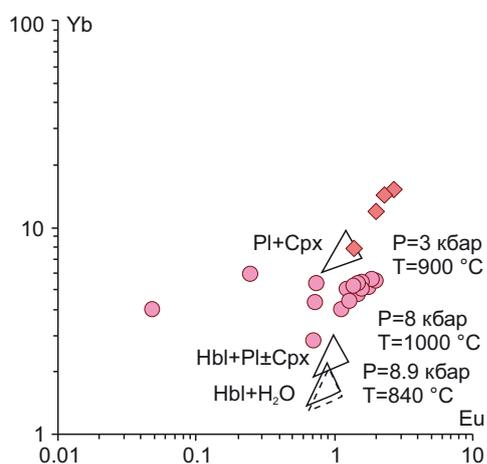


Рис. 10. Диаграмма Yb – Eu (г/т) для модельных расплавов с точками составов гранитов кизильского комплекса (по [Turkina, 2000]).

Обозначения как на рис. 5. Треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при сухом (сплошная линия) и водном (штриховая линия) плавлении разных источников. Слева подписаны составы реститов.

Fig. 10. Yb – Eu plot (ppm) for model melts with composition points of granites of the Kizil complex granites (after [Turkina, 2000]).

Symbols are the same as in Fig. 5. The triangles show the areas of element content in melts formed during the dry (solid line) and water (dashed line) melting of different sources. On the left are restite compositions.

Pl±Cpx, а худолазовские граниты более вариативны, однако основная часть точек также образует скопление между реститами состава Hbl+Pl±Cpx и Pl±Cpx. Эти данные не противоречат гипотезе частичного плавления амфиболитизированных базитов – амфиболитов офиолитовой ассоциации как главного источника кизильских гранитов.

5.3. Тектоническая позиция и геодинамическая модель

Размещение интрузий кизильского комплекса контролируется той же системой разломов, что и интрузии худолазовского дифференцированного комплекса. С учетом более древнего возраста первого развития худолазовского комплекса, вероятно, происходило по реактивированным разломам, заложенным еще при магматизме «кизильского этапа». По данным [Salikhov, Berdnikov, 1985] эта система разломов субмеридионального простирания тянется на многие десятки километров, пересекая всю Худолазовскую мульду. Поскольку абсолютное большинство интрузий кизильского комплекса обнаружено и опробовано внутри

мульды, далее обсуждается именно ее тектоническое развитие. В работах [Seravkin et al., 2001; Znamensky, 2009] структура рассматривается как главная часть Худолазовского мегадуплекса, образовавшегося между Западно-Ирендыкским взбросом (с запада) и Кизильским надвигом (с востока) при реактивированных левосторонних движениях в условиях сжатия северо-западной ориентировки. Согласно [Znamensky, 2009] S-образный изгиб некоторых долеритовых и гранитных силлов Худолазовской мульды мог быть обусловлен внедрением интрузий во время пластических деформаций магмоконтролирующих субвертикальных срывов. Формирование мегадуплекса С.Е. Знаменским связывалось с коллизией Восточно-Европейского и Казахстанского континентов в среднем карбоне [Znamensky, 2009]. На наш взгляд, формирование Худолазовской структуры и магматизм кизильского комплекса могут быть связаны с коллизией Магнитогорского островодужного террейна с окраиной палеоконтинента Лавруссия, произошедшей в течение D₃fm–C₁t [Puchkov, 2010; Salikhov et al., 2013]. На рис. 11, а, представлена схема геодинамического режима Южного Урала на

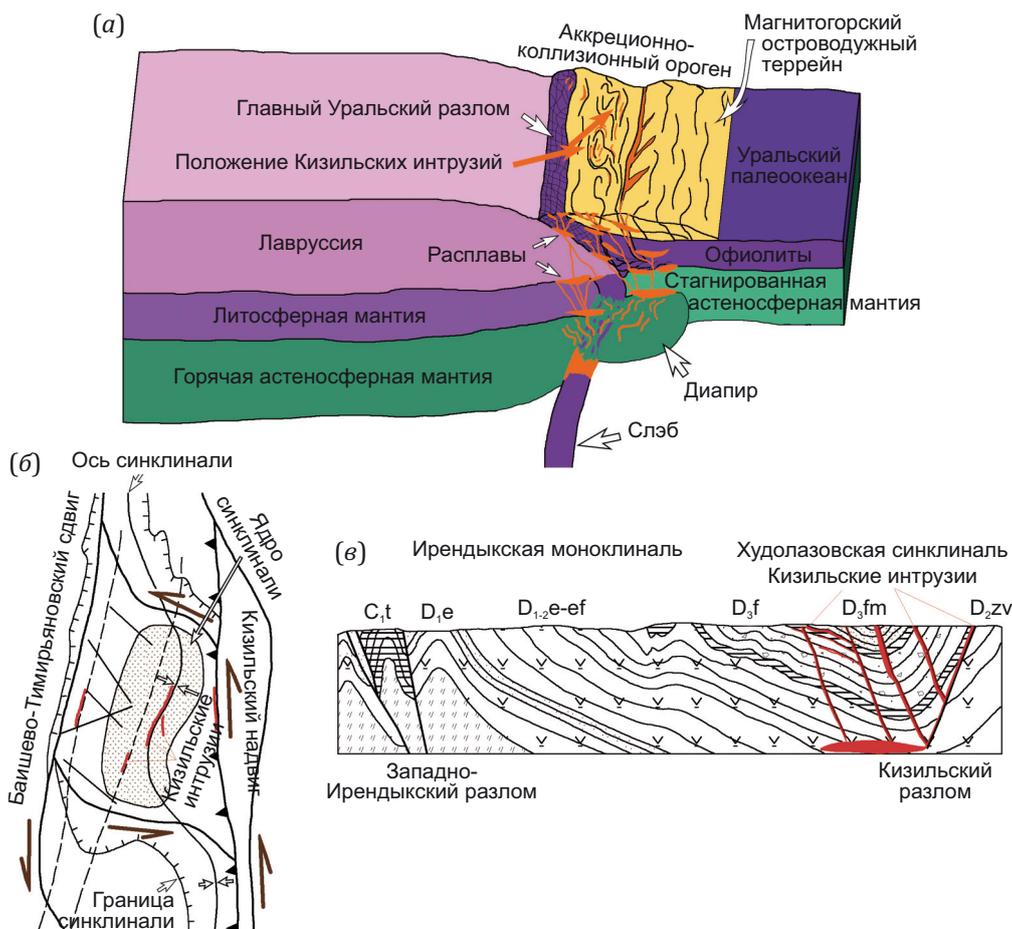


Рис. 11. Схема геодинамического режима Южного Урала в позднем девоне – раннем карбоне (а) и тектоническая позиция гранитов кизильского комплекса (б, в): в плане (б) и в разрезе (в). Составлено по материалам [Ivanov et al., 2000; Znamensky, 2009; Puchkov, 2010].

Fig. 11. Scheme of the geodynamic regime of the Southern Urals in the Late Devonian – Early Carboniferous (a) and tectonic position of granites of the Kizil complex (b, c): in plan (b) and in section (c). Compiled from [Ivanov et al., 2000; Znamenskiy, 2009; Puchkov, 2010].

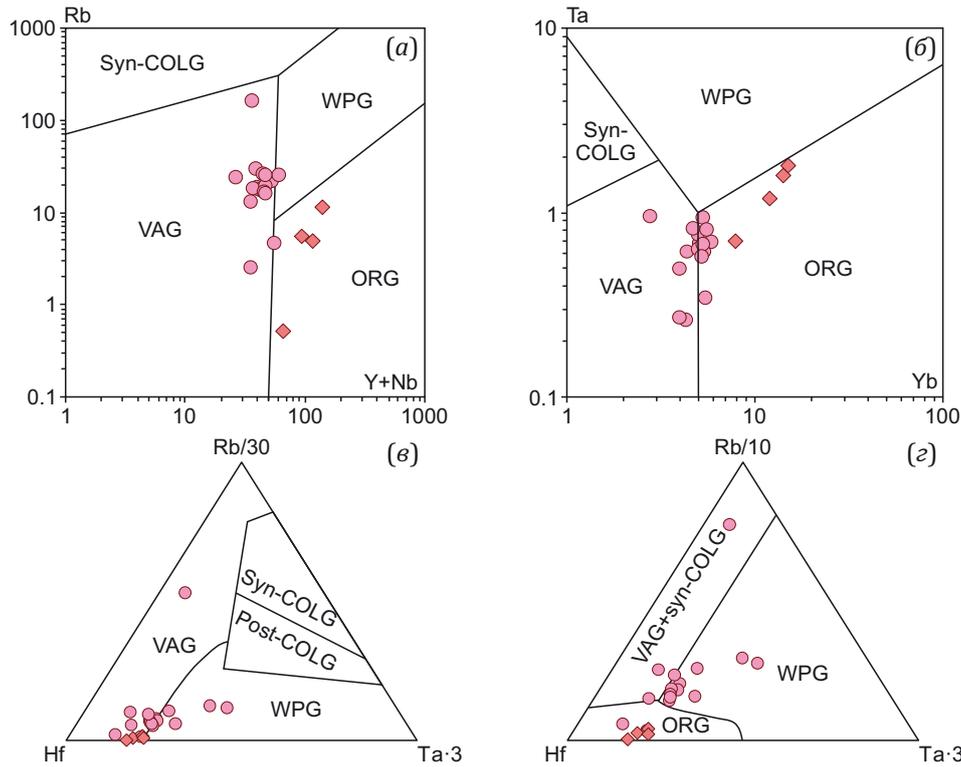


Рис. 12. Дискриминационные диаграммы для гранитов кизильского комплекса: (а, б) – по [Pearce et al., 1984]; (в, г) – по [Harris et al., 1986].

Fig. 12. Discrimination diagrams for granites of the Kizil complex: (a, b) – after [Pearce et al., 1984]; (в, г) – after [Harris et al., 1986].

время (D_3fm-C_1t), в течение которого произошло при-
 членение Магнитогорского островодужного террейна
 к окраине Лавруссии с формированием аккреционно-
 коллизионного орогена. Зона субдукции закрылась,
 но влияние субдуцированного слэба на магматизм ре-
 гиона не прекращалось, вероятно, вплоть до поздне-
 го карбона [Rakhimov, Samigullin, 2024]. Представлен-
 ная схема отражает возможность участия мантий-
 ных выплавов (к примеру, обогащенных флюидами за
 счет плавления слэба) в качестве термического агента,
 спровоцировавшего частичное плавление амфиболи-
 зированных базитов офиолитовой ассоциации. Косая
 коллизия с надвиганием Западно-Магнитогорской зо-
 ны на край континента по зоне Главного Уральского
 разлома стала причиной формирования Худолазов-
 ской синклинали с последующим развитием серии ко-
 сых разрывов, контролировавших размещение гранит-
 тов (рис. 11, б, в).

Дискриминационные геохимические диаграммы
 не дают однозначного понимания для интерпрета-
 ции геодинамического режима гранитов кизильского
 комплекса. В целом большинство фигуративных то-
 чек распределяются в полях гранитов вулканических
 дуг (рис. 12). Часть точек попадает в поля внутри-
 плитных гранитов и гранитов спрединга, в особен-
 ности чебаркульские пробы. Однако другие их геохи-
 мические особенности не отражают близость к океани-
 ческим гранитам (например, уровень концентраций

LILE, PЗЭ и др.). По сравнению с худолазовскими в че-
 баркульских гранитах выше содержания TiO_2 , Nb и Ta,
 т.е. более выражены внутриплитные геохимические
 признаки. Отметим, что, например, среди амфиболи-
 тов Крака, в целом бедных TiO_2 , Nb и Ta, встречаются
 и резко обогащенные этими элементами разновидности по-
 род [Rakhimov, Samigullin, 2024]. Такие особенности, с
 одной стороны, не противоречат модели частичного
 плавления амфиболитов из надсубдукционных офио-
 литов, а с другой – отражают как локальные различия
 самого источника, так и вероятные различия в усло-
 виях выплавления и кристаллизации магм чебаркуль-
 ских и худолазовских гранитов.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кизильский комплекс даек и силлов гранитов из-
 учен в центральной части Западно-Магнитогорской
 зоны Южного Урала. По структурно-геологическому
 положению и петрогеохимическим особенностям вы-
 деляются породы Худолазовской мульды и Чебаркуль-
 ской площади. Проведенные исследования показа-
 ли, что обе группы пород представлены интенсивно
 метасоматизированными гранитами, которые замет-
 но различаются по содержаниям Al_2O_3 и менее значи-
 тельно – по Fe_2O_3 , TiO_2 , Nb, Ta, $\Sigma PЗЭ$, но имеют сходные
 содержания SiO_2 , MgO, Na_2O+K_2O и отношения La_n/Yb_n
 (2.0–6.5), что наряду с близким минеральным составом
 позволило предположить для них единый тип источ-

ника, но несколько разные условия кристаллизации. Худозавские граниты образовались из более водонасыщенной магмы при меньшей температуре (838 °C), чем чебаркульские (934 °C), претерпевшие более выраженное фракционирование плагиоклаза в расплаве. Состав диорита одного из силлов Худозавской площади позволяет предположить, что он мог быть кумулятивной фазой по отношению к расплавам, формировавшим граниты. Характер распределения РЗЭ, в особенности Eu и Yb, а также изотопный состав Nd ($\epsilon Nd_t = 5.9-6.0$) и Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0.7041-0.7051$) согласуются с базитовым источником магм кизильского комплекса, которым могли быть амфиболиты офиолитовой ассоциации нижней коры.

По ID TIMS U-Pb датированию получены четыре датировки циркона, из которых возраст 345 ± 6 млн лет наиболее удовлетворительно отвечает структурно-геологическим условиям. Остальные значения возраста могут быть связаны как с наличием захваченного из вмещающих пород циркона, так и с интенсивными метасоматическими преобразованиями пород. Образование кизильских гранитов, по всей видимости, фиксирует начальную стадию формирования коры континентального типа в Западно-Магнитогорской зоне в постаккреционных (пост- или синколлизонных) условиях.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность двум анонимным рецензентам, замечания которых позволили существенно улучшить качество рукописи.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Both authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

Both authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Acosta-Vigil A., London D., Morgan G.B., Dewers T.A., 2003. Solubility of Excess Alumina in Hydrous Granitic Melts in Equilibrium with Peraluminous Minerals at 700–800 °C and 200 MPa, and Applications of the Aluminum Saturation Index. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 100–119. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0486-6>.

Azovskova O.B., Soroka E.I., Rovnushkin M.Yu., Soloshenko N.G., 2020. Sm-Nd Isotopy of the Dykes of the Vorontsovskoe Gold-Ore Deposit (Northern Urals). *Vestnik of Geosciences* 9, 3–6 (in Russian) [Азовскова О.Б., Сорока Е.И.,

Ровнушкин М.Ю., Солошенко Н.Г. Sm-Nd-изотопия даек Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // *Вестник геонаук*. 2020. № 9. С. 3–6]. <https://doi.org/10.19110/geov.2020.9.1>.

Blichert-Toft J., Puchtel I.S., 2010. Depleted Mantle Sources Through Time: Evidence from Lu-Hf and Sm-Nd Isotope Systematics of Archean Komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 297 (3–4), 598–606. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.012>.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd Isotopic Composition of CHUR: Constraints from Unequilibrated Chondrites and Implications for the Bulk Composition of Terrestrial Planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273 (1–2), 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>.

Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

Brown D., Spadea P., Puchkov V., Alvarez-Marron J., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Gorozhanina Y., Juhlin C., 2006. Arc-Continent Collision in the Southern Urals. *Earth-Science Reviews* 79 (3–4), 261–287. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.08.003>.

Faure G., 1989. *Fundamentals of Isotope Geology*. Mir, Moscow, 590 p. (in Russian) [Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.].

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. *Geological Society of London Special Publications* 19, 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>.

Hughes C.J., 1972. Spilites, Keratophyres, and the Igneous Spectrum. *Geological Magazine* 109 (6), 513–527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>.

Hutchison C.S., 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. John Wiley & Sons, New York, 527 p.

Hutchison C.S., 1975. The Norm, Its Variations, Their Calculation and Relationships. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 55, 243–256.

Ivanov K.S., Smirnov V.N., Erokhin Yu.V., 2000. *Collisional Tectonics and Magmatism (Using the Middle Urals as an Example)*. IGG UB RAS, Ekaterinburg, 131 p. (in Russian) [Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизонной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 131 с.].

Krogh T.E., 1973. A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37 (3), 485–494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5).

Large R.R., Gemmel J.B., Paulick H., Huston D.L., 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship Between Alteration Mineralogy and

Lithochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology* 96 (5), 957–971. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.5.957>.

Ludwig K.R., 1991. PbDat 1.21 for MS-DOS: A Computer Program for IBM-PC Compatibles for Processing Raw Pb-U-Th Isotope Data. Version 1.07. USGS Open File Report, 35 p.

Ludwig K.R., 2012. ISOPLOT 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5, 75 p.

Maslov V.A., Artyushkova O.V., 2010. Stratigraphy and Correlation of Devonian Deposits of the Magnitogorsk Megazone of the South Urals. DesignPolygraphService, Ufa, 288 p. (in Russian) [Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.].

Middlemost E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews* 37 (3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Puchkov V.N., 2010. Geology of the Urals and For-Urals (Actual Topics of Stratigraphy, Tectonics and Metallogeny). *Uralian Geological Journal* 3, 80–84 (in Russian) [Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники и металлогении) // Уральский геологический журнал. 2010. Т. 3. С. 80–84].

Rakhimov I.R., Ankusheva N.N., Samigullin A.A., Shaniya S.N., 2023. Origin and Evolution of Ore-Forming Fluids at the Small-Sized Gold Deposits in the Khudolaz Area, Southern Urals. *Minerals* 13 (6), 781. <https://doi.org/10.3390/min13060781>.

Rakhimov I.R., Samigullin A.A., 2024. Geochemistry of the Amphibolites Associated with the Ophiolite Massif of the Urals on the Example of the Rai-Is and Middle Kraka as a Key to Unravelling of Their Origin. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology* 4, 35–50 (in Russian) [Рахимов И.Р., Самигуллин А.А. Геохимия амфиболитов, ассоциирующих с офиолитовыми массивами Урала (на примере Рай-Иза и Среднего Крака) как ключ к пониманию проблемы их происхождения // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2024. № 4. С. 35–50].

Rollinson H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, London, 352 p. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.

Salikhov D.N., Berdnikov P.G., 1985. Late Proterozoic Magmatism and Mineralization of the Magnitogorsk Megasyntorium. Bashkir Branch of the USSR Academy of Sciences, Ufa, 94 p. (in Russian) [Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФ АН СССР, 1985. 94 с.].

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R., 2019. The Late Paleozoic Magnitogorsk Zone in the Southern Urals: Magmatism, Fluid Flow Regime, Metallogeny, and Geodynamics. Nauka, Moscow, 392 p. (in Russian) [Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидальный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.].

Salikhov D.N., Pshenichny G.N., 1984. Magmatism and Mineralization in the Early Consolidation Zone of the Magnitogorsk Megasyntorium. Bashkir Branch of the USSR Academy of Sciences, Ufa, 112 p. (in Russian) [Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФ АН СССР, 1984. 112 с.].

Salikhov D.N., Rakhimov I.R., Moseichuk V.M., 2013. Carboniferous Collisional Magmatism in the Southern Urals. *Geological Collection* 10, 176–199 (in Russian) [Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник. 2013. № 10. С. 176–199].

Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G.N., Gaggero L., 2000. Geochemistry of Garnet Metagabbros from the Mindyak Ophiolite Massif, Southern Urals. *Ophioliti* 25 (2), 103–115. DOI:10.4454/ofioliti.v25i2.118.

Schnetzler C.C., Philpotts J.A., 1968. Partition Coefficients of Rare-Earth Elements and Barium Between Igneous Matrix Material and Rock-Forming Mineral Phenocrysts–I. In: L.H. Ahrens (Ed.), *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon Press, Oxford, New York, p. 929–938. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-012835-1.50076-3>.

Schnetzler C.C., Philpotts J.A., 1970. Partition Coefficients of Rare-Earth Elements Between Igneous Matrix Material and Rock-Forming Mineral Phenocrysts–II. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (3), 331–340. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90110-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90110-9).

Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M., 2001. Fault Tectonics and Ore Deposits of the Trans-Uralian Bashkiria. Ufa Poligrafcombinat, Ufa, 318 p. (in Russian) [Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Уфимский полиграфкомбинат, 2001. 318 с.].

Shand S.J., 1943. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, and Classification, with a Chapter on Meteorites*. Second Edition. John Wiley & Sons, New York, 444 p.

Stacey J.T., Kramers J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 (2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

State Geological Map of the Russian Federation, 2015. South Ural Series. Scale of 1:200000. Sheet N-40-XXIX (Sibay). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 218 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Южно-Уральская. Масштаб 1:200000. Лист N-40-XXIX (Сибай): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 с.].

Steiger R.H., Jäger E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in

Geo- and Cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36 (3), 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7).

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London Special Publications 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Sylvester P.J., 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. Journal of Geology 97 (3), 261–280. <https://doi.org/10.1086/629302>.

Turkina O.M., 2000. Modeling Geochemical Types of Tonallite-Trondhjemite Melts and Their Natural Equivalents. Geochemistry International 38 (7), 640–651.

Vishnevskaya I.A., 2018. Isotopic and Geochemical Characteristics of Cambrian Phosphorites of Karatau Basin (Southern Kazakhstan). Vestnik of SPU. Earth Sciences 63 (3), 267–290 (in Russian) [Вишневская И.А. Изотопно-геохимические особенности кембрийских фосфоритов Каратауского бассейна (Южный Казахстан) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 3. С. 267–290]. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.302>.

Watson E.B., Harrison T.M., 1983. Zircon Saturation Revisited: Temperature and Composition Effects in a Variety of Crustal Magma Types. Earth and Planetary Science Let-

ters 64 (2), 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).

Xiong X.L., Adam J., Green T.H., 2005. Rutile Stability and Rutile/Melt HFSE Partitioning During Partial Melting of Hydrous Basalt: Implications for TTG Genesis. Chemical Geology 218 (3–4), 339–359. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.01.014>.

Zakharov O.A., Tkachev S.A., 1984. Study of the Location Patterns of Intrusion-Related Endogenous Mineralization of the Khudolaz Syncline to Direct Exploration Towards Copper-Nickel and Other Ores (From the Materials Collected by the East-Ural Party During 1982–1984). Report. Vol. 1. Ufa, 148 p. (in Russian) [Захаров О.А., Ткачев С.А. Изучение закономерностей размещения эндогенного оруденения Худолазовской синклинали, связанного с основными интрузиями, с целью направления поисковых работ на медно-никелевые и другие руды по работам Восточно-Уральской партии за 1982–1984 гг.: Отчет. Уфа, 1984. Т. 1. 148 с.].

Znamensky S.E., 2009. Structural Conditions of Formation of Collision Gold Deposits of the Eastern Slope of the Southern Urals. Gilem, Ufa, 345 p. (in Russian) [Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 345 с.].