

УДК 552.5/550.4

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ, КРАСНОЦВЕТНЫЕ И ОБЫЧНО ОКРАШЕННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ В РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ И ВЕНДА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА: СРАВНЕНИЕ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

© 2021 г. А. В. Маслов^{a, b, *}

^aИнститут геологии и минералогии СО РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 14.05.2020 г.

После доработки 22.06.2020 г.

Принята к публикации 15.10.2020 г.

В нижней части отложений верхнего венда Восточно-Европейской платформы широко распространены пачки шоколадно-коричневых глинистых пород (туфоаргиллитов), включающих прослои вулканических туфов — продуктов кислого вулканизма. В разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Южного Урала присутствуют пачки красноцветных глинистых пород, среди которых в начале 2000-х гг. тоже были установлены вулканические туфы — глиноподобные породы аномальной окраски, не типичной для вмещающих образований: светло-серой с розоватым, кремовым, зеленоватым или стальным оттенком; светло-коричневой с бежевым оттенком и др. Проведен сравнительный анализ литогеохимических характеристик вулканических пепловых туфов, красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород с разных стратиграфических уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала для определения признаков возможного присутствия пирокластического/туфогенного материала в красноцветных глинистых отложениях.

Ключевые слова: Средний Урал, Южный Урал, верхний рифей, венд, пирокластика, вулканические туфы, красноцветные глинистые породы, литогеохимия.

DOI: 10.31857/S0024497X2102004X

К нижней части верхнего венда на Восточно-Европейской платформе приурочены пачки шоколадно-коричневых и пестроокрашенных глинистых пород, содержащие прослои вулканических туфов [Аксенов, Волкова, 1969; Станковский и др., 1977; Гражданкин, 2003 и др.]. Как было показано в публикации [Борхвардт, Фелицын, 1992], туфы представлены преимущественно продуктами кислого вулканизма, а вмещающие их породы являются туфоаргиллитами. Источниками вулканогенного материала традиционно считаются складчатые области Тимана и Урала [Аксенов, Иголкина, 1969; Карта ..., 1983; Вендская система ..., 1985], хотя в последнее время появились и иные представления [Кузнецов и др., 2017].

В разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего (серебрянская и сыльвицкая серии) и Южного (каратауская и ашинская серии) Урала также присутствуют пачки красноцветных глинистых пород [Младших, Аблизин, 1967; Ключина, Курбацкая, 1970; Аблизин и др., 1982; Стратотип ..., 1983; Маслов, 1988; Курбацкая

и др., 2001; Маслов и др., 2013 и др.]. В начале 2000-х гг. среди них, а также среди зеленовато-серых, серых и серовато-зеленых глинистых пород (которые далее мы будем называть “обычно окрашенными”) сыльвицкой и ашинской серий были найдены вулканические туфы — глиноподобные породы аномальной окраски, не типичной для вмещающих образований: светло-серые с розоватым, кремовым, зеленоватым или стальным оттенком; светло-коричневые с бежевым оттенком и некоторые другие [Маслов и др., 2004, 2005; Гражданкин и др., 2009, 2010 и др.]. Петрографические и литогеохимические исследования показали, что аномальная окраска не всегда свидетельствует о присутствии пирокластического материала и не может служить надежным критерием для отнесения таких пород к категории вулканических туфов [Маслов и др., 2006]. Также нельзя, очевидно, априори рассматривать любые красноцветные глинистые, алеврито-глинистые или песчано-алеврито-глинистые породы как образо-

вания с тем или иным количеством примеси вулканогенного материала.

Целью настоящей работы является сравнение литогеохимических характеристик вулканических пепловых туфов, красноцветных (10YR 5/4, 2.5YR 5/4, 2.5YR 5/1, 5YR 5/3, 5YR 5/1 и др., по Munsell Color System¹) и обычно окрашенных (2.5Y 5/4, 2.5Y 5/1, 5Y 5/3, 5Y 5/1 и др., по Munsell Color System) глинистых образований, присутствующих на многих уровнях верхнего рифея и венда западного склона Среднего и Южного Урала и поиск ответов на вопросы — являются ли они геохимически близкими или различными, и действительно ли (всегда ли) в красноцветных глинистых породах присутствует пирокластический/туфогенный материал?

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Фактический материал

Красноцветные и обычно окрашенные глинистые породы, образующие самостоятельные пачки или переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, достаточно широко распространены в разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Южного Урала. Так, на Среднем Урале, в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории, они известны среди отложений серебрянской и сылвицкой серий венда [Аблизин и др., 1982; Ключина, 1991; Гражданкин и др., 2009; Гражданкин, Маслов, 2015] (рис. 1). Серебрянская серия объединяет танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. Красноцветные тонкозернистые обломочные породы известны в разрезах койвинской свиты, объединяющей глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, а также пестроцветные известняки и доломиты. Для настоящего исследования использовались данные по валовому химическому составу красноцветных и обычно окрашенных мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых сланцев (всего 12 образцов) из разреза койвинской свиты, вскрывающегося в левом борту долины р. Усьвы, в 6–7 км выше устья р. Малый Басег.

Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты [Гражданкин и др., 2009; и др.]. Старопечнинская свита представлена в нижней части диамиктитами, а в верхней — темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Перевалокская свита объединяет преимущественно серые и темно-серые аргиллиты, алевро-

ролиты, песчаники и гравелиты. Чернокаменская свита также сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Усть-сылвицкая свита представлена в основном песчаниками, с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Красноцветные тонкозернистые обломочные породы, в том числе с прослоями вулканических туфов (рис. 2), известны в составе старопечнинской и чернокаменской свит [Гражданкин и др., 2009, 2010 и др.]. Вулканические туфы, не связанные с красноцветными терригенными пачками, присутствуют среди отложений перевалокской свиты. В данной работе подобные туфы рассмотрены на примере разреза крутихинской подсвиты чернокаменской свиты, вскрывающегося на левом берегу р. Усьвы несколько выше скалы Мултык [Гражданкин и др., 2010], в котором было отобрано 17 образцов.

Кроме того, нами исследованы литогеохимические особенности пепловых туфов (14 образцов), которые присутствуют как среди обычно окрашенных, так и среди красноцветных отложений старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свит в разрезах правых притоков р. Чусовой (по рр. Сылвице, Усьве, Межевой Утке и Серебрянке).

На западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории пачки красноцветных терригенных пород можно видеть в разрезах бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, а также инзерской свиты верхнерифейской каратауской серии [Маслов, 1988; Маслов и др., 2001a]. Для целей нашей работы был изучен валовый химический состав красноцветных и обычно окрашенных глинистых сланцев (11 образцов), присутствующих в разрезе бедерышинской подсвиты на правом борту долины р. Лемеза, несколько ниже д. Искушта [Маслов и др., 2001b, с. 48–51].

Красноцветные и обычно окрашенные аргиллиты ашинской серии распространены во многих разрезах басинской и зиганской свит. Литогеохимические особенности этих разновидностей аргиллитов проанализированы на примере разрезов 105–106 км автотрассы Уфа–Инзер (8 образцов) и на северной окраине г. Усть-Катав [Маслов, Гражданкин, 2011] (24 образца) (рис. 3).

Как показали микроскопические исследования, вулканические пепловые туфы в основном состоят из фрагментов вулканических пород и стекла (размер обломков 0.02–0.20 мм), а также плагиоклазов [Маслов и др., 2006]. Обломки базальтов и андезибазальтов имеют угловатую или угловато-округлую форму; характеризуются тонкой микролитовой, гиалиновой и интерсеральной структурой; иногда в них можно видеть многочисленные мелкие поры. Кристаллы плагиоклаза идиоморфные, с угловатыми контурами.

¹ Munsell Color System (колориметрическая система Манселла) — цветовое пространство, в котором цвет описывается с помощью трех чисел — цветового тона, значения (светлоты) и хром (насыщенности). Разработано профессором А. Манселлом в начале XX века [Красильников, 2011].

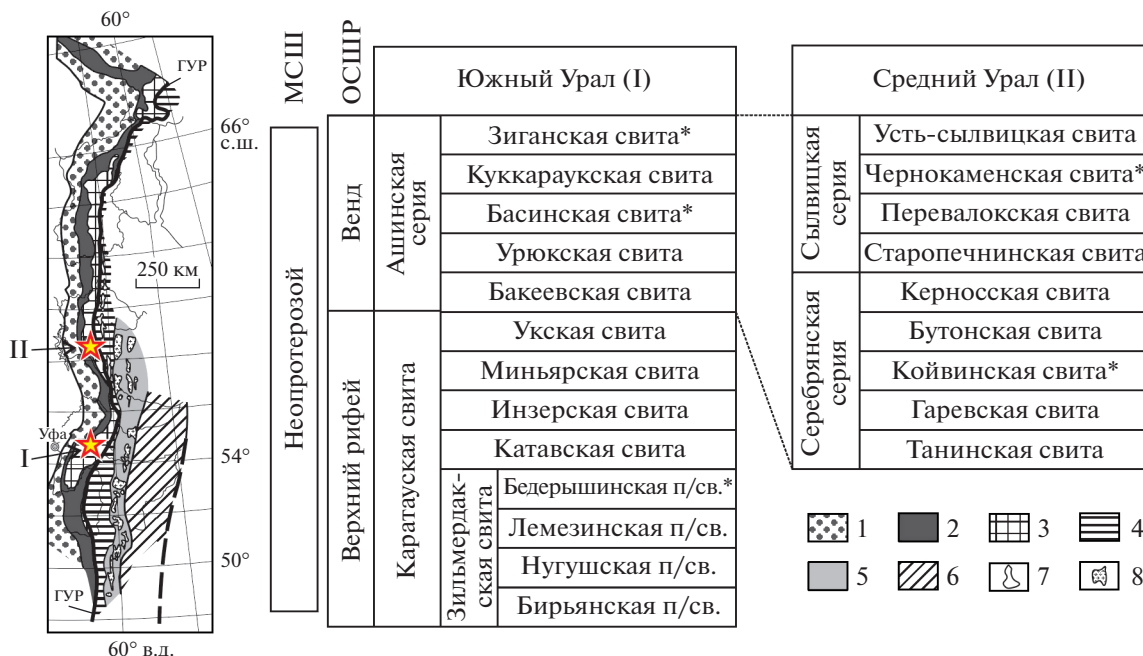


Рис. 1. Обзорная схема (по [Пучков, 2010], с изменениями) и сводные стратиграфические колонки отложений верхне-го рифея и венда западного склона Южного (I) и Среднего (II) Урала. МСШ – Международная стратиграфическая шкала, ОСШР – Общая стратиграфическая шкала России. Звездочками в колонках отмечены литостратиграфические единицы, о которых идет речь в настоящей работе. 1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Западно-Уральская зона; 3 – Центрально-Уральская зона; 4 – Тагило-Магнитогорская зона; 5 – Восточно-Уральская зона; 6 – Зауралье; 7 – Платиноносный пояс; 8 – Главная гранитная ось; ГУР – Главный Уральский разлом.

Некоторые из них нацело замещены тонкочешуйчатым серицитом, хлоритом, пренитом и, возможно, монтмориллонитом, но есть и почти свежие разности. Обломки стекла угловатые или округлые, часто мелкопористые. Поры заполнены тонкодисперсным глинистым веществом, реже агрегатами хлорита или пренита. Вулканическое стекло обычно замещено глинистыми или рудными минералами. В туфах также встречаются округлые агрегаты хлорита и редкие зерна обломочного кварца. Все перечисленные обломочные компоненты в различной степени замещены глинистыми минералами (возможно, с существенной долей смектита). Иногда в туфовых прослоях наблюдаются признаки градационной сортировки обломочного материала.

Породы, вмещающие туфовые прослои, представлены шоколадно-коричневыми или зеленовато-серыми глинистыми сланцами и мелкозернистыми глинистыми алевритами. Под микроскопом видно, что первые сложены очень тонким глинистым материалом, почти непрозрачным вследствие интенсивной пропитки тонкодисперсным гематитом. В глинистой основной массе рассеяны редкие неокатанные зерна кварца и листочки мусковита, иногда встречаются пластинки хлоритоида. Наблюдается неотчетливая микрослоистость, иногда подчеркнутая неравномерной окраской слоев. Погасание глинистой основ-

ной массы однородное, двупреломление низкое, направление погасания совпадает с микрослоистостью. В глинистых алевритах основная масса сложена тонкочешуйчатым хлоритом и иллитом и характеризуется однородно ориентированным погасанием. Содержание алевритовых зерен кварца не превышает 5–7%. Мелкозернистые алевриты характеризуются прерывисто-линзовидной слоистостью, которая образована чередованием микрослоев с переменным соотношением глинистого материала и алевритовых зерен кварца.

Рентгенофазовый анализ образцов вулканических пеплов, красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород выполнен в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) при помощи рентгеновского дифрактометра XRD-7000 (“Shimadzu”, Япония); съемка проводилась в фильтрованном Си излучении, в области углов 3° – 70° , со скоростью $1^\circ/\text{мин}$ (аналитики – Т.Я. Гуляева и А.Д. Рянская). Для всех проб проведено исследование ориентированных препаратов в трех состояниях: 1) воздушно-сухом (область углов – 3° – 20°); 2) после обработки этиленгликолем (3° – 13°); 3) после прокаливании при 600°C (3° – 13°). Термический анализ (ДТА) выполнен там же (аналитики – Н.С. Упорова и В.Г. Петрищева) на термоанализаторе NETZSCH STA 449 F5 Jupiter (Германия). Полуколичественное определение содержания мине-

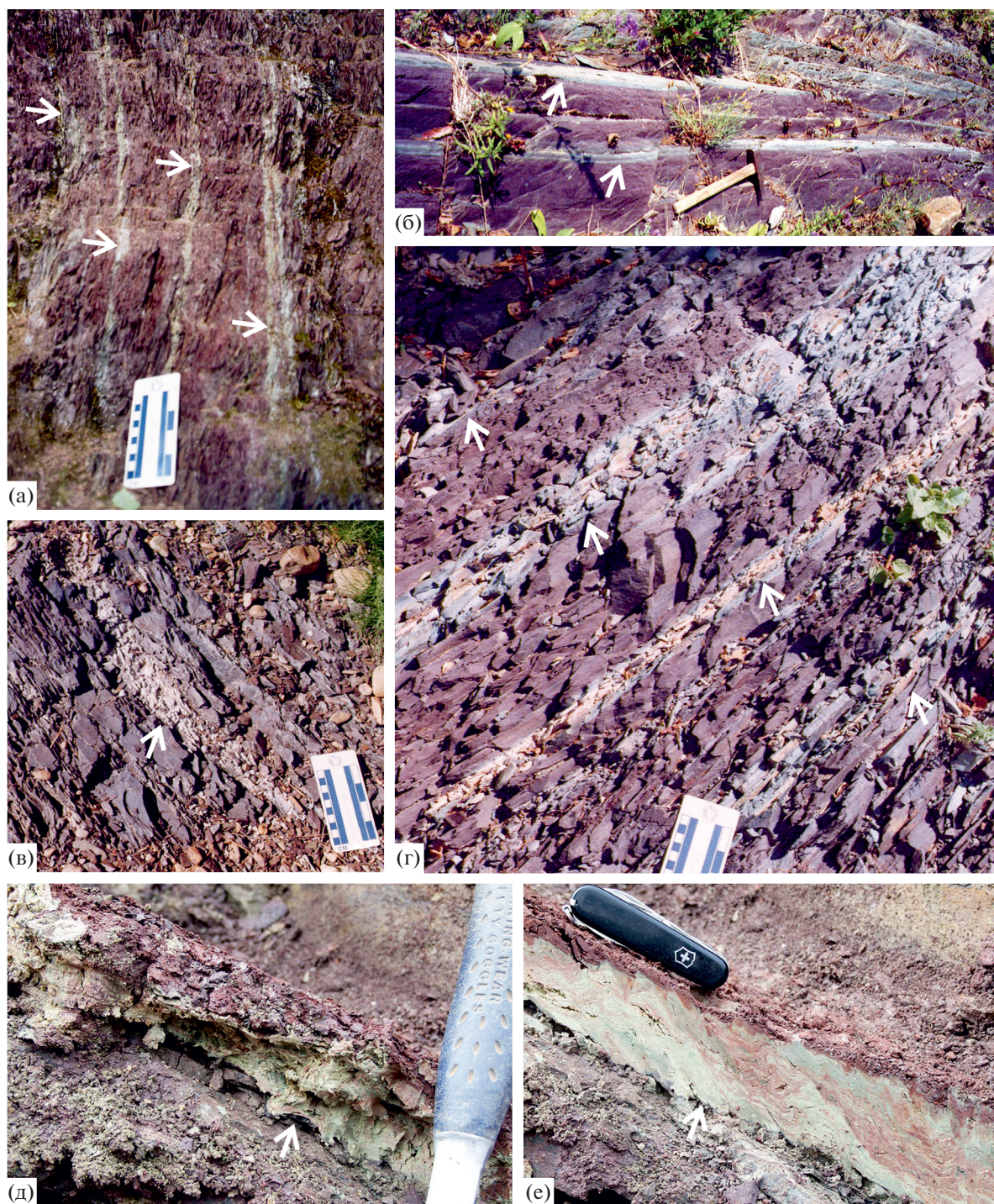


Рис. 2. Прослои вулканических пепловых туфов (прослои с аномальной окраской, показаны стрелками) среди красноватых глинистых пород венда западных склонов Среднего (старопечнинская, перевалокская и чернокаменная свиты) (а–г) и Южного (зиганская свита) (д, е) Урала. Изображения (в) и (г) заимствованы из работы [Маслов и др., 2006].

ральных фаз в образцах проводилось с использованием справочных данных (ДТА) и программного комплекса SIROQUANT (рентгенофазовый анализ).

Определение содержания основных породообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов во всех указанных образцах проводилось в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Ека-

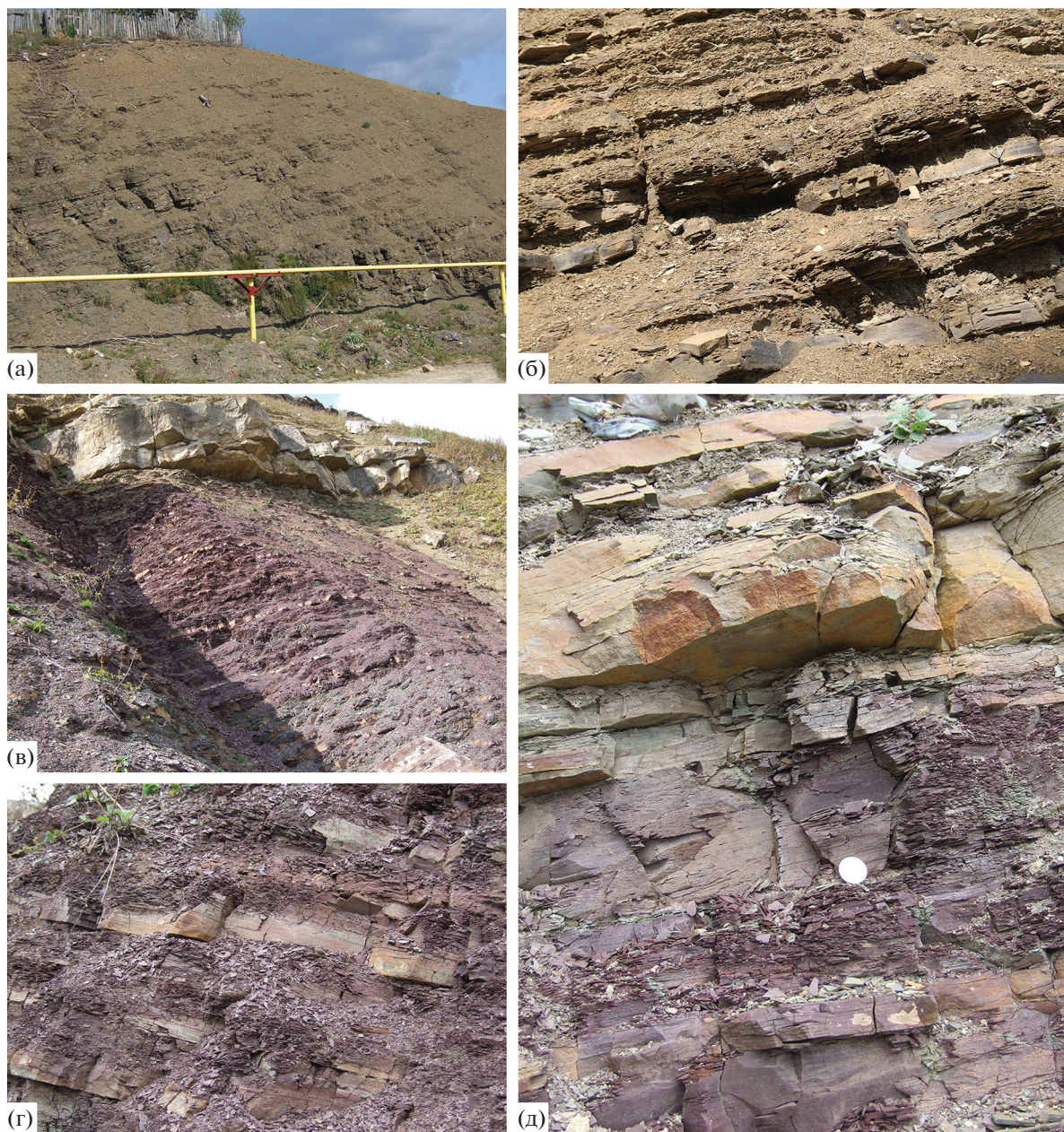


Рис. 3. Обычно окрашенные (а, б) и красноцветные (в–д) глинистые породы в разрезе зиганской свиты венда на северной окраине г. Усть-Катав.

теринбург) методами РФА и ICP-MS (аналитики — Н.П. Горбунова, Г.М. Ятлук, Г.С. Неупокоева, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова, Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович, Н.В. Чередниченко, О.А. Березикова и Л.К. Дерюгина). При сравнении валового химического состава обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород использовались только результаты анализов с низкими (менее 5 мас. %) потерями при прокаливании (ппп); для характеристики литогеохимических особенностей вулканических пеплов — все результаты анализов.

Литогеохимический подход к диагностике вулканогенной примеси в осадочных породах

Диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах, в том числе “камуфлированной” пирокластики, является одной из наиболее актуальных задач литохимии [Юдович, Кетрис, 2000; и др.]. Решение этой задачи для конкретных регионов возможно при использовании литогеохимического подхода и его различных приемов, существенно дополняющих возможности традиционных петрографических методов исследования.

Так, на присутствие вулканогенной примеси в осадочных породах могут указывать: повышенная магнезиальность ($\text{MgO} > 3$ мас. %); повышенная щелочность ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 8$ мас. %); соотношение величин ряда геохимических модулей²: положительная корреляция фемического и титанового (ФМ и ТМ), титанового и железного (ТМ и ЖМ), а также отрицательная корреляция нормированной щелочности и фемического (НКМ и ФМ). Кроме того, высокие значения отношения MgO/CaO , модулей ЩМ, ТМ и ЖМ и некоторых других индикаторов также дают основание предполагать присутствие в составе “внешне обычных осадочных пород” вулканогенной примеси [Юдович, Кетрис, 2000, 2015 и др.; Диагностика ..., 2012 и др.].

Однако, несмотря на существующее мнение о том, что для диагностики продуктов вулканизма в осадочных породах в большей или меньшей мере информативными являются большинство генетических модулей и целый ряд модульных диаграмм [Юдович и др., 1984], выбор наиболее “подходящих” из них делается, как правило, эмпирически. Например, присутствие в породах эксгальвативных компонентов, таких как Fe и Mn, а также полевошпатовой пирокластике хорошо видно на графике зависимости $(\text{НМ} + \text{КМ}) - \text{ЖМ}$. Пирокластике основного состава с повышенным содержанием TiO_2 приводит к заметному росту значений ТМ и ЖМ в глинистых породах, увеличивается также и содержание MnO [Юдович и др., 2018]. А.В. Сочава с соавторами [1992] показали, что о примеси подобного материала в осадочных породах свидетельствуют высокие величины модулей КМ, ТМ и ЖМ, а также высокое содержа-

ние Fe_2O_3^* (это суммарное железо как Fe_2O_3) и TiO_2 . Участие в осадочном процессе кислой пирокластике, напротив, сопровождается заметным понижением модуля ТМ, которое происходит на фоне минимальных величин содержания TiO_2 и максимальных — щелочей [Юдович и др., 2018]. По данным [Юдович и др., 2018], осадочные породы с примесью пирокластике характеризуются следующими особенностями: положи-

тельной корреляцией TiO_2 и Fe_2O_3^* , TiO_2 и ФМ, а также TiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ или TiO_2 и K_2O . Для туффоидов, т.е. пород с примесью вулканогенного материала, придающего их химическому соста-

ву некоторую аномальность [Юдович, Кетрис, 2000 и др.], характерна положительная корреляция ТМ и ЖМ. При положительной корреляции ЖМ и ТМ, а также $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, в осадочных породах можно предполагать присутствие пирокластике базальтового и андезибазальтового состава. Вместе с тем, следует иметь в виду, что “... корреляционные связи титана в туффоидах ... изменчивы” [Юдович и др., 2018, с. 366].

Значения $\text{KM} \geq 0.31$, $(\text{KM} + \text{НМ}) > 0.40$ и $\text{AM} > 0.27$ могут указывать на присутствие в тонкозернистых обломочных породах калиевого полевого шпата или кислой пирокластике. В работе [Юдович и др., 1986] отмечено, что содержание в глинистых породах $\text{Na}_2\text{O} > 3$ мас. % указывает на присутствие в них значительного количества кислого плагиоклаза, тогда как значимая положительная корреляция K_2O и TiO_2 , K_2O и MgO , повышенное содержание Mn, P, Ni и Zn могут свидетельствовать о присутствии в них щелочно-базальтовой пирокластике.

В целом, как отмечено в работе [Юдович, Кетрис, 2000], туффоиды основного состава надежно диагностируются по повышенной магнезиальности, железистости, титанистости, высоким величинам фемического и натриевого модулей. Туффоиды кислого состава характеризуются повышенной общей щелочностью, существенно пониженной титанистостью, а также, в ряде случаев, “контрастными значениями ЩМ”.

Исследование валового химического состава пород вулканогенных (красноцветных, см. выше) пачек в венде Восточно-Европейской платформы позволило авторам публикации [Борхвардт, Фелицын, 1992] выделить два петрохимических типа туфов: 1) кремнистые ($\text{SiO}_2 > 75$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 7...11$ мас. %), которые составляют основной объем туфогенных горизонтов, и 2) высокоглиноземистые ($\text{SiO}_2 - 47...61$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15...30$ мас. %). Показано, что на диаграмме Zr-Si/Al точки составов терригенных пород и туфов образуют разные поля. Однако использование этой диаграммы для подтверждения присутствия в осадочных породах пирокластике ограничено ситуациями, когда пирокластические компоненты уже подверглись вторичным изменениям, и произошла трансформация их первичного химического состава. В противном случае точки вулканических пеплов среднего и кислого состава локализованы на диаграмме Si/Al-Zr в поле осадочных пород. Установлено также, что спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в кремнистых туфах подобны спектрам их распределения в обычных глинистых сланцах.

В разрезе венда Приднестровья А.В. Сочава с соавторами [1992] установили ряд геохимических рубежей. В частности, в зиньковских слоях ярышеской свиты, сложенных в том числе и туфоген-

² Геохимические модули: ФМ — фемический $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, ТМ — титановый $(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, ЖМ — железный $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$, НКМ — нормированной щелочности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ЩМ — щелочной $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; НМ — натриевый модуль $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$; КМ — калиевый $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$; АМ — алюмокремниевый $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000].

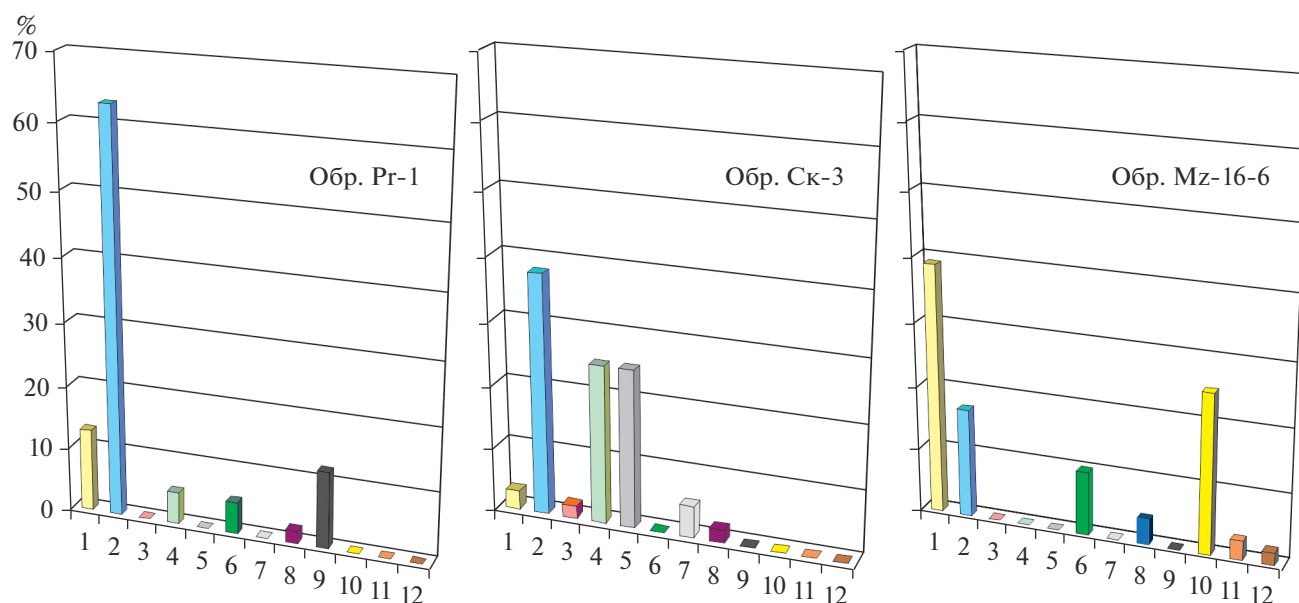


Рис. 4. Минеральный состав прослоев вулканических пепловых туфов, присутствующих в разрезах перевалокской (обр. Pr-1) и чернокаменской (образцы Ск-3 и Mz-16-6) свит сыльвицкой серии.
1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – гематит; 4 – иллит; 5 – смешанослойные образования; 6 – хлорит; 7 – рентгеноаморфная фаза; 8 – гетит; 9 – пирит; 10 – мусковит; 11 – кальцит; 12 – доломит.

ными алевролитами, величина отношения Ti/Al заметно выше, чем в перекрывающих отложениях, что связано, вероятно, с высоким содержанием в них титанистых минералов – индикаторов присутствия в породах пирокластики основного состава. По данным Т.М. Сокур [2019 и др.], “камуфлированная” пирокластика присутствует здесь практически по всему разрезу венда. Для реконструкции ее первичного состава автором использована диаграмма TAS [Igneous Rocks ..., 2002]. На ней точки с составами аргиллитов лозовских и зиньковских слоев группируются в областях вулканитов основного и среднего состава (базальты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты). Точки аргиллитов ямпольских слоев на указанной диаграмме расположены в областях пород ультраосновного и основного состава (пикритобазальты и базальты), тогда как в глинистых породах лядовских слоев присутствует как основная, так и средняя пирокластика. Аргиллиты бернашевских слоев содержат, в основном, пирокластический материал среднего состава, а бронницких – преимущественно кислого (дациты и риолиты) и т.д.

Формат журнальной статьи не позволяет дать обзор всех литогеохимических методов и приемов, используемых для диагностики вулканогенной примеси в осадочных породах. Более полную информацию можно найти в публикациях [Юдович, Кетрис, 1988, 2015; Савельев и др., 2008; Диагностика ..., 2012; Юдович и др., 2018 и др.].

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ, КРАСНОЦВЕТНЫХ И ОБЫЧНО ОКРАШЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Вулканические туфы

По данным рентгенофазового анализа, в пепловых туфах постоянно присутствуют кварц и плагиоклаз, количество которых изменяется соответственно от 2 до 39% и от 10 до 63%. Содержание остальных компонентов (иллит, хлорит, мусковит, смешанослойные образования типа иллит-монтмориллонит, кальцит, доломит, гематит, гетит и пирит) варьирует от 0 до 25% (мусковит и смешанослойные), иногда до 45% (иллит) (рис. 4).

Среднее содержание TiO_2 в вулканических туфах нашей выборки равно 1.48 мас. %. Содержание $MgO_{\text{среднее}}$ в них составляет 2.10 мас. %, тогда как в среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS) – 2.20 мас. % [Taylor, McLennan, 1985]. Сумма щелочей в исследованных вулканических туфах несколько выше 7.20 мас. %.

Средняя величина ГМ³ в пепловых туфах – 0.46 ± 0.08 (от 0.34 до 0.55), тогда как значение гидролизатного модуля в PAAS – 0.43. Среднее значение модуля ТМ в пепловых туфах примерно на 30% выше, чем в PAAS (0.077 против 0.053).

³ ГМ – гидролизатный модуль $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000].

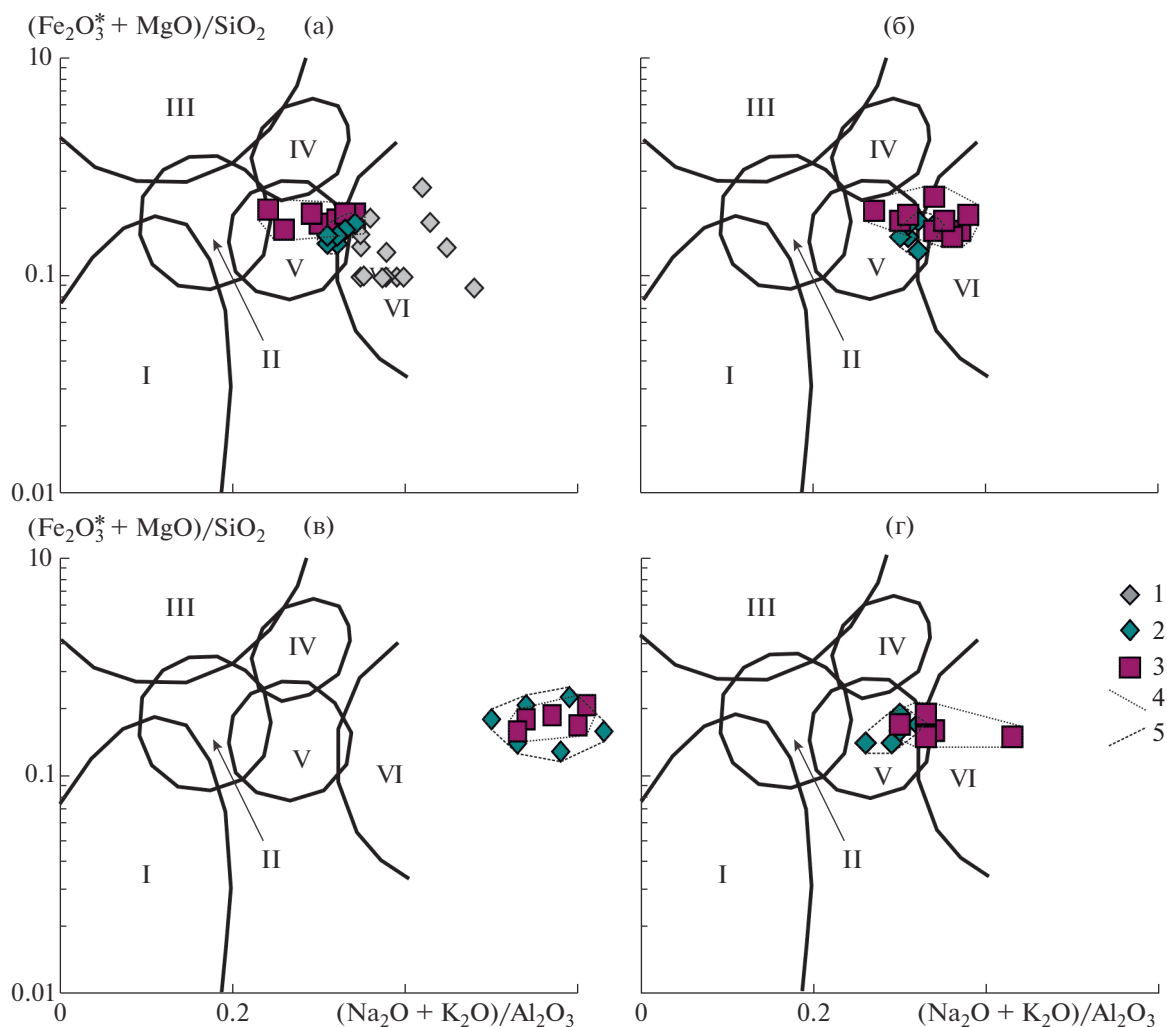


Рис. 5. Положение точек состава вулканических туфов, обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$. а — зиганская свита; б — крутихинская подсвита чернокаменской свиты; в — бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; г — койвинская свита. 1 — вулканические туфы; 2 — обычно окрашенные глинистые породы; 3 — красноцветные глинистые породы; 4 — поле точек зелено- и сероцветных глин; 5 — поле точек красноцветных аргиллитов, глинистых сланцев и тонкозернистых обломочных пород. Поля глин: I — преимущественно каолиновых; II — преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита; III — преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита; IV — хлорит-иллитовых; V — хлорит-смектит-иллитовых; VI — иллитовых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Минимальное и максимальное значения модуля ЖМ в туфах — 0.13 и 0.79; при этом значение $\text{ЖМ}_{\text{среднее}} = 0.33 \pm 0.21$, что примерно соответствует величине ЖМ в постархейском австралийском глинистом сланце (0.36). Средняя величина ФМ в пепловых туфах (0.14 ± 0.05) практически не отличается от $\text{ФМ}_{\text{РААС}}$ (0.15). Наконец, средняя величина НКМ в нашей выборке пепловых туфов заметно выше чем в РААС (0.39 ± 0.04 против 0.26).

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (диаграмма НКМ—ФМ [Юдович, Кетрис, 2000]) все точки

пепловых туфов из нашей коллекции сосредоточены в области VI (иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов глины) (рис. 5а).

Сравнение величин содержания основных порообразующих оксидов в исследованных нами пепловых туфах с РААС показывает, что оксиды кремния, алюминия, магния, кальция и калия в них содержатся в сопоставимых количествах (0.92–1.02 РААС) (рис. 6а). Величина $\text{FeO}_{\text{среднее}}$ в пепловых туфах составляет 0.80 РААС; в них отмечается несколько более высокое в среднем со-

держание P_2O_5 (1.18 PAAS), а среднее содержание Na_2O почти в три раза выше — 2.96 PAAS (минимальное — 1.00 PAAS, максимальное — 5.25 PAAS).

Для пепловых туфов характерна отчетливо выраженная отрицательная корреляция TiO_2 и ЖМ, TiO_2 и $Fe_2O_3^*$, TiO_2 и ФМ ($r = -0.54, -0.46, -0.48$ соответственно) (рис. 7), тогда как между TiO_2 и ГМ, напротив, существует положительная взаимосвязь ($r = 0.59$). Корреляция TiO_2 и K_2O не наблюдается ($r = -0.07$), не обнаруживается тесной связи между ТМ и ЖМ ($r = -0.07$), ТМ и ФМ ($r = -0.07$), а также ФМ и НКМ ($r = 0.04$).

Средняя величина $(La/Yb)_N$ ⁴, рассчитанная для нашей выборки пепловых туфов, составляет 7.13 ± 2.90 (рис. 8а). При этом в 2 из 14 образцов установлены значения $(La/Yb)_N < 4.50$, т.е. они сложены преимущественно материалом, близким по составу основным магматическим породам. В 5 образцах $(La/Yb)_N < 6.00$, следовательно, они также могут содержать основную или среднюю пирокластику; в 6 образцах значения $(La/Yb)_N$ изменяются от 6.00 до 10.00, и в 1 образце $(La/Yb)_N$ составляет 15.35. Средняя для выборки величина отрицательной европиевой аномалии — 0.73 ± 0.08 , при этом разброс минимальных и максимальных значений Eu/Eu^* довольно существенный (от 0.61 до 0.81). Такие же широкие вариации характерны для параметра $(Gd/Yb)_N$: минимальное значение — 1.27, максимальное — 4.45 (обр. Pr-1).

Нормирование концентраций редких и рассеянных элементов в пепловых туфах к их концентрациям в PAAS позволяет видеть, что в туфах повышено среднее содержание Sc, Y, Sm, Ho, а также Pb (рис. 9а). Элементы Cu, Zr, Nd, Er...Lu и Hf присутствуют в концентрациях 1.22...1.46 PAAS. В пепловых туфах среднее содержание Cr, Sr, Mo, Cs и Th существенно ниже, чем в PAAS; к этим элементам примыкают Co, Ni и Ba со средним содержанием 0.71...0.80 PAAS.

По сравнению с позднпротерозойским известково-щелочным базальтом [Condie, 1993] пепловые туфы содержат значительно больше Rb, Y, Zr, Nb, La...Tb, Yf, Pb, Th, U, а также характеризуются более заметными концентрациями Ba и Yb (рис. 10а). В то же время среднее содержание Cr, Co, Ni и Sr в туфах отличается от содержания перечисленных элементов в базальтах в 0.11—0.53 раза, а среднее содержание V в пепловых туфах ниже в 0.66 раза.

Относительно среднего состава позднпротерозойского андезита [Condie, 1993] пепловые туфы в среднем содержат значительно больше (в 1.53—3.59 раза) Rb, Y, Zr, Nb, La...Lu, Hf, Pb, Th

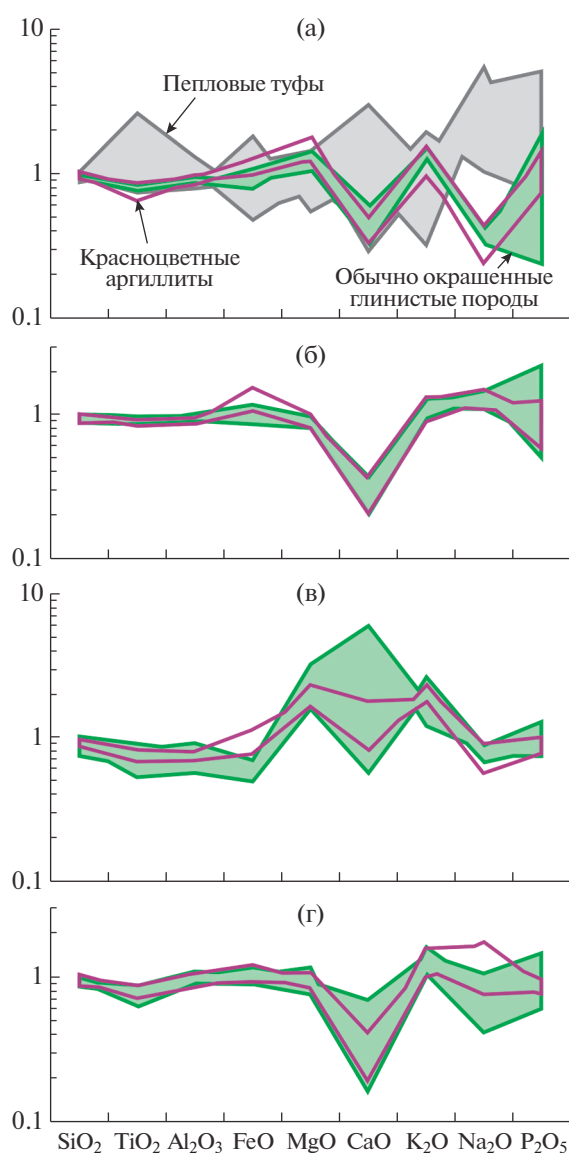


Рис. 6. Содержание основных породообразующих оксидов в вулканических туфах, в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала, нормированное по PAAS.

а — все туфы исследованной выборки и глинистые породы зиганской свиты; б — крутихинская подсвита чернокаменной свиты; в — бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; г — койвинская свита.

(см. рис. 10б). В них установлены несколько более высокие концентрации Sc (1.38) и U (1.30), тогда как содержание элементов Cr, Co и Sr в 0.33—0.52 раза ниже, чем в позднпротерозойском андезите.

Кислые позднпротерозойские вулканические породы [Condie, 1993] содержат существенно меньше Sc, V, Cr, Co, Ni, Nd...Tb, Pb и U, а также несколько меньше Y и Yb, по сравнению с исследованными вулканическими пеплами (см. рис. 10в).

⁴ Здесь и далее все параметры спектров редкоземельных элементов при нормировании на хондрит, рассчитаны по данным, приведенным в работе [Taylor, McLennan, 1985].

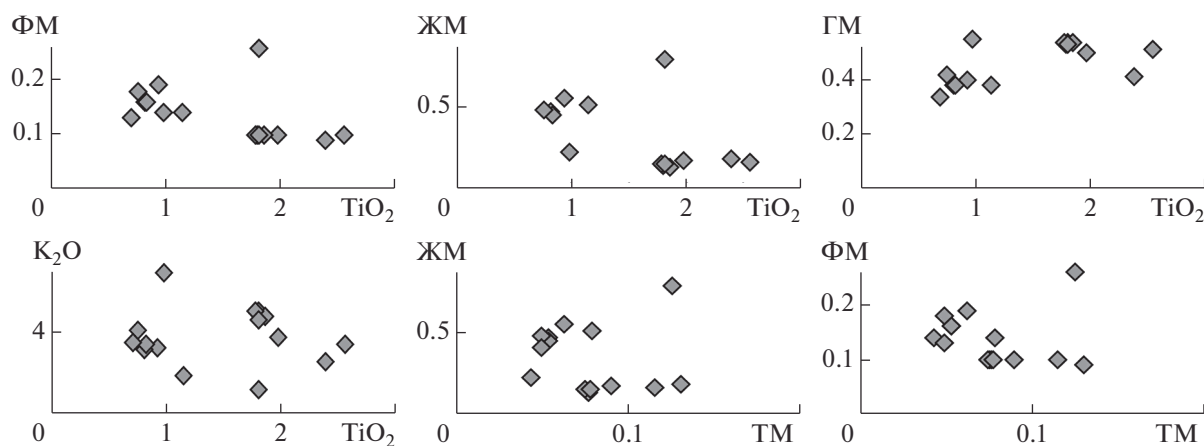


Рис. 7. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в вулканических туфах исследованной выборки.

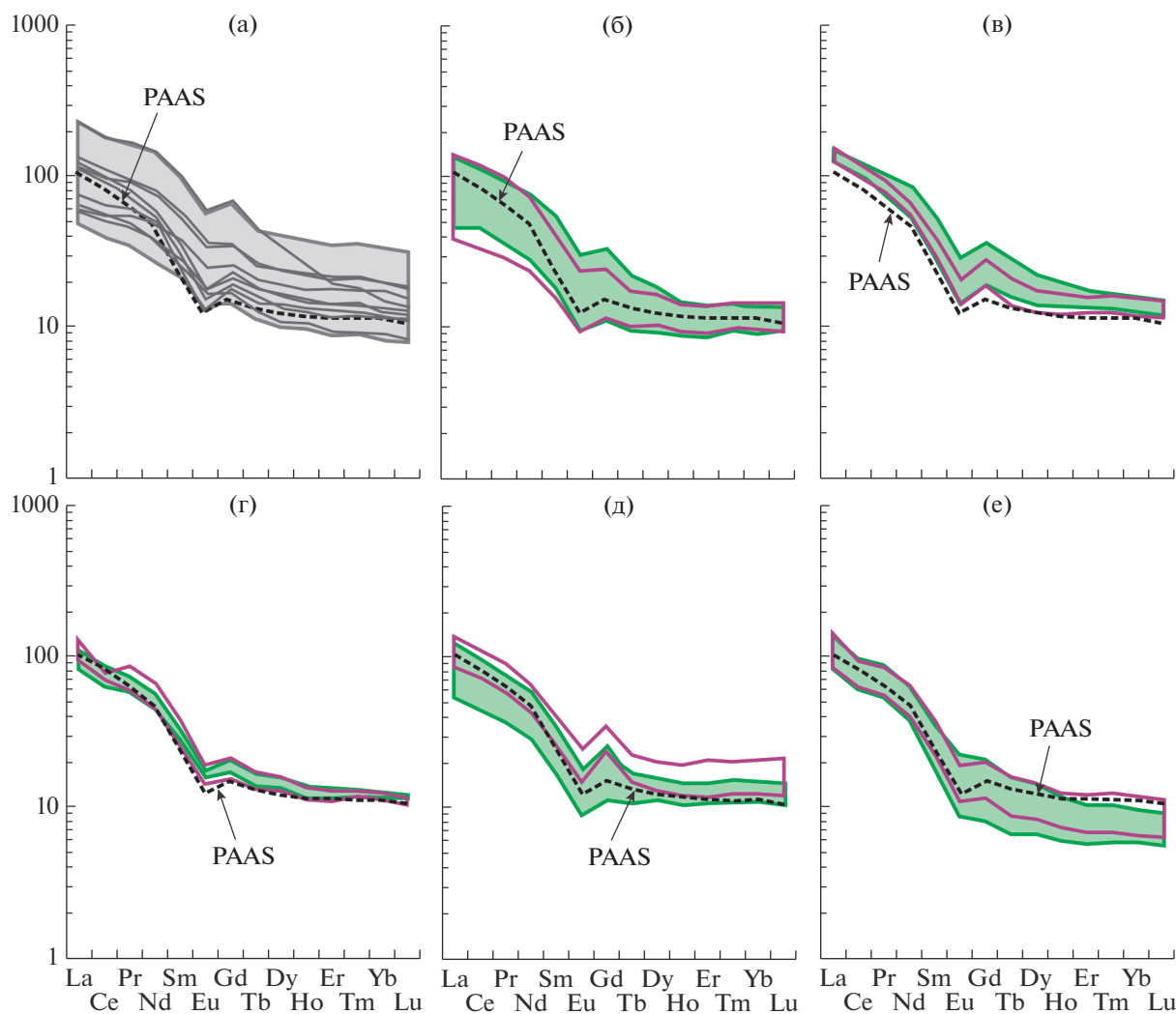


Рис. 8. Нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов в вулканических туфах, в обычно окрашенных и красноватых глинистых породах различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала. а – все туфы исследованной выборки (линии внутри серого поля – спектры РЗЭ индивидуальных образцов); б – зиганская свита; в – крутихинская подсвита чернокаменской свиты; г – басинская свита; д – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; е – койвинская свита.

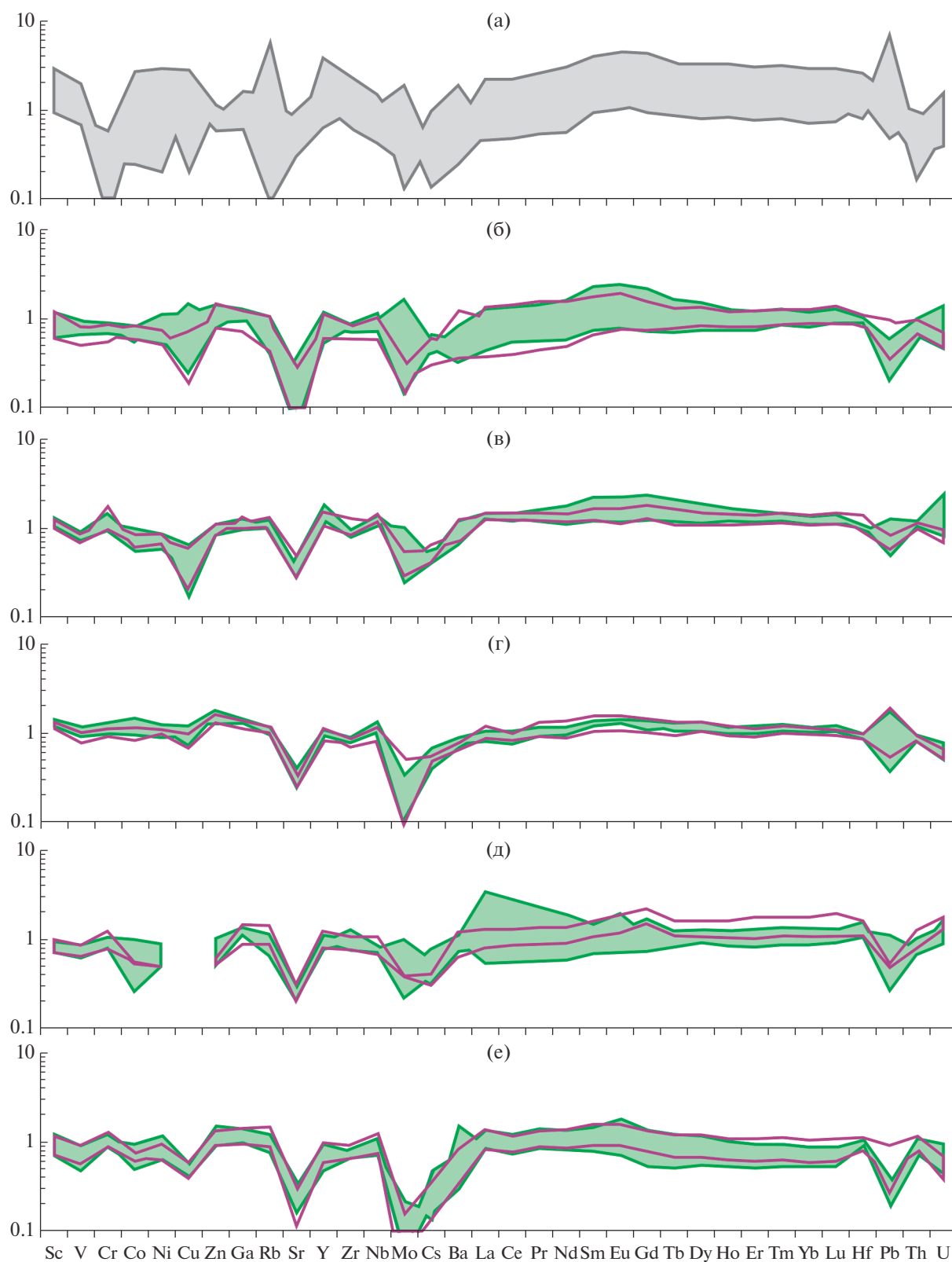


Рис. 9. Нормированные по PAAS спектры распределения редких и рассеянных элементов в вулканических туфах, в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала.

а — все туфы исследованной выборки; б — зиганская свита; в — крутихинская подсвита чернокаменской свиты; г — ба-синская свита; д — бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; е — койвинская свита.

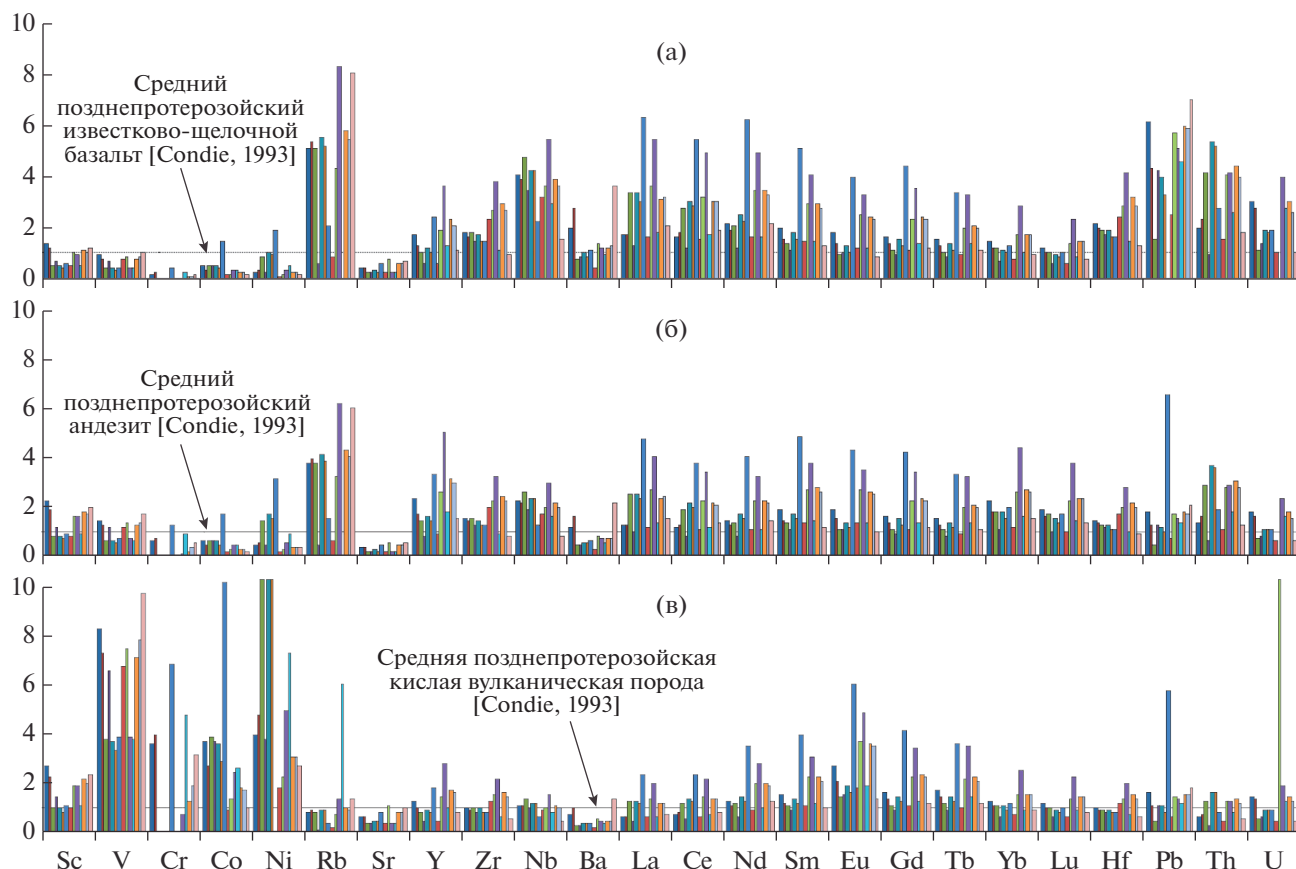


Рис. 10. Сравнение величин содержания редких и рассеянных элементов в вулканических туфах исследованной выборки и в позднепротерозойском среднем известково-щелочном базальте (а), среднем андезите (б) и средней кислой вулканической породе (в) (все — по [Condie, 1993]). Количество столбиков в ячейке каждого элемента соответствует количеству проанализированных проб.

В то же время в них, по сравнению с пеплами, больше Sr (170 против 103 г/т) и Ba (900 против ~460 г/т).

Красноцветные и обычно окрашенные глинистые породы

Среднее содержание TiO_2 в обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты, отобранных в разрезе на северной окраине г. Усть-Катав, составляет 0.80 мас. %; примерно такое же содержание TiO_2 (0.77 мас. %) характерно и для красноцветных аргиллитов. В обычно окрашенных глинистых породах содержание MgO (среднее) составляет ~3.00 мас. % (в PAAS — 2.20 мас. %), а средняя сумма щелочей ~5.50 мас. %, что несколько выше, чем в PAAS (4.90 мас. %). В красноцветных аргиллитах MgO (среднее) составляет 3.13 мас. %, тогда как $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (среднее) в них примерно 5.28 мас. %.

Величина гидролизатного модуля ГМ в обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты варьирует от 0.39 до 0.43. В красноцветных разно-

стях аргиллитов величина $\text{ГМ}_{\text{среднее}}$ составляет 0.43 ± 0.01 , а величина ГМ, рассчитанная для PAAS, — 0.43. Титановый модуль в обычно окрашенных аргиллитах 0.045–0.048, в красноцветных аргиллитах 0.039–0.049, при этом средние значения ТМ в них практически равны (0.046 ± 0.001 и 0.046 ± 0.003), а в PAAS значение ТМ несколько выше (0.053). Среднее значение модуля ЖМ в обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты вполне сопоставимо с величиной ЖМ, рассчитанной для PAAS (0.37 ± 0.04 и 0.36 соответственно); в красноцветных аргиллитах значение этого параметра заметно выше (0.47 ± 0.03). В последних установлено несколько более высокое среднее значение ФМ по сравнению с обычно окрашенными аргиллитами и PAAS (0.19 ± 0.01 против 0.16 ± 0.01 ; $\text{ФМ}_{\text{PAAS}} = 0.15$). Средние величины модуля НКМ в аргиллитах обоих литотипов очень близки (обычно окрашенные — 0.32 ± 0.01 , красноцветные — 0.31 ± 0.03), в PAAS модуль НКМ равен 0.26. В целом, по большинству параметров обычно окрашенные и красноцветные аргиллиты зиганской свиты вполне сопоставимы.

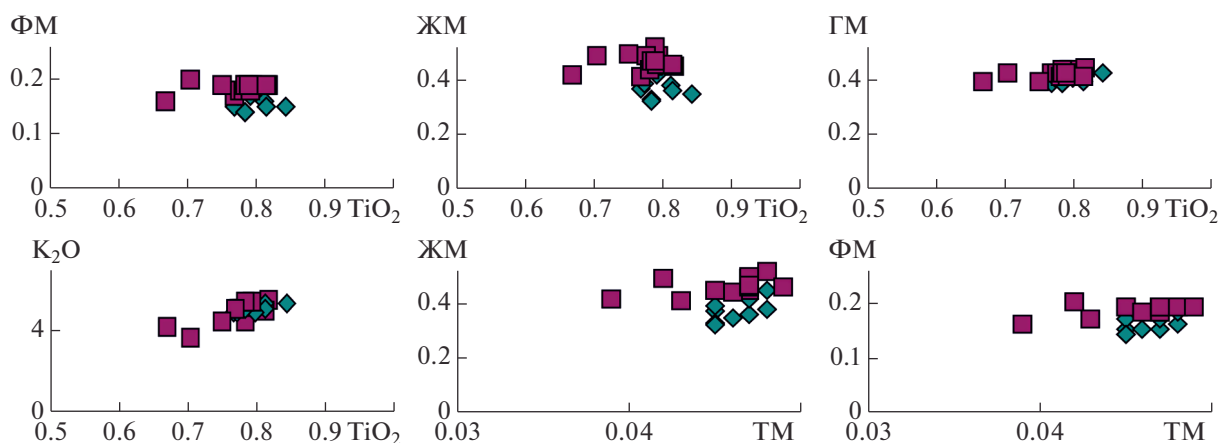


Рис. 11. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах зиганской свиты.

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ точки составов обычно окрашенных и красноцветных аргиллитов зиганской свиты локализованы, в основном, в области V (хлорит-сметит-иллитовые глины). Значительная часть точек обоих литотипов образует единое компактное поле (см. рис. 5а).

Нормированные по PAAS концентрации основных породообразующих оксидов в красноцветных и в обычно окрашенных аргиллитах демонстрируют заметное сходство. В обоих литотипах установлено сопоставимое с PAAS содержание оксидов кремния, титана, алюминия и фосфора, а также несколько более высокое, по сравнению с PAAS, содержание оксидов магния и калия и существенно более низкое — кальция и натрия (см. рис. 6а).

Рассчитанные величины модулей Страхова и Бострёма для двух типов аргиллитов зиганской свиты также вполне сопоставимы: в обычно окрашенных — 10 ± 1 и 0.66 ± 0.02 , в красноцветных — 12 ± 1 и 0.61 ± 0.02 . Эти цифры позволяют предполагать, что эксгальационный материал в обоих типах аргиллитов отсутствует, поскольку они выходят за пределы пороговых значений 25 [Страхов, 1976] и 0.4 [Boström, 1973], отделяющих породы с примесью эксгальативных компонентов от обычных осадочных пород.

Для обычно окрашенных аргиллитов характерна хорошо выраженная положительная корреляция TiO_2 и K_2O ($r = 0.70$), TiO_2 и ГМ ($r = 0.72$), ТМ и ФМ ($r = 0.59$). Менее сильная, но также положительная корреляция наблюдается между ФМ и НКМ ($r = 0.39$). Величины TiO_2 и ЖМ, TiO_2 и

Fe_2O_3^* , а также TiO_2 и ФМ слабо связаны: корреляция положительная или отрицательная ($r = -0.06$, $r = 0.12$ и $r = -0.05$ соответственно) (рис. 11).

В красноцветных аргиллитах наблюдается сильная или умеренная положительная корреляция TiO_2 и K_2O ($r = 0.81$), TiO_2 и ГМ ($r = 0.59$), TiO_2 и

Fe_2O_3^* ($r = 0.30$), TiO_2 и ФМ ($r = 0.41$), а также ТМ и ЖМ ($r = 0.53$), ТМ и ФМ ($r = 0.55$). Очень слабая положительная корреляция характерна для TiO_2 и ЖМ ($r = 0.18$), ФМ и НКМ ($r = 0.16$).

Нормированные по PAAS концентрации редких и рассеянных элементов в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах зиганской свиты не обнаруживают каких-либо принципиальных отличий (см. рис. 9б). Оба литотипа характеризуются весьма низкими концентрациями Cu, Sr, Mo, Ba и Pb, по сравнению с PAAS, тогда как большинство других элементов присутствует в исследованных аргиллитах в количествах, сопоставимых с постархейским австралийским глинистым сланцем.

Среднее значение суммы РЗЭ (при исключении аномального образца m-09-08-1) в обычно окрашенных аргиллитах составляет 175.29 ± 48.24 г/т. Примерно такое же среднее значение (165.89 ± 51.73 г/т) получено и для красноцветных аргиллитов (минимальное 84.83, максимальное 261.45 г/т). Вполне сопоставимыми в них являются также и средние значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и Eu/Eu^* : в обычно окрашенных аргиллитах — 7.80 ± 2.35 и 0.71 ± 0.02 , в красноцветных аргиллитах — 7.22 ± 2.05 и 0.70 ± 0.02 . Примечательно, что обе выборки аргиллитов характеризуются значительным разбросом минимальных и максимальных значений параметра $(\text{La}/\text{Yb})_N$: в зеленых и сероцветных аргиллитах — 4.73–11.70, в красноцветных аргиллитах — 3.64–11.51. В целом, нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в аргиллитах двух исследованных литотипов принципиально не отличаются от спектра РЗЭ в PAAS (см. рис. 8б).

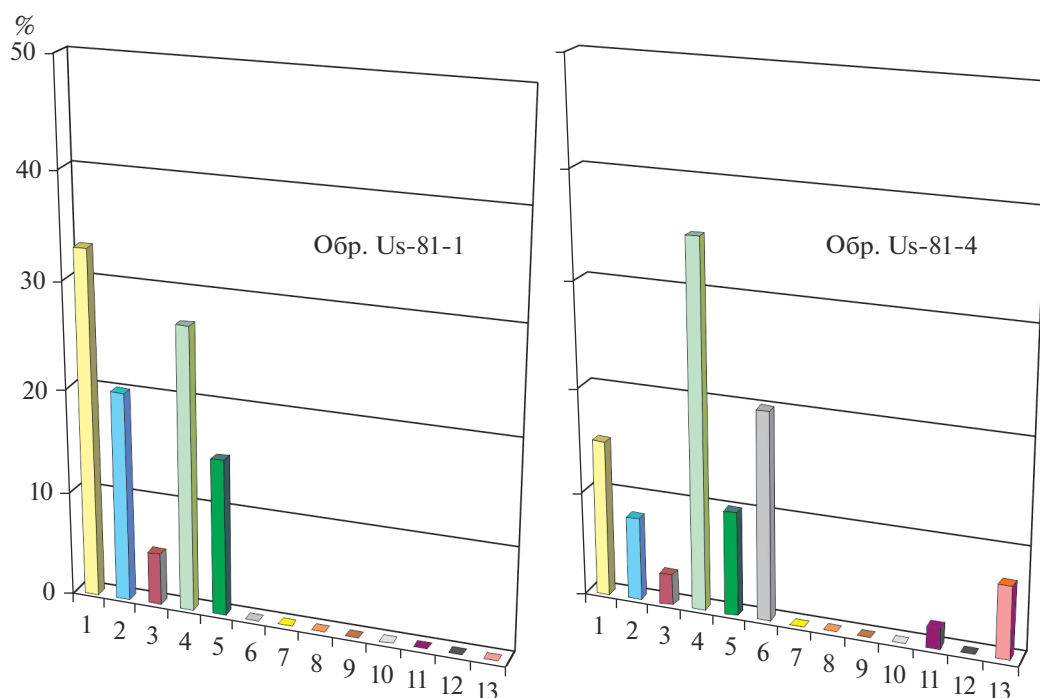


Рис. 12. Минеральный состав глинистых пород крутихинской подсвиты чернокаменной свиты: обычно окрашенных (обр. Us-81-1) и красноцветных (обр. Us-81-4).

1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – калиевый полевой шпат; 4 – иллит; 5 – хлорит; 6 – смешанослойные образования; 7 – мусковит; 8 – кальцит; 9 – доломит; 10 – рентгеноаморфная фаза; 11 – гетит; 12 – пирит; 13 – гематит.

По данным рентгенофазового анализа, обычно окрашенные глинистые породы, присутствующие в разрезе крутихинской подсвиты чернокаменной свиты на левом берегу р. Усвы, несколько выше скалы Мултык, сложены преимущественно иллитом (27–40%), кварцем (27–34%), плагиоклазами (5–20%) и хлоритом (10–17%). В них также присутствуют смешанослойные образования типа иллит–сметит (0–12%) и калиевые полевые шпаты (0–5%) (рис. 12а). Примерно такой же минеральный состав характерен для красноцветных аргиллитов: иллита 29–38%, кварца 15–36%, смешанослойных образований 7–20%, калиевых полевых шпатов 2–5%. Хлорит и гетит присутствуют в переменных количествах (соответственно 0–12 и 0–2%). Постоянным компонентом в красноцветных разностях, в отличие от обычно окрашенных аргиллитов, является гематит (3–7%) (см. рис. 12б).

Среднее содержание TiO_2 в обычно окрашенных аргиллитах крутихинской подсвиты несколько ниже, чем содержание TiO_2 в РААС (0.91 против 1.0 мас. %); среднее содержание MgO в них также более низкое (1.95 против 2.20 мас. %), а $(K_2O + Na_2O)_{\text{среднее}}$ – более высокое (соответственно 5.64 против 4.90 мас. %). В красноцветных аргиллитах эти параметры (0.88, 1.98 и 5.67 мас. % соответственно) вполне сопоставимы с обычно окрашенными глинистыми породами.

Зеленые и сероцветные глинистые породы крутихинской подсвиты характеризуются сопоставимыми с РААС средними величинами ТМ (0.052 ± 0.003 и 0.053), ФМ (0.16 ± 0.02 и 0.15), ГМ (0.43 ± 0.02 и 0.43) и ФТМ (0.18 ± 0.09 и 0.16). Средние значения модулей ЖМ и НКМ в них несколько выше (соответственно 0.41 ± 0.04 против 0.36 и 0.32 ± 0.02). Красноцветные аргиллиты характеризуются сходными значениями перечисленных модулей, за исключением более высокого в них среднего значения ЖМ, по сравнению с обычно окрашенными аргиллитами (0.50 ± 0.06 против 0.41 ± 0.04).

На диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ поля точек с составами обычно окрашенных и красноцветных аргиллитов крутихинской подсвиты полностью перекрываются и тяготеют к границе классификационных областей V (хлорит–сметит–иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов) (см. рис. 5б).

Нормированные по РААС величины содержания основных породообразующих оксидов в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах также указывают на существенное геохимическое сходство обоих литотипов (см. рис. 6б). Для обеих разностей характерны значительный дефицит CaO (0.26 ± 0.07 и 0.28 ± 0.06 РААС) и не-

сколько повышенное среднее содержание Na_2O (1.29 ± 0.14 и 1.26 ± 0.12). В красноцветных аргиллитах установлено несколько более высокое, по сравнению с обычно окрашенными, содержание FeO (соответственно 1.21 ± 0.14 и 1.04 ± 0.09).

Средние значения модулей Страхова и Бострёма, рассчитанные для обоих литотипов, также сопоставимы (обычно окрашенные аргиллиты — 10 ± 1 и 0.64 ± 0.02 , красноцветные — 12 ± 1 и 0.59 ± 0.03). Их абсолютные величины указывают на отсутствие в породах обоих литотипов эксталятивных компонентов.

Для обычно окрашенных глинистых пород крутихинской подсвиты характерна отрицательная корреляция содержания TiO_2 и величин модулей ЖМ ($r = -0.19$), ГМ ($r = -0.48$) и ФМ ($r = -0.34$). Отрицательная корреляция наблюдается между величинами содержания TiO_2 и K_2O ($r = -0.24$), а также TiO_2 и Fe_2O_3^* ($r = -0.40$) в обычно окрашенных породах. Корреляционная связь модулей ТМ и ЖМ в них отсутствует ($r = 0.09$), а пара ТМ и ФМ характеризуется слабой отрицательной связью ($r = -0.18$). Для красноцветных аргиллитов характерна положительная корреляция TiO_2 и ЖМ ($r = 0.65$), TiO_2 и ГМ ($r = 0.63$), TiO_2 и ФМ ($r = 0.73$). Корреляция содержаний оксидов титана и калия — умеренная отрицательная ($r = -0.47$), а TiO_2 и Fe_2O_3^* — выраженная положительная ($r = 0.72$). Положительная корреляция разной силы наблюдается в парах модулей ТМ и ЖМ ($r = 0.68$), ТМ и ФМ ($r = 0.39$), тогда как в паре ФМ и НКМ — корреляция слабая отрицательная ($r = -0.35$).

Сопоставление нормированных на PAAS величин содержания редких и рассеянных элементов в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах также позволяет видеть их заметное сходство. Для обоих литотипов характерны пониженные относительно PAAS величины содержания Cu , Sr , Mo , Cs , Ba и Pb , а также пониженные концентрации V , Co , Ni и U (см. рис. 9в). В то же время содержание Sc , Cr , Y , Nb и всех лантаноидов как в обычно окрашенных аргиллитах, так и в красноцветных разностях несколько выше, чем в среднем австралийском постархейском сланце.

Глинистые породы этих двух литотипов характеризуются близкими средними значениями параметра $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$: 9.64 ± 1.81 (5.50...11.24) и 10.26 ± 1.22 (8.68...12.59) в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах соответственно. Сопоставимы в них также и средние значения параметра $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$: 1.70 ± 0.45 , 0.96 ... 2.49 и 1.81 ± 0.13 , 1.59 ... 1.96) и Eu/Eu^* (0.62 ± 0.05 , 0.56 ... 0.74 и 0.62 ± 0.02 , 0.60 ... 0.67). Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в них близко напоминают спектр лантаноидов в PAAS (см. рис. 8в).

По данным [Маслов, 2014], красноцветные глинистые породы басинской свиты сложены тонкодисперсным агрегатом, состоящим из иллита и слабоокристаллизованного пелитового материала, интенсивно пигментированного тонкодисперсным гематитом. В породах также присутствуют магнезиально-железистый хлорит и иллит 2М [Сульман, Демчук, 1978].

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ точки составов аргиллитов басинской свиты сосредоточены преимущественно в полях IV (глинистые породы хлорит-иллитового состава) и V (хлорит-сметит-иллитовые глины) [Маслов, 2014].

Для характеристики обычно окрашенных и красноцветных аргиллитов, присутствующих в басинской свите (разрез на 105–106 км автодороги Уфа–Инзер), имеются только данные о содержании в них редких и рассеянных элементов. Нормирование этих величин по PAAS позволяет видеть, как и в большинстве рассмотренных выше примеров, большое геохимическое сходство этих двух литотипов (см. рис. 9г). В обычно окрашенных и в красноцветных аргиллитах установлены более низкие, по сравнению с PAAS, концентрации Sr , Mo и Cs , а также Ba ; в них существенно варьирует содержание Pb . По сравнению с PAAS в глинистых породах обоих литотипов несколько больше Sc , Zn , Ga и средних лантаноидов (Sm ... Dy). Единственное отличие обычно окрашенных глинистых пород басинской свиты от красноцветных разностей состоит в более высоком содержании в них Nb (1.20 против 1.02 PAAS).

Сходство распределения нормированных по хондриту величин содержания РЗЭ в исследованных литотипах аргиллитов басинской свиты проявляется как в облике спектров (см. рис. 8г), так и при сравнении средних величин основных параметров. Так, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ в обычно окрашенных аргиллитах — 8.19 ± 0.88 , в красноцветных — 8.74 ± 0.96 ; $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ — соответственно 1.56 ± 0.09 и 1.50 ± 0.17 и Eu/Eu^* — 0.69 ± 0.02 и 0.69 ± 0.02 .

Обычно окрашенные и красноцветные тонкозернистые обломочные породы бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты в разрезе, вскрытом по правому борту долины р. Лемеза, выше устья руч. Шаркраук (окрестности д. Искусшта), характеризуются сопоставимыми средним содержанием оксидов титана (0.73 и 0.78 мас. %), магния, калия и натрия (~8.00 и 8.20 мас. %).

Рассчитанное для обычно окрашенных глинистых сланцев бедерышинской подсвиты среднее значение модуля ГМ заметно ниже, чем рассчитанное для PAAS (0.34 ± 0.05 против 0.43). Близкая величина ГМ установлена в красноцветных глинистых сланцах (0.37 ± 0.03). В то же время

средние значения модуля ТМ в обоих литотипах (0.053 ± 0.005 и 0.054 ± 0.002) практически такие же, как в РААС (0.053). В среднем величина модуля ЖМ в обычно окрашенных глинистых породах ниже (0.29 ± 0.04), чем значение этого модуля в РААС (0.36), тогда как в красноцветных разностях величина ЖМ_{среднее} заметно выше (0.43 ± 0.06). Средние значения модуля ФМ в глинистых породах двух типов вполне сопоставимы (0.17 ± 0.04 и 0.18 ± 0.02) и довольно близки к величине ФМ, рассчитанной для РААС (0.15). Сопоставимы в обычно окрашенных и красноцветных глинистых сланцах и средние значения НКМ (соответственно 0.56 ± 0.05 и 0.57 ± 0.04), которые более чем в 2 раза выше РААС (0.26).

Вследствие высокого содержания оксида калия в обоих исследованных литотипах глинистых пород фигуративные точки обычно окрашенных и красноцветных глинистых сланцев бедерышинской подсвиты на диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)/ $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ сдвинуты в область повышенных НКМ и формально могут рассматриваться как иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов (см. рис. 5в). Однако для нас более важно отметить, что поля двух этих литотипов характеризуются почти 100%-ным перекрытием, что позволяет считать их литохимически очень близкими, практически не отличающимися по компонентному составу.

Нормирование содержаний основных породообразующих оксидов в обычно-окрашенных и красноцветных аргиллитах по РААС (см. рис. 6в) показывает, что распределение SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и P_2O_5 в них является сходным, а среднее содержание перечисленных оксидов несколько ниже, чем в РААС. Среднее содержание оксида калия в обоих литотипах примерно в 2 раза выше, чем в РААС (в обычно окрашенных глинистых сланцах 1.90 ± 0.59 , в красноцветных разностях 1.99 ± 0.20). Различия между двумя литотипами выявляются и при сравнении среднего содержания оксидов магния и кальция (в обычно окрашенных глинистых породах — 2.45 ± 0.67 и 2.92 ± 2.55 , в красноцветных — 1.90 ± 0.24 и 1.25 ± 0.43); а также FeO (в обычно окрашенных — 0.58 РААС, тогда как в красноцветных — 0.90 РААС).

Средние величины модулей Страхова и Бострёма хотя и несколько отличаются, однако позволяют сделать вывод об отсутствии эксгальвативных продуктов в составе обоих типов глинистых пород. В обычно окрашенных глинистых сланцах бедерышинской подсвиты (разрезе по р. Юрюзань в окрестностях д. Искушта) указанные величины составляют 7 ± 1 и 0.71 ± 0.03 , а в красноцветных разностях — 10 ± 1 и 0.63 ± 0.03 .

Для обычно окрашенных глинистых сланцев характерна отрицательная корреляция содержа-

ния TiO_2 с величинами модулей ЖМ ($r = -0.74$) и ФМ ($r = -0.76$) (рис. 13). Напротив, между TiO_2 ,

K_2O , Fe_2O_3^* и значениями модуля ГМ корреляционная связь сильная положительная (соответственно $r = 0.80$, $r = 0.71$ и $r = 0.64$). Величины ТМ и ЖМ, напротив, связаны слабой положительной корреляцией ($r = 0.33$), а между ТМ и ФМ, а также ФМ и НКМ корреляционная связь отсутствует (в обоих случаях $r = -0.03$). В красноцветных глинистых сланцах пары TiO_2 и ЖМ, а также TiO_2 и K_2O слабо связаны ($r = 0.29$ и $r = 0.39$), тогда как

между TiO_2 и ГМ, а также TiO_2 и Fe_2O_3^* корреляция умеренная положительная (в обоих случаях $r = 0.42$). В парах TiO_2 и ФМ, ТМ и ЖМ, а также ТМ и ФМ корреляция отсутствует ($r = 0.02$, $r = 0.10$ и $r = -0.07$). В красноцветных глинистых сланцах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты разреза в окрестностях д. Искушта величины модулей ФМ и НКМ демонстрируют положительную корреляционную зависимость ($r = 0.62$).

Распределение редких и рассеянных элементов в обоих литотипах в целом достаточно сходное. При нормировании по РААС видно, что обычно окрашенные и красноцветные глинистые породы бедерышинской подсвиты верхнего рифея Южного Урала характеризуются в целом более низкими средними содержаниями Co, Ni, Zn, Sr, Mo, Cs, Pb и V (см. рис. 9д). Более высокие, по сравнению с РААС, средние концентрации Ga, Sm, Tu, Gd и U установлены в обоих литотипах. Кроме того, в красноцветных глинистых сланцах среднее содержание Tb...Lu и Hf превышает в 1.4–1.6 раза уровень содержания перечисленных элементов в РААС.

Нормированное по хондриту содержание РЗЭ в обычно окрашенных и красноцветных глинистых сланцах бедерышинской подсвиты также практически одинаковое (см. рис. 8д). Средние величины $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и Eu/Eu^* в них также, с учетом погрешностей, существенно не отличаются (соответственно 7.31 ± 1.45 и 0.65 ± 0.04 , 6.74 ± 0.17 и 0.63 ± 0.04).

Обычно окрашенные и красноцветные тонкозернистые обломочные породы койвинской свиты венда Среднего Урала характеризуются вполне сопоставимым средним содержанием оксидов титана, магния и калия (соответственно 0.75 и 0.80, 2.03 и 2.04, 4.72 и 4.71 мас. %). В красноцветных разновидностях несколько выше среднее содержание оксида натрия (1.50 против 0.90 мас. % в обычно окрашенных).

Средние величины модуля ГМ в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах койвинской свиты близки (0.45 ± 0.05 и 0.44 ± 0.04), в РААС этот параметр равен 0.43. ТМ_{среднее},

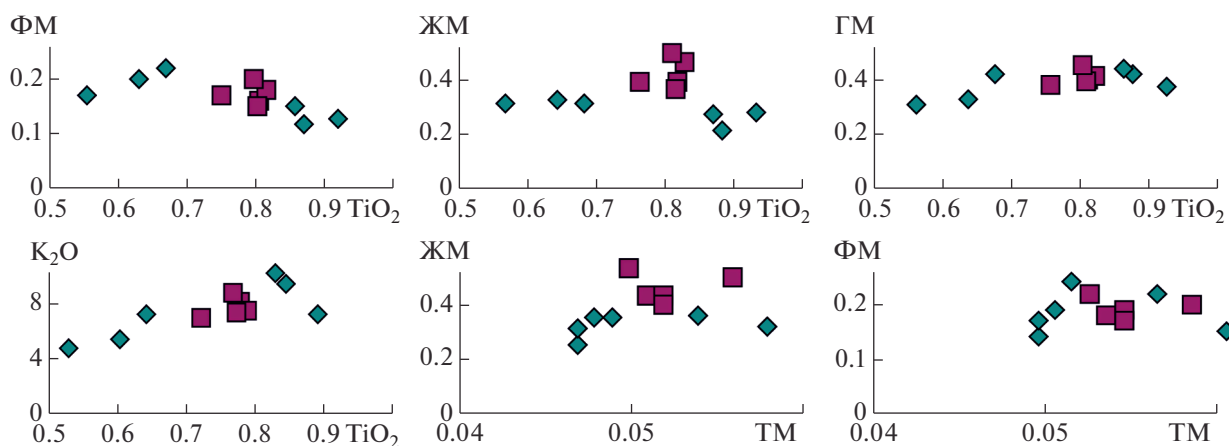


Рис. 13. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты.

рассчитанное для первого литотипа ($0.039 \pm \pm 0.002$), заметно ниже PAAS, тогда как рассчитанное для второго литотипа (0.045 ± 0.003) — несколько выше. Средние значения модуля ЖМ в обоих литотипах, с учетом погрешностей, также вполне сопоставимы (0.38 ± 0.03 и 0.42 ± 0.02) и несколько выше PAAS (0.36). Средние величины ФМ в обычно окрашенных и красноцветных тонкозернистых обломочных породах койвинской свиты одинаковы (0.16 ± 0.02) и, с учетом погрешностей, вполне близки PAAS (0.15). Среднее значение модуля НКМ, рассчитанное для красноцветных глинистых сланцев, выше, чем рассчитанное для сланцев обычно окрашенных, хотя, с учетом погрешностей, эти величины могут рассматриваться как статистически сопоставимые (0.35 ± 0.05 и 0.29 ± 0.03). В среднем австралийском постархейском глинистом сланце значение модуля НКМ составляет 0.26, и, таким образом, оба рассматриваемых типа глинистых сланцев можно считать несколько отличающимися от PAAS.

На классификационной диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)/ Al_2O_3 —($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$)/ SiO_2 точки составов тонкозернистых обломочных пород койвинской свиты, как обычно окрашенных, так и красноцветных, сосредоточены, в основном, в областях V (хлорит-сметит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов) (см. рис. 5г). В целом, поля глинистых пород располагаются на диаграмме со значительным перекрытием, демонстрируя сходство химического состава.

В обычно окрашенных глинистых породах койвинской свиты среднее содержание оксидов кремния, алюминия, двухвалентного железа и магния (см. рис. 6г) является близким PAAS. Однако среднее содержание оксидов титана и фосфора несколько ниже, а оксида кальция — суще-

ственно ниже, по сравнению с PAAS. Содержание оксида калия в среднем составляет 1.27 PAAS, а оксида натрия — 0.75 PAAS. Подобные величины, в основном, свойственны также и красноцветным тонкозернистым обломочным породам, за исключением более высокого содержания в них натрия ($\text{Na}_2\text{O}_{\text{среднее}}$ достигает 1.25 PAAS).

Рассчитанные для исследуемых глинистых пород средние величины модулей Страхова и Бо-стрёма вполне сопоставимы: в обычно окрашенных глинистых сланцах — 12 ± 1 и 0.66 ± 0.01 , в красноцветных — 12 ± 1 и 0.63 ± 0.01 . Вариации этих параметров свидетельствуют об отсутствии в них эксгальвативных компонентов.

Обычно окрашенные сланцы койвинской свиты не показывают значимой корреляции TiO_2 и ЖМ ($r = -0.03$), а также ТМ и ЖМ ($r = 0.10$). Однако другие геохимические пары связаны положительной корреляционной зависимостью: TiO_2 и K_2O ($r = 0.93$), TiO_2 и ГМ ($r = 0.97$), TiO_2 и Fe_2O_3^* ($r = 0.69$), TiO_2 и ФМ ($r = 0.84$), ТМ и ФМ ($r = 0.87$), а также ФМ и НКМ ($r = 0.71$) (рис. 14). В красноцветных глинистых сланцах, напротив, существует положительная корреляционная связь между TiO_2 и ЖМ ($r = 0.80$), а также ТМ и ЖМ ($r = 0.61$). Значимая корреляция также наблюдается в парах TiO_2 и ГМ ($r = 0.69$), TiO_2 и Fe_2O_3^* ($r = 0.83$), TiO_2 и ФМ ($r = 0.89$). Величины модулей ФМ и НКМ связаны умеренной отрицательной корреляцией ($r = -0.49$). В красноцветных глинистых сланцах не наблюдается отчетливо выраженной взаимосвязи между TiO_2 и K_2O ($r = 0.14$).

Распределение редких и рассеянных элементов является сходным в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах. При нормировании по PAAS в обоих литотипах выявляются

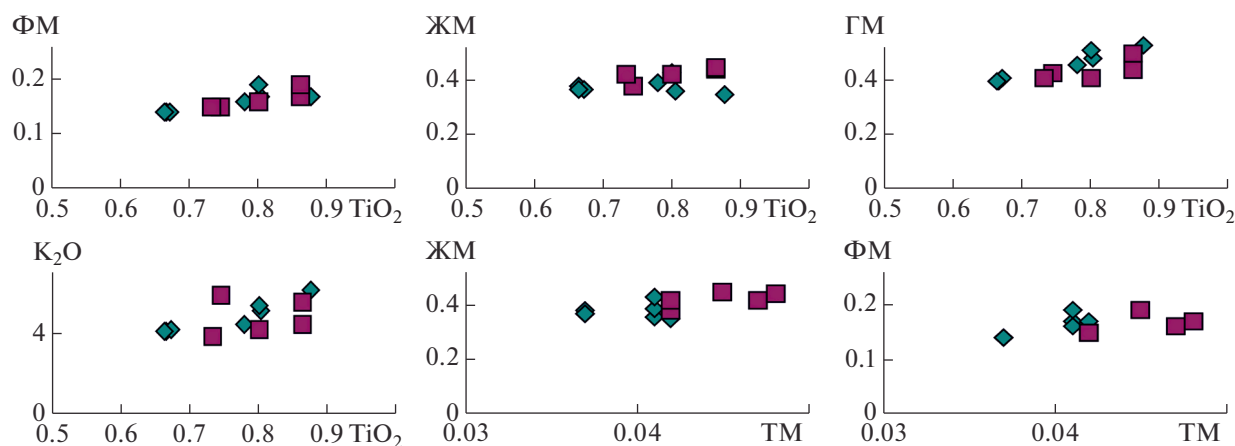


Рис. 14. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах койвинской свиты.

пониженные концентрации Co, Cu, Sr, Mo, Cs, Pb и U, а также V, Y, Ba и Ho...Lu (см. рис. 9е). Несколько повышенные в среднем концентрации Zn (1.23 PAAS) и Ga (1.19 PAAS) характерны для обычно окрашенных глинистых сланцев; а Ga (1.19 PAAS) — для красноцветных глинистых пород.

Среднее значение $(La/Yb)_N$ в обычно окрашенных глинистых породах койвинской свиты венда составляет 13.93 ± 1.05 , и практически такая же величина $(La/Yb)_{N_{\text{среднее}}}$ получена для красноцветных глинистых пород (13.19 ± 1.89) изученного разреза. Величина отрицательной европиевой аномалии в них практически одинакова и в среднем составляет 0.75 ± 0.05 и 0.73 ± 0.04 соответственно. Вследствие этого в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах наблюдается близкое сходство нормированных по хондриту спектров РЗЭ (см. рис. 8е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Сравнение результатов исследования минерального состава вулканических туфов (пород с аномальной окраской), обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород методами рентгенофазового анализа показывает, что принципиальных различий между ними нет. На первый взгляд, некоторые из исследованных образцов, на основании высокого содержания в них плагиоклазов, можно было бы отнести к пепловым туфам, однако результаты детальных геохимических исследований не позволяют это сделать.

На диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ фигуративные точки вулканических туфов сосредоточены в области VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов). В то же время точки обычно

окрашенных и красноцветных глинистых пород распределяются практически поровну между областями V (хлорит-сметит-иллитовые глины) и VI диаграммы или бывают сосредоточены преимущественно в области V. Исключением являются тонкозернистые обломочные породы бедрышинской подсвиты зильмердакской свиты: точки с составами этих пород, также как и точки вулканических туфов, располагаются в области VI. Однако при этом тонкозернистые обломочные породы характеризуются заметно более высокими, по сравнению с туфами, величинами отношения $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$: в обычно окрашенных — 0.56 ± 0.05 (0.50...0.63); в красноцветных — 0.57 ± 0.04 (0.53...0.61), тогда как в туфах — 0.39 ± 0.04 (0.35...0.48). Таким образом, различное распределение на диаграмме точек вулканических туфов и точек с составами вмещающих туфы красноцветных глинистых пород позволяет прийти к выводу об их различном составе. В то же время компактное расположение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород на этой диаграмме и существенное перекрытие образуемых ими полей, напротив, указывают на близость их химического состава.

Вывод о существенном сходстве валового химического состава обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород следует и из распределения фигуративных точек на дискриминантных диаграммах соотношения основных породообразующих оксидов. Несмотря на некоторые вариации содержания CaO и P_2O_5 , поля точек обоих литотипов на большинстве диаграмм характеризуются значительным перекрытием. Вулканические туфы, в свою очередь, выделяются несколько более высоким содержанием оксида титана и резко повышенным, аномальным содержанием оксида натрия.

Спектры распределения редкоземельных элементов в вулканических туфах и в тонкозернистых обломочных породах обоих рассматриваемых литотипов близки и соответствуют распределению лантаноидов в РААС. Существенное сходство распределения индивидуальных кривых распределения РЗЭ также указывает на сходство составов красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород в разрезах верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала. Это подтверждается также и сходством распределения в них концентраций редких и рассеянных элементов, нормированных по РААС. Вулканические туфы выделяются заметно пониженным содержанием хрома, как относительно РААС, так и относительно красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород, в то время как глинистые породы отличаются от РААС и вулканических туфов пониженным содержанием стронция.

Таким образом, на первый поставленный нами в начале этой статьи вопрос следует ответить: валовый химический состав вулканических туфов, присутствующих в разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Северного Урала, заметно отличается от химического состава вмещающих эти туфы красноцветных глинистых пород.

Присутствует ли в составе красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород примесь “камуфлированной” пирокластики?

В качестве индикаторов ее присутствия можно использовать следующие геохимические параметры: 1) повышенное содержание магния ($MgO > 3$ мас. %); 2) повышенное содержание суммы щелочей ($K_2O + Na_2O > 8$ мас. %); 3) положительная корреляция геохимических модулей ТМ и ФМ, ТМ и ЖМ, K_2O и TiO_2 ; 4) отрицательная корреляция модулей НКМ и ФМ.

В обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты венда Южного Урала, включающей прослой вулканических туфов, среднее содержание MgO — около 3 мас. %; содержание суммы щелочей ($K_2O + Na_2O$) — около 5.50 мас. %. Величины содержания K_2O и TiO_2 связаны положительной корреляционной зависимостью, наблюдается положительная корреляция ТМ и ЖМ, ТМ и ФМ. В соответствии с принятыми выше критериями, “камуфлированная” пирокластика в этих породах, скорее всего, отсутствует; вероятно, нет в них и существенной примеси эксгальционных компонентов (Fe и Mn).

В красноцветных аргиллитах зиганской свиты, как переслаивающихся с обычно окрашенными аргиллитами, так и в слагающих самостоятельные пачки, среднее содержание MgO несколько выше 3 мас. %, а среднее содержание ($K_2O + Na_2O$) — около 5.20 мас. %. В них наблюдается положительная корреляция величин содержания K_2O и

TiO_2 , а также пар модулей ЖМ и ТМ, ФМ и ТМ. Эти особенности позволяют предполагать в красноцветных аргиллитах присутствие “камуфлированной” пирокластики и эксгальционных компонентов.

В обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах крутихинской подсвиты черномарской свиты венда Среднего Урала вулканические туфы отсутствуют. В обычно окрашенных аргиллитах среднее содержание MgO — около 2 мас. %; суммы щелочей ($K_2O + Na_2O$) — 5.60 мас. %. Корреляция величин содержания K_2O и TiO_2 , а также модулей ЖМ и ТМ не наблюдается, а связь между ТМ и ФМ — очень слабая отрицательная, между НКМ и ФМ — слабая положительная. Это позволяет прийти к выводу об отсутствии пирокластической примеси в составе обычно окрашенных аргиллитов крутихинской свиты. Величины модулей Страхова и Бострёма предполагают отсутствие в них эксгальционных компонентов.

Литогеохимические характеристики красноцветных аргиллитов крутихинской свиты также не позволяют предполагать в них примеси пеплового материала: среднее содержание MgO и суммы щелочей в этих аргиллитах ниже пороговых значений, позволяющих относить их к туффоидам. Корреляция K_2O и TiO_2 , а также НКМ и ФМ в них отрицательная, в то время как пары модулей ЖМ и ТМ, ФМ и ТМ демонстрируют положительную корреляционную связь. Средние величины модулей Страхова и Бострёма в красноцветных аргиллитах ниже пороговых значений и указывают на отсутствие в этих породах эксгальционных компонентов.

В обычно окрашенных и красноцветных тонкозернистых обломочных породах бедершинской подсвиты зильмердакской свиты Южного Урала прослой вулканических туфов отсутствуют. Среднее содержание суммы щелочей в этих глинистых породах составляет около 8 мас. %. Корреляция K_2O и TiO_2 , а также модулей ЖМ и ТМ в обоих литотипах положительная умеренная или слабая. Величины модулей ТМ и ФМ в них слабо коррелируются. В обычно окрашенных глинистых породах пара модулей НКМ и ФМ характеризуется слабой корреляционной зависимостью, в то время как в красноцветных разновидностях корреляция величин этих модулей значимая, положительная. Судя по приведенным данным, в тонкозернистых обломочных породах бедершинской подсвиты зильмердакской свиты страготипа рифея пирокластики, скорее всего, нет. Средние величины модулей Страхова и Бострёма в этих породах также ниже пороговых значений, что предполагает отсутствие в них также и эксгальционных компонентов.

В тонкозернистых обломочных породах койвинской свиты, среди которых вулканические пеплы нами не были встречены, среднее содержание MgO и суммы щелочей заметно ниже пороговых значений, отделяющих туффоиды от “нормальных” осадочных пород. Корреляция K_2O и TiO_2 , модулей ЖМ и ТМ, а также ФМ и ТМ в обоих литотипах положительная, но в заметной степени варьирует. Кроме того, в обычно окрашенных глинистых алевролитах койвинской свиты наблюдается отчетливо выраженная положительная корреляция ТМ и ФМ, а в красноцветных разновидностях – умеренная отрицательная. Все эти признаки позволяют относить оба рассмотренных типа глинистых алевролитов к обычным (“нормальным”) осадочным породам. На отсутствие эксгальвативных компонентов указывают средние величины модулей Страхова и Бострёма в глинистых породах.

Таким образом, можно сформулировать ответ на вопрос о присутствии в глинистых породах примеси пирокластики. Красноцветные и обычно окрашенные тонкозернистые обломочные и глинистые породы, среди которых в разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Южного Урала иногда наблюдаются вулканические туфы, как правило, не содержат пирокластического материала и должны рассматриваться как обычные осадочные породы. Свойственная им красная окраска, вероятно, обусловлена процессами, протекающими в пограничных прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановках с периодическим осушением и им подобных [Маслов, 2010, 2011; Маслов и др., 2013; Маслов, Гражданкин, 2011; Гражданкин и др., 2011, 2012].

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность рецензентам, чьи замечания и рекомендации способствовали более полному раскрытию темы настоящей работы, а также искренне признателен Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), выполнившей иллюстрации к этой работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-17-00099.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 138 с.
Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.

Аксенов Е.М., Иголкина И.С. О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 8. С. 22–25.

Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33–45.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 222 с.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–34.

Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В. Позднерифейские микробиальные колонии в обстановках с периодическим осушением // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 6. С. 656–661.

Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В. Прimitивные палеопочвы в верхнем рифее Южного Урала: комплексный подход // Геология и полезные ископаемые западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2011. С. 4–6.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.

Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 204 с.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю.Р. Беккер. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

Ключина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.

Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 3. С. 74–86.

Красильников Н.Н. Цифровая обработка 2D- и 3D-изображений. СПб.: “БХВ-Петербург”, 2011. 608 с.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.

Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь: Изд-во ОГУП Соликамская типография, 2001. 123 с.

- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Литохимические особенности отложений верхней части крутихинской подсвиты чернокаменской свиты как отражение процессов неопротерозойского педогенеза // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 155–160.
- Маслов А.В.* Литохимические особенности песчаников и алевроаргиллитов крутихинской подсвиты чернокаменской свиты и процессы педогенеза // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 107–112.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В.* Литохимические особенности пород верхнего венда с признаками влияния процессов педогенеза (окрестности г. Усть-Катав) // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 113–118.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю.* Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты (текстуальный и литогеохимический аспекты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 45–64.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т.* Чернокаменная свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 65–86.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т., Корнилова А.Ю.* Строение разрезов и фациальные особенности отложений венда в бассейне р. Межевая Утка (западный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 73–87.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др.* Пепловые туфы в отложениях сыльицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седимент- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Т. I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001а. 351 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седимент- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001б. 134 с.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 67–80.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Савельев Д.П., Савельева О.Л., Карташева Е.В.* Геохимические свидетельства связи мелового аноксического события с вулканизмом в породах смагаинского комплекса п-ова Камчатский Мыс // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 236–243.
- Сокур Т.М.* Реконструкция условий формирования аргиллитов верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы литохимическими методами // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 206–208.
- Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б.* Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г. и др.* Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на севере Русской платформы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 661–664.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Сульман А.М., Демчук И.Г.* Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения / Отв. ред. Л.В. Анфимов, В.И. Козлов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 16–24.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. М.: Наука, 1988. 272 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Москва, Берлин: Директ-Медиа, 2015. 724 с. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=428043> (дата обращения: 02.05.2020).
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В., Беляев А.А.* Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868–882.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В.* Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лавренко Н.С.* Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464–1476.
- Boström K.* The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P. 148–243.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Igneous Rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks.* N. Y., Melbourne: Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell Scientific, 1985. 312 p.

Volcanic Tuffs, Red-Colored and Usually Colored Clayey Rocks in Upper Riphean and Vendian Deposits on the Middle and Southern Urals: Comparison of Lithochemical Characteristics

A. V. Maslov^{1,2,*}

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
Acad. Koptug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: amas2004@mail.ru*

In lower part of the Upper Vendian deposits on the East European platform, packs of chocolate-brown clay rocks/tuffargillites containing intercalations of volcanic tuffs, products of acidic volcanism, are widespread. In cross-sections of the Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle and Southern Urals, there are also packs of red-colored clay rocks, among which in the early 2000s volcanic tuffs/clay-like rocks with anomalous coloration (light gray with a pinkish, cream, greenish or steel tint, light brown with a beige tint, etc.) were found. The purpose of this work is to compare the lithogeochemical characteristics of volcanic ash tuffs, usually colored and red-colored clay rocks present at many levels of the Upper Riphean and Vendian of the Middle and Southern Urals (and those among which there are volcanic tuffs, and those among which there are none) and search answers to two questions – how much are they different/similar? And is pyroclastic/tufogenic material necessarily present in the red-colored varieties of clay rocks?

Keywords: Middle Urals, South Urals, Upper Riphean, Vendian, volcanic tuffs, red-colored and usually colored terrigenous rocks, lithogeochemistry.