

УДК 550.93:551.72:552.52(471.503)

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ВОЗРАСТ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В АРГИЛЛИТАХ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2019 г. И. М. Горохов^{1,*}, Т. С. Зайцева¹, А. Б. Кузнецов¹,
Г. В. Овчинникова¹, М. М. Аракелянц², В. П. Ковач¹,
Г. В. Константинова¹, Т. Л. Турченко¹, И. М. Васильева¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

*e-mail: gorokhov@ig1405.spb.edu

Поступила в редакцию 16.10.2017 г.

Принята к публикации 12.04.2018 г.

Глинистые субфракции (СФ) с размером частиц 2–5, 0.6–2, 0.3–0.6, 0.2–0.3 и 0.1–0.2 мкм, выделенные из двух образцов аргиллитов верхнерифейской инзерской свиты Южного Урала, изучены методом просвечивающей электронной микроскопии, рентгеноструктурным, U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и K–Ar методами. Все СФ составлены низкотемпературным 1M_d иллитом; примеси кварца, хлорита и 2M₁ иллита наблюдаются только в самых крупнозернистых СФ. Глинистые частицы вне зависимости от размера СФ имеют изометричную форму. Стандартизированные индексы кристалличности иллита (CIS) во всех СФ характерны для зоны диа(ката)генеза. По мере уменьшения размера частиц в СФ от 2–5 до 0.1–0.2 мкм величина CIS увеличивается, отношение I₀₀₂/I₀₀₁ на дифрактограммах падает, содержание K и отношение K/Rb возрастают.

Выщелачивание 1N HCl и 1N NH₄OAc и U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr анализ необработанной СФ, кислотной (ацетатной) вытяжки и остатка от выщелачивания позволили изучить систематику смешивания в мобильном и силикатном материале аргиллитов. Отношения ²³⁸U/²⁰⁴Pb и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в кислотных и ацетатных вытяжках ниже, а отношение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd выше, чем в остатках от выщелачивания. Для вытяжек также характерны менее радиогенные Pb и Sr и более радиогенный Nd по сравнению с остатками. По мере уменьшения величины частиц в СФ содержания U, Pb, Sm, Nd и Sr в остатках от выщелачивания плавно уменьшаются, а содержание Rb растет. Отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в остатках от выщелачивания для мелкозернистых СФ значительно выше, а отношение ²³⁸U/²⁰⁴Pb ниже, чем для крупнозернистых СФ. Кроме того, фигуративные точки остатков от выщелачивания разноразмерных СФ на графиках в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и 1/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr располагаются на линиях смешивания. Точки соответствующих кислотных и ацетатных вытяжек также образуют линейные тренды в координатах ²³⁸U/²⁰⁴Pb–²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd–¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Кажущиеся Rb–Sr возрасты, вычисленные из наклонов “внутренних изохрон”, равно как и K–Ar возрасты, постепенно уменьшаются от соответственно 835–836 и 721–773 млн лет для СФ 2–5 мкм до 572–580 и 555–580 млн лет для СФ 0.1–0.2 мкм. Таким образом, рентгеноструктурные и изотопные данные свидетельствуют о том, что как глинистая, так и мобильная составляющие материала аргиллитов представляют собой смеси по меньшей мере двух компонентов, причем силикатная фаза содержит разновозрастные аутигенные иллиты. Иллит первой генерации, обогащенный в крупнозернистых СФ с размером частиц 2–5 и 0.6–2 мкм, образовался вскоре после отложения инзерских осадков, и его возраст 803–836 млн лет согласуется со стратиграфическим возрастом свиты. Геологическим процессом, приведшим к формированию этого иллита, было либо простое литостатическое погружение, либо интенсивный горизонтальный флюидный поток, вызванный тектонической инверсией в восточных районах Уральского палеобассейна. Иллит второй генерации был образован 572–580 млн лет назад. Причиной его возникновения могли быть либо вертикальные движения, либо обновление состава поровых флюидов в период деформаций и метаморфизма на территории Южного Урала, связанных с эволюцией Белорецкого метаморфического комплекса.

Ключевые слова: рифей, аргиллиты, тонкозернистые глинистые фракции, иллит, изотопный возраст, изотопная систематика смешивания, катагенез, Южный Урал.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X2723-30>

ВВЕДЕНИЕ

Разрезы верхнего протерозоя, в том числе стратотипические, редко включают вулканиты — носители магматического циркона, возраст которого удобно и достаточно точно определяется U—Pb методом. В результате во многих случаях для получения информации об изотопном возрасте верхнепротерозойских неметаморфизованных отложений необходимо изучение аутигенных осадочных минералов. Среди них особое место занимает иллит. Этот обычный аутигенный минерал возникает в ходе диагенеза глинистого осадка через некоторое время после его отложения и последующего превращения в аргиллит. Верхнепротерозойские аргиллиты зачастую включают смесь нескольких генераций иллита (детритовых и аутигенных), образованных в разное время, в разных геохимических обстановках и различных по составу и структуре (см., например, Morton, 1985a; Bonhomme, 1987; Burley, Flisch, 1989; Lander et al., 1991; Mossman, 1991; Lanson, Besson, 1992; Gorokhov et al., 1994, 2001; Clauer, Chaudhuri, 1995; Горохов, 1996; Зайцева и др., 2009). Однако, поскольку каждой глинистой генерации свойственно индивидуальное распределение частиц по размерам, существует принципиальная возможность их разделения или обогащения с помощью седиментационного анализа (Clauer et al., 1990; Bros et al., 1992; Schaltegger et al., 1994; Zwingmann et al., 1999). В наиболее крупнозернистых и тонкозернистых субфракциях (СФ), в которых размер глинистых частиц варьирует в достаточно узких пределах и составляет соответственно первые микроны и доли микрона, обычно преобладают конечные члены этих смесей, представленные некогенетичными генерациями индивидуальных минералов (Gorokhov et al., 1994, 2001; Горохов и др., 1997, 2002, 2006, 2010; Grathoff et al., 1998, 2001; Зайцева и др., 2009). Минералогическая идентификация глинистого компонента СФ проводится с помощью рентгеноструктурного фазового анализа, а также путем определения полиптипии иллита и его индекса кристалличности (Kubler, 1966, 1990; Pevear, 1992; Grathoff, Moore, 1996, 2002; Meunier, Velde, 2004). Для датирования иллита часто используется методика выщелачивания и последующий изохронный анализ (Clauer et al., 1990, 1993; Clauer, Chaudhuri, 1995; Ohr et al., 1991, 1994; Bros et al., 1992; Gorokhov et al., 1994, 2001; Schaltegger et al., 1994; Gauthier-Lafaye et al., 1996; Горохов и др., 1997, 2002, 2007). При этом вычисленные значения возраста имеют геологический смысл только для тех фракций, которые содержат практически чистые или по меньшей мере сильно обогащенные конечные члены глинистых смесей. Для промежуточных же фракций значения возраста, как правило, не

могут быть интерпретированы в рамках каких-либо геологических событий.

Реакция изотопных систем на изменение геохимической обстановки определяется химическими свойствами их компонентов, поэтому разные изотопно-геохронологические методы при анализе одного и того же осадочного материала могут давать неодинаковые возрастные значения, отвечающие совершенно различным этапам литогенеза. В этом случае комбинирование анализируемых материалов и методов позволяет получить более полную информацию о геологической и геохимической истории кластических осадочных пород.

Целью настоящей статьи является оценка возможностей комплексного применения U—Pb, Sm—Nd, Rb—Sr и K—Ar методов для определения возраста аутигенного иллита в древних неметаморфизованных глинистых отложениях. Объектом исследования служили аргиллиты инзерской свиты, входящей в состав стратотипа верхнего рифея — каратавской серии западного склона Южного Урала. На основе изучения этого стратотипа были апробированы Rb—Sr метод датирования глауконитов (Горожанин, Кутявин, 1986; Зайцева и др., 2008) и U—Pb метод датирования осадочных карбонатов (Овчинникова и др., 1998, 2000). Карбонатные горизонты каратавской серии стали основой для реконструкции фрагментов изотопной летописи стронция и углерода в неопротерозойском океане (Кузнецов и др., 1997, 2003, 2014; Подковыров и др., 1998), а также для разработки геохимических критериев диагенеза рифейских карбонатных пород. Все это позволило получить качественно новую информацию об истории развития уральского палеобассейна и условиях седиментации на пассивной окраине Восточно-Европейской платформы в позднем рифее.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Терригенно-карбонатная каратавская серия вскрыта на западном крыле Башкирского мегантиклинория (БМА). Она несогласно залегает на юрматинской серии (стратотипе среднего рифея) и несогласно перекрыта тиллитами, начинающимися мощным терригенным комплексом ашинской серии венда (Козлов, 1982; Козлов и др., 1991; Стратотип..., 1983; Келлер и др., 1984; Маслов, Крупенин, 1991; Маслов и др., 2001). Каратавская серия расчленяется (снизу вверх) на зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты. Инзерская свита характеризуется частыми фациальными замещениями силикокластических и карбонатных отложений. Максимальная доля терригенных пород наблюдается в северных и центральных

районах БМА, тогда как в южных и особенно в западных районах в составе свиты преобладают карбонатные породы. Такое фациальное разнообразие и сложное литологическое строение отражают эволюцию седиментационного палеобассейна: изменение скорости прогибания отдельных участков дна и смену источников сноса. В инзерское время произошло значительное ослабление привноса кластического материала с Восточно-Европейской платформы, расширение и углубление западных частей палеобассейна и, вероятно, появление восточных источников сноса (Маслов, 1997; Маслов и др., 2000, 2003, 2010). Силикокластический ашинский комплекс, перекрывающий на западном крыле БМА каратавские отложения с глубоким эрозионным размывом (Келлер и др., 1984), объединяет семь свит: толпаровскую, суировскую, бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую (Вендская..., 1985). Ашинская моласса накапливалась в межгорных и краевых прогибах, образованных в ходе тиманского орогенеза (Беккер, 1988; Пучков, 1997, 2000). Значительная часть кластического материала, особенно в поздневендское время, поступала из восточных источников, находящихся за пределами Восточно-Европейской платформы (Маслов и др., 2003, 2010).

Геохронологическая характеристика каратавской серии опирается на изохронные Pb—Pb возрасты известняков инзерской свиты (836 ± 25 млн лет; Овчинникова и др., 1998) и доломитов миньярской свиты (780 ± 80 млн лет; Овчинникова и др., 2000). Для глауконитов из нижней части укской свиты получены не слишком различающиеся K—Ar (670 ± 10 млн лет) и изохронные Rb—Sr (688 ± 10 и 663 ± 9 млн лет) датировки (Горожанин, Кутявин, 1986; Зайцева и др., 2008). Помимо этого, для различных горизонтов каратавской серии опубликованы K—Ar датировки минералогически не изученных глауконитов: верхняя часть каратавской свиты — 938 млн лет, нижняя и средняя части инзерской свиты — 853–896 млн лет, верхняя пачка последней — 740–791 млн лет, миньярская свита — 680–713 млн лет, нижняя пачка укской свиты — 630–658 млн лет (Гаррис, 1977; Стратотип..., 1983). Для оценки максимального возрастного предела каратавской серии привлекались K—Ar датировки предположительно докаратавских габбро-диабазов — 1000–1150 млн лет (Стратотип..., 1983). Минимальный возраст серии ранее оценивался также на основании K—Ar датировок валовых проб габбро-диабазов, секущих отложения зильмердакской, инзерской и миньярской свит, — 559–653 млн лет (Стратотип..., 1983; Гаррис и др., 1986). В настоящее время для оценки минимального возраста каратавской се-

рии используются U—Pb датировки метадацитов, metabазальтовых порфиринов и габбро-диабазов, прорывающих отложения аршинской серии на восточном крыле БМА (Краснобаев и др., 2007, 2012). Ранее аршинская серия считалась стратиграфическим аналогом ашинской серии, однако сейчас в региональной схеме она помещается между каратавской и ашинской сериями (Козлов и др., 2011).

Максимальный возраст средних горизонтов ашинской серии оценивается на основе U—Pb датировок детритовых цирконов из песчаников басинской (около 755 млн лет) и куккараукской (около 615 млн лет) свит (Кузнецов Н.Б. и др., 2012; Kuznetsov N.B. et al., 2014). Более детальная геохронологическая характеристика нижних горизонтов ашинской серии основана на изохронной Rb—Sr датировке минералогически не изученных глауконитов (617 ± 12 млн лет; Козлов, Горожанин, 1993) и модельных Rb—Sr датировках (516–608 млн лет; Горожанин, Губеева, 1990) тонкозернистых иллитов из суировской свиты. Для средней части ашинской серии известны лишь K—Ar датировки минералогически не охарактеризованных глауконитов из песчаников урюкской (569–582 млн лет) и басинской (557–600 млн лет) свит (Стратотип..., 1983) и K—Ar датировка тонкозернистой (<0.1 мкм, 582 млн лет) субфракции басинского аргиллита (Зайцева и др., 2009), вероятно определяющая время погружения глинистых осадков басинской свиты.

Для того чтобы уточнить эволюцию состава источников сноса в рифейском палеобассейне, в настоящей работе было проведено Sm—Nd изучение валовых проб терригенных пород, представляющих разные части бассейна и разные горизонты инзерской свиты. Образцы отобраны в трех различных по составу разрезах свиты (рис. 1). Разрез Пороги (правый берег р. Сатка и пос. Пороги) расположен в северной части БМА, где свита (мощностью 200–250 м) сложена исключительно алевроглинистыми породами. Западный разрез в районе г. Миньяр представлен Каратавским структурным комплексом, в котором преобладают карбонатные породы. Мощность двух карбонатных пачек в разрезе Миньяр составляет 190 и 80 м, им подчинены две силикокластические пачки мощностью 70 и 50 м. Разрез Кулгунино находится в юго-западной части БМА (Алатауский антиклинорий) в верхнем течении р. Большой Шишняк вблизи пос. Кулгунино. В этом районе (хребет Алатау) инзерская свита разделяется на две подсвиты. В основании нижней подсвиты присутствует маломощная пачка алевропелитов (10–15 м), заключающих многочисленные микрофоссилии шишнякской биоты верхнерифейского комплекса (Козлов и др., 1991), выше залегает толща

светло-серых доломитизированных известняков (130–140 м) с низким содержанием силикокластической примеси (<2%) и пачкой строматолитов в верхней части. Верхняя подсвита представлена мелкозернистыми глауконит-кварцевыми песчаниками (110–120 м). Накопление терригенных илов и карбонатов нижней подсвиты происходило в умеренно глубоководных обстановках открытого морского палеобассейна, а накопление песчаников верхней подсвиты – в прибрежной обстановке в зоне действия приливных течений. В этом разрезе, помимо валовых проб терригенных пород, из базальной пачки инзер-

ской свиты в верховьях реки М. Шишняк к западу от пос. Кулгунино на расстоянии 4 м друг от друга были отобраны образцы аргиллитов 60-БШ и 64-БШ, тонкозернистые субфракции которых служили объектами детального изотопно-геохронологического изучения.

МЕТОДИКА

Выделение, рентгеноструктурное и электронно-микроскопическое изучение глинистых субфракций. Масса каждого образца составляла около 1 кг. Фракции с размером

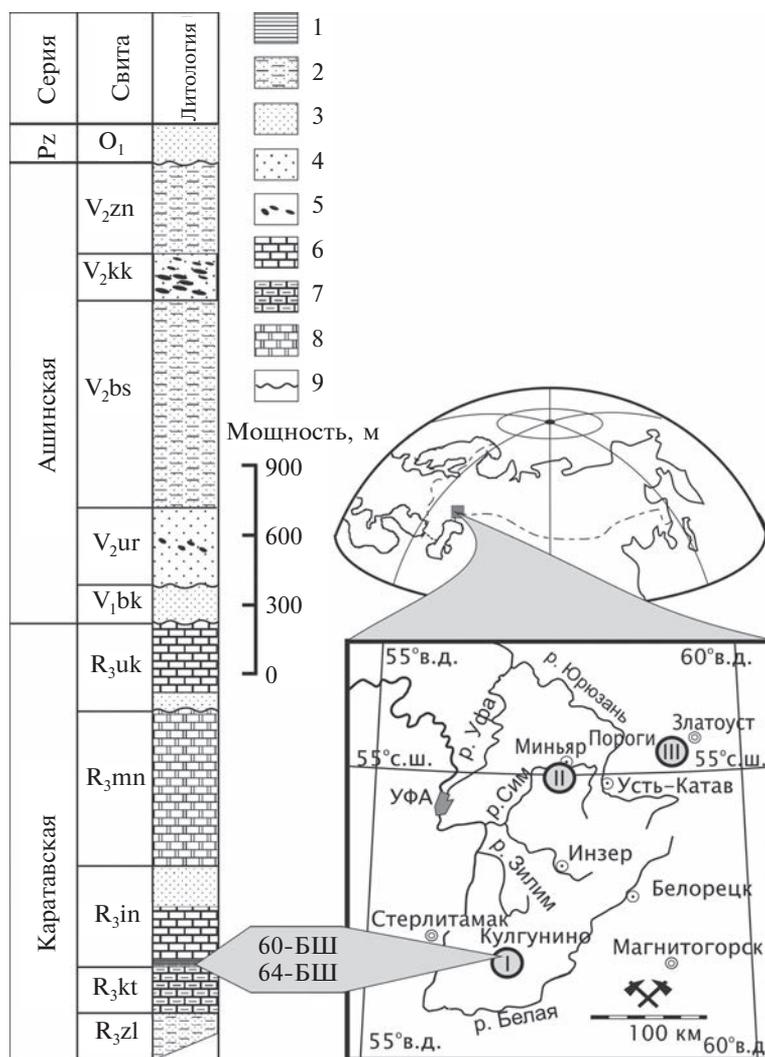


Рис. 1. Географическое расположение разрезов, в которых проводился отбор образцов (в том числе валовых проб для Sm–Nd изучения) пород инзерской свиты, и стратиграфическая колонка, включающая породы каратавской и ашинской серий в разрезе Кулгунино.

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – тонкозернистые песчаники и алевролиты; 4 – крупнозернистые песчаники; 5 – крупнозернистые песчаники, конгломераты; 6 – известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – доломиты; 9 – стратиграфические несогласия. Свиты каратавской серии: R₃zl – зильмердакская; R₃kt – катавская; R₃in – инзерская; R₃mn – миньярская; R₃uk – укская. Свиты ашинской серии: V₁bk – бакеевская; V₂ur – урюкская; V₂bs – басинская; V₂kk – куккараукская; V₂zn – зиганская. Показано стратиграфическое положение образцов, использованных для выделения тонкозернистых глинистых субфракций. Цифры в кружках обозначают разрезы, в которых были отобраны образцы: I – Кулгунино, II – Миньяр, III – Пороги.

частиц <5 мкм выделяли путем обычного седиментационного анализа в дистиллированной воде после осторожного дробления и измельчения образцов. Далее эти фракции разделяли с помощью центрифугирования и ультрафильтрации на субфракции (СФ) с размером частиц 2–5, 0.6–2, 0.3–0.6, 0.2–0.3 и 0.1–0.2 мкм (Turchenko et al., 1993). Частицы размером менее 0.1 мкм в изученных образцах отсутствовали.

Минеральный состав СФ и отношение интенсивностей пиков (001) и (002) иллита, которое может служить приближенной оценкой химического состава октаэдрических слоев этого минерала, определяли с помощью рентгеновского дифрактометра ДРОН УМ-1 с CoK_α -излучением на ориентированных препаратах. Последние использовались также и для определения индекса кристалличности иллита – I_k . Этот индекс (Kubler, 1966, 1990) представляет собой ширину 10\AA -пика иллита в угловых градусах (Kisch, 1980), измеренную на его полувысоте. Л. Варр и А. Райс (Warr, Rice, 1994) предложили межлабораторные стандарты для получения унифицированных значений индекса кристалличности (CIS). Такие значения получают в каждой лаборатории в результате калибровки с использованием пяти стандартных образцов, которые подготавливаются и изучаются с помощью принятой в этой лаборатории методики. Наши данные были преобразованы в CIS-значения с применением формулы:

$$(\text{CIS}) = (1.66 \pm 0.08) (I_k) - (0.02 \pm 0.02).$$

Морфологию глинистых частиц исследовали с помощью просвечивающего электронного микроскопа JEM-100B в Аналитическом центре МЕХАНОБР (Санкт-Петербург). Суспензии исследуемых СФ после ультразвуковой обработки помещали на углеродную подложку и высушивали. Использовались 5000–50000-кратные увеличения.

Выщелачивание. Целью процедуры выщелачивания является дифференцированное изучение химических элементов, находящихся в структуре глинистых минералов, и элементов, которые могут входить в состав аутигенных акцессорных минералов, таких как карбонаты и фосфаты, а также располагаться в легко обмениваемых межслоевых положениях и/или в адсорбированном состоянии на поверхности частиц (Горохов и др., 1997, 2007).

В ходе изучения U–Pb и Sm–Nd систематики инзерских аргиллитов навески СФ 60–300 мг при комнатной температуре выщелачивались в течение 15–30 мин 1N HCl, а при изучении Rb–Sr систематики для выщелачивания использовали 1N NH_4OAc (ацетат аммония). Кислотную (ацетатную) вытяжку и остаток от выщелачи-

вания разделяли центрифугированием, остаток 2–3 раза ополаскивали бидистиллированной водой, и промывные воды добавляли к вытяжке. Вытяжки, остатки и необработанные СФ анализировали U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr методами.

U–Pb анализ. Содержания U и Pb и изотопный состав Pb определяли из разных навесок. К анализируемому препарату добавляли раствор смешанного индикатора ^{235}U – ^{208}Pb , и глинистый материал разлагали смесью HF + HNO_3 в тefлоновом сосуде. Выпавшие в осадок фториды обрабатывали смесью HCl + HNO_3 , а иногда HClO_4 . После выпаривания досуха осадок растворяли в 0.5 N HBr. U и Pb выделяли на ионообменной колонке с анионитом Bio-Rad 1×8 в форме HBr (Manhes et al., 1978).

Изотопный состав U и Pb измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные изотопные отношения Pb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава стандарта NIST (Национального Института стандартов и технологий США) SRM-982 и равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, составлял 0.5 нг для U и 0.04 нг для Pb. Воспроизводимость определения отношения U/Pb оценивалась как $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ как $\pm 0.10\%$, $\pm 0.15\%$ и $\pm 0.20\%$ соответственно. Обработку первичных данных проводили с использованием программы PBDAT (Ludwig, 1989).

Sm–Nd анализ. Для Sm–Nd изотопного анализа валовых проб инзерских терригенных пород и глинистых субфракций аргиллитов к анализируемому препарату добавляли раствор смешанного индикатора ^{149}Sm – ^{150}Nd , и глинистый материал разлагали смесью HCl + HNO_3 + HF + HClO_4 при температуре 105°C (Горохов и др., 2007). После выпаривания остаток обрабатывали при нагревании смесью концентрированных HCl + HNO_3 . Осадок растворяли в 2.4N HCl и пропускали через ионообменную колонку (6 × 110 мм) со смолой Dowex AG 50W×8, 200–400 меш. Фракцию, содержащую редкоземельные элементы, собирали в ходе элюирования 4N HCl. Осадок после выпаривания растворяли в 0.1N HCl и вносили в ионообменную колонку (7×50 мм) со смолой LN-C50-A компании Elchrom, 100–150 мкм. Для выделения Nd использовали элюирование 0.3N HCl, а для выделения Sm – 0.7N HCl.

Изотопный анализ Sm и Nd выполняли на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме. Нормализацию изотопных отношений Nd осуществляли относи-

тельно $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$, что соответствует значению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Величина отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте La Jolla в ходе работы составляла 0.511857 ± 0.000010 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 7$). Содержания Sm и Nd в стандарте BCR-1 были равны соответственно 6.53 и 28.58 мкг/г. Лабораторное загрязнение по данным холостых опытов составляло 0.05 нг для Sm и 0.2 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd принималась равной $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответственно $\pm 0.5\%$ и $\pm 0.005\%$.

Rb—Sr анализ. Отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определяли методом изотопного разбавления с индикаторами ^{87}Rb и ^{84}Sr , и величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вычисляли по результатам опытов с добавлением индикатора (Горохов и др., 1997). После растворения образца в смеси перегнанных концентрированных HF и H_2SO_4 химическое разделение Rb и Sr выполняли на ионообменной колонке со смолой Dowex AG50W $\times 8$ (200–400 меш) и использованием 2.5N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr измеряли в статическом режиме на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 с Re-лентами ионного источника. Нормализация изотопных отношений производилась к значению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция NIST SRM 987 в период работы дало значение 0.710250 ± 0.000016 ($n = 16$, $2\sigma_{\text{средн}}$).

Отношение $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ определяли на одноколлекторном масс-спектрометре MI 1320 с радиусом 20 см, углом отклонения 90° и трехленточным ионным источником с Re-лентами. Средние содержания Rb и Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце полевого шпата NIST 70a в ходе выполнения настоящей работы составляли соответственно 521 и 65.5 мкг/г и 1.20012. Уровень лабораторных загрязнений в опыте для Rb и Sr не превышал соответственно 4.0 и 4.9 нг. Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах оценивалась как $\pm 1\%$, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.1\%$.

K—Ar анализ. Для определения содержания K применяли масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с индикатором, обогащенным ^{41}K . Навеску глинистой СФ (около 0.02 г) разлагали смесью HF + HCl + HNO_3 + HClO_4 в течение 48 часов при комнатной температуре. После выпаривания остаток растворяли в течение 24 часов в смеси концентрированных HNO_3 + HCl, а затем переводили в хлориды. Калий выделяли ионообменным методом на смоле AG50W $\times 8$ (200–400 меш) в H^+ -форме. В качестве элюента использовали 2.4N HCl. Фракцию, полученную на выходе ионообменной колонки, переводили в сульфат с помощью концентрированной H_2SO_4 и выпаривали досуха на

горячей плитке. Изотопный анализ K выполняли на одноколлекторном масс-спектрометре MI 1320. Для контроля правильности определения K использовали стандартные образцы: мусковит P-207, биотит LP-6 и биотит-70. В них установлены следующие содержания K (в %): 8.68, 8.44 и 7.82 соответственно; воспроизводимость этих определений составляла $\pm 3\%$.

Содержание радиогенного ^{40}Ar в СФ определяли методом изотопного разбавления с ^{38}Ar в качестве индикатора. Измерения проводили в статическом режиме на специализированном комплексе, созданном на базе масс-спектрометра MI 1201 ИГ. Чувствительность комплекса по аргону 5×10^{-3} А/торр, уровень холостого опыта 5×10^{-10} см³ при нормальных условиях. Правильность и воспроизводимость определений контролировали систематическими измерениями изотопного состава воздушного аргона и анализами малых навесок (до 4 мг) стандартных образцов биотита Bern 4B, мусковита Bern 4M и мусковита P-207. Полученные нами содержания радиогенного ^{40}Ar в этих образцах составляют соответственно 9.39, 11.44 и 50.70 нг/г. Воспроизводимость определения содержания радиогенного ^{40}Ar в ходе работы была лучше чем $\pm 1\%$.

Изотопный возраст: вычисление и константы. Вычисление параметров “внутренней Rb—Sr изохроны” по точкам, представляющим для каждой из СФ ацетатную вытяжку, остаток от выщелачивания и необработанный материал, осуществляли методом Макинтайра (McIntyre et al., 1966) со статистической оценкой погрешностей согласно Уильямсону (Williamson, 1968). Для вычисления изотопных возрастов использовали следующие константы: для Sm—Nd возраста — $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}$ год⁻¹, для Rb—Sr возраста — $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ год⁻¹, для K—Ar возраста — $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \times 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{\text{Ar}} = 4.962 \times 10^{-10}$ год⁻¹, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %). Расчет величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ проводили на основании значений для CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ (Goldstein, Jacobsen, 1988). Все значения погрешностей в тексте и на графиках выражены в виде двух стандартных отклонений (2σ).

Систематика двухкомпонентного смешивания. Методологической основой для датирования разноразмерных СФ является систематика двухкомпонентного смешивания (Faure, Mensing, 2005). Если два компонента, каждый из которых содержит радиоактивный и радиогенный изотопы, смешиваются в различных пропорциях, фигуративные точки этих смесей в изохронных координатах, например, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и K – ^{40}Ar будут лежать на прямых линиях, соединяющих конечные члены смесей. Однако такие прямые могут рассматриваться и как U – Pb , Pb – Pb , Sm – Nd , Rb – Sr и K – Ar изохроны, если они имеют положительный наклон и все фигуративные точки представляют когенетичные геологические материалы. Важно, что линии смешивания не теряют свою прямолинейность во времени, если минеральные смеси после своего образования сохраняются как замкнутые геохимические системы (Горохов и др., 2002).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералогия глинистых субфракций.

Распределение частиц по размерам внутри фракций < 5 мкм обоих образцов аргиллитов, по существу, одинаково (рис. 2а). Преобладают СФ с размером частиц более 0.3 мкм.

Минеральный состав СФ приведен в табл. 1. Большая часть СФ составлена диоктаэдрическим 1M_d иллитом, и только в СФ 2–5 мкм он сопровождается небольшими количествами кварца, хлорита и 2M_1 иллита. В то время как политип 1M_d иллита образуется при низкой температуре и имеет диа- или катагенетическое происхождение, политип 2M_1 представляет высокотемпературную форму этого минерала (Yoder, Eugster, 1955; Velde, 1965) и поэтому может рассматриваться как детритовый компонент инзерских аргиллитов.

Соотношение интенсивностей пиков (001) и (002) иллита, по мнению ряда авторов (Esquevin, 1969; Środoń, Eberl, 1984), позволяет приближен-

Таблица 1. Минералогические данные для тонкозернистых субфракций инзерских аргиллитов

Размер частиц, мкм	Политип иллита	CIS °Δ2θ	I_{002}/I_{001}	Примеси
Обр. 60-БШ				
2-5	$1\text{M}_d + 2\text{M}_1$	1.01	0.30	Q + Chl
0.6-2	1M_d	1.23	н.о.	Q
0.3-0.6	1M_d	1.46	0.33	-
0.2-0.3	1M_d	1.51	0.24	-
0.1-0.2	1M_d	1.47	0.20	-
Обр. 64-БШ				
2-5	$1\text{M}_d + 2\text{M}_1$	1.01	0.84	Q + (Chl)
0.6-2	1M_d	1.82	0.40	Q + (Chl)
0.3-0.6	1M_d	1.97	0.54	Q + (Chl)
0.2-0.3	1M_d	1.64	0.31	-
0.1-0.2	1M_d	1.77	0.33	-

Примечание. Chl – хлорит, Q – кварц; н.о. – не определялся. Названия минералов, присутствующих в следовых количествах, даны в скобках.

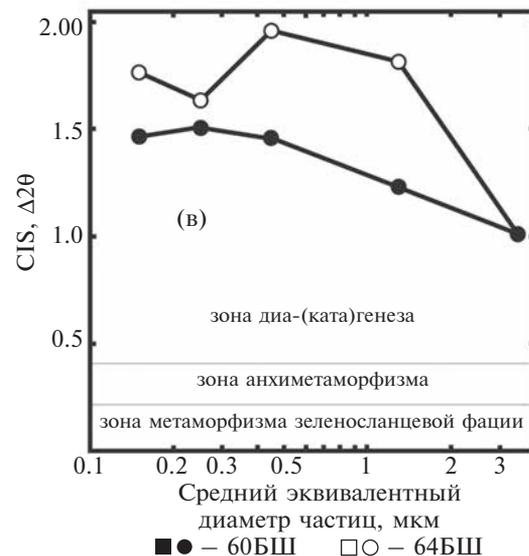
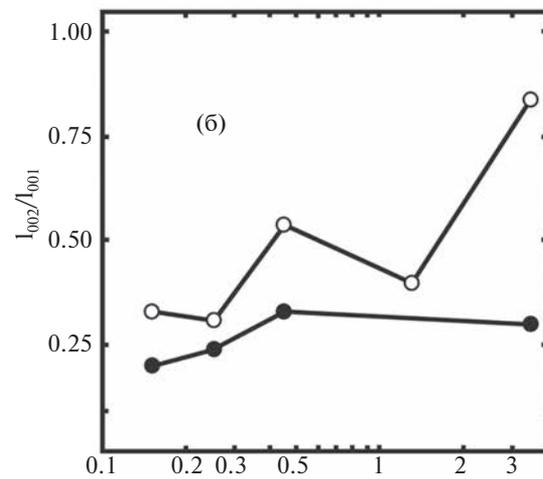
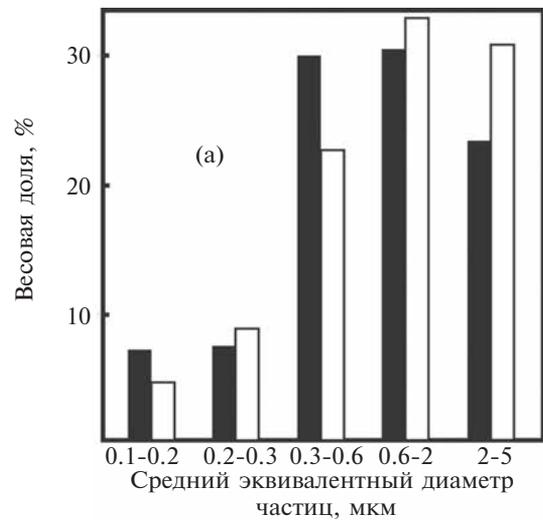


Рис. 2. Весовые доли частиц различного размера во фракции < 5 мкм обр. 60-БШ и 64-БШ (а) и зависимости отношения рефлексов I_{002}/I_{001} на дифрактограммах (б) и стандартизованного индекса кристалличности иллита CIS (в) от размера частиц в глинистых субфракциях обр. 60-БШ и 64-БШ.

но оценивать химический состав этого минерала. Поскольку величина I_{002}/I_{001} в обоих образцах выше 0.20 (табл. 1, рис. 2б), в октаэдрических слоях иллита всех СФ Al, по-видимому, преобладает над Fe и Mg. Доля последних, однако, судя по изменению величины этого отношения, увеличивается от “крупнозернистых” к “мелкозернистым” СФ, позволяя предполагать, что иллиты в этих СФ неогенетичны.

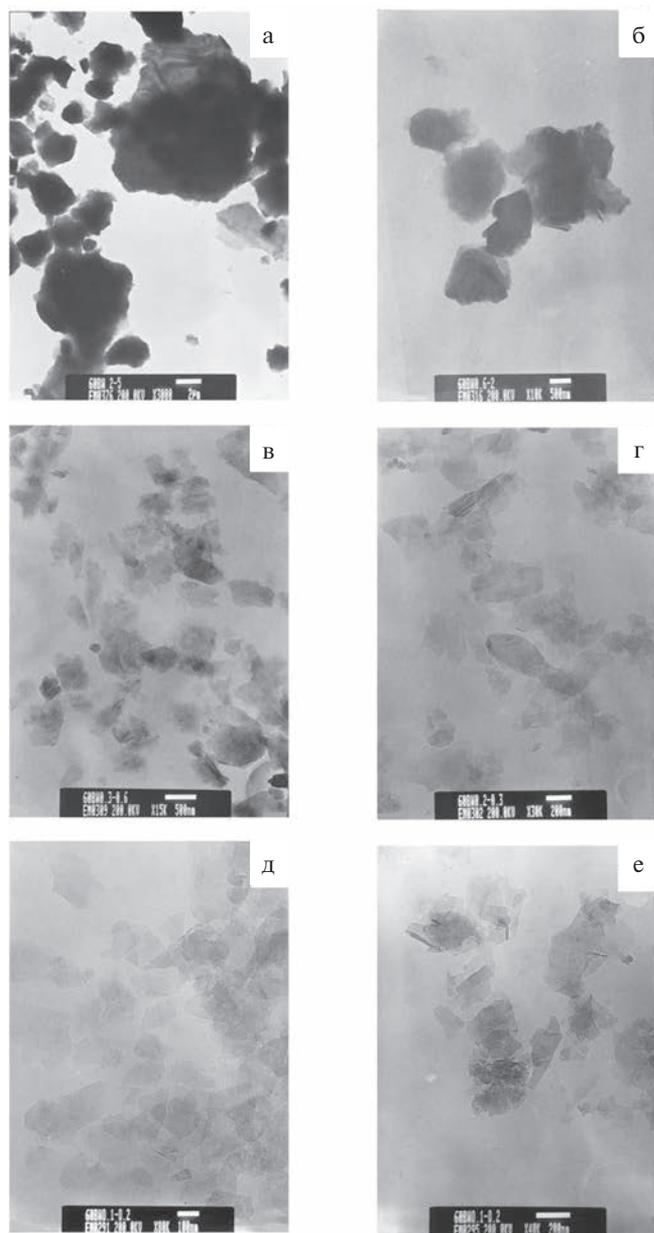


Рис. 3. Микрофотографии минеральных частиц в различных размерных субфракциях обр. 60-БШ, полученные методом просвечивающей электронной микроскопии. (а) – СФ 2–5 мкм, масштабная линейка 2 мкм; (б) – СФ 0.6–2 мкм, масштабная линейка 0.5 мкм; (в) – СФ 0.3–0.6 мкм, масштабная линейка 0.5 мкм; (г) – СФ 0.2–0.3 мкм, масштабная линейка 0.2 мкм; (д, е) – СФ 0.1–0.2 мкм, масштабная линейка 0.1 мкм (д), 0.2 мкм (е).

Значения стандартизованного индекса кристалличности (CIS) иллита в мелкозернистых СФ обоих образцов заметно выше (1.51° – 1.97°) по сравнению с крупнозернистыми СФ (1.01°) (табл. 1, рис. 2в). Основными параметрами, контролирующими величину CIS, являются среднее число слоев и его вариации в слюдином пакете, обеспечивающем когерентное рассеяние рентгеновских лучей, а также процент смектитовых слоев в минерале (Jaboyedoff et al., 2001). Таким образом, величина CIS отражает степень “совершенства” кристаллитов иллита, которая зависит от условий их формирования, в том числе давления, температуры, продолжительности термального воздействия и отношения вода/порода (Essene, Peacor, 1995). Хотя значения CIS иллита во всех СФ инзерских аргиллитов больше 0.42° и лежат, таким образом, в пределах, характерных для зоны диа(ката)генеза (Środoń, Eberl, 1984), их вариации в зависимости от размера глинистых частиц указывают на то, что условия формирования иллитов в мелкозернистых СФ отличались от соответствующих условий для крупнозернистых СФ.

Поскольку температура является важным фактором, контролирующим “совершенство” кристаллитов иллита (Kisch, 1983; Roberts, Merriman, 1985; Robinson, Bevins, 1986; Essene, Peacor, 1995; Meunier, Velde, 2004), различие CIS в крупно- и мелкозернистых СФ может свидетельствовать о различии температурных режимов образования иллитов в этих СФ. Некоторое влияние на величину CIS в СФ 2–5 мкм оказывает и присутствие следов $2M_1$ иллита. М. Кралик и Й. Шрамм (Kralik, Schramm, 1994), изучавшие неметаморфизованные аргиллиты в Северо-Восточных Альпах, показали, что индекс кристалличности иллита в интервале 0.70 – $1.50^{\circ} \Delta 2\theta$ изменяется обратно пропорционально содержанию поли типа $2M_1$.

Морфология глинистых субфракций. Большая часть глинистых частиц во всех СФ обр. 60-БШ имеет изометричную неправильную форму, хотя нередко и кристаллы, более или менее сохранившие псевдогексагональный облик. На некоторых гранях в крупнозернистых СФ видны небольшие планкообразные прорастания (рис. 3а, 3б). По мере уменьшения размера СФ в них появляется, наряду с ксеноморфными пластинами, все большее число частиц с ровными прямолинейными гранями и их агрегатов (рис. 3в–3е).

Изотопная геохимия. Sm–Nd данные для валовых проб терригенных пород приведены в табл. 2, а результаты U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и K–Ar анализа необработанных СФ, кислотных и ацетатных вытяжек и остатков от выщелачивания для изученных образцов аргиллитов

Таблица 2. Sm–Nd аналитические данные для валовых проб терригенных пород инзерской свиты

Номер образца	Порода	Разрез	Подсвета	Стратиграфическое положение образца в подсвете	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM) млрд лет
ГС8-8-1	Аргиллит	Миньяр	Верхняя	Кровля пачки 3	9.92	66.6	0.0899	0.511559	-21.0	-9.6	2.0
ГС8-8-3	Аргиллит	Миньяр	Верхняя	Кровля пачки 3	4.64	30.3	0.0925	0.511596	-20.3	-9.2	2.0
58-2	Алевролит	Миньяр	Верхняя	Середина пачки 1	4.02	18.8	0.1291	0.511721	-17.9	-10.7	2.6
МИН-1	Алевролит	Миньяр	Верхняя	Середина пачки 1	2.50	11.6	0.1296	0.511895	-14.5	-7.3	2.3
ГС8-4-1	Аргиллит	Пороги	Верхняя	Кровля	10.28	60.7	0.1024	0.511642	-19.4	-9.4	2.1
ГС8-4-2	Аргиллит	Пороги	Нижняя	Основание	8.92	46.4	0.1163	0.511801	-16.3	-7.7	2.1
БШ-60	Аргиллит	Кулгунино	Нижняя	Основание	7.84	47.3	0.1001	0.511612	-20.0	-9.7	2.1
БШ-64	Аргиллит	Кулгунино	Нижняя	Основание	9.50	52.3	0.1097	0.511658	-19.1	-9.8	2.2

Примечание. Возраст пород инзерской свиты принят равным 836 млн лет (Овчинникова и др., 1998).

Таблица 3. U–Pb аналитические данные для тонкозернистых субфракций обр. 60-БШ

Субфракция, мкм	Препарат	U, мкг/г	Pb, мкг/г	Доля, переходящая в вытяжку, %		²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
				U	Pb				
2-5	НО	3.21	8.14			28.4	21.721	15.952	44.552
	В	0.11	1.94	3.4	23.8	3.75	19.806	15.804	41.929
	О	3.40	6.21			40.0	22.273	15.996	45.291
0.6-2	НО	3.25	8.23			28.4	21.435	15.971	44.979
	В	0.13	2.05	4.0	24.9	4.26	19.891	15.838	41.784
	О	3.34	6.24			39.1	21.798	15.960	45.735
0.3-0.6	НО	2.62	7.24			25.9	21.094	15.916	44.730
	В	0.14	2.28	5.3	31.5	4.30	19.706	15.789	41.441
	О	2.51	5.24			35.1	21.687	15.978	46.258
0.2-0.3	НО	1.55	6.05			18.0	20.590	15.811	43.962
	В	0.10	1.38	6.5	22.8	5.13	19.086	15.694	39.881
	О	1.47	3.81			28.3	21.629	15.803	46.541
0.1-0.2	НО	1.57	5.28			21.3	20.954	15.832	44.732
	В	0.14	2.19	8.9	41.5	4.30	19.299	15.755	40.448
	О	1.24	3.28			28.4	22.217	15.968	47.985

Примечания. НО – необработанная субфракция; В – кислотная вытяжка; О – остаток от выщелачивания. Содержания (мкг/г) U и Pb в вытяжках и остатках даны в пересчете на 1 г необработанной субфракции.

представлены в табл. 3–6. Обращает на себя внимание плавное изменение большинства параметров в СФ по мере изменения размера частиц. В частности, уменьшение последних сопровождается ростом содержания К и отношения К/Rb (табл. 6).

Отношения ²³⁸U/²⁰⁴Pb (табл. 3) и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (табл. 5) в кислотных и ацетатных вытяжках ниже, а отношение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (табл. 4) выше,

чем в остатках от выщелачивания. Для вытяжек также характерны менее радиогенные Pb и Sr и более радиогенный Nd по сравнению с остатками. Отсюда, в частности, следует, что в результате выщелачивания разноразмерных СФ в раствор, наряду с продуктами адсорбции на глинистых частицах, переходит несиликатная минеральная фаза, обогащенная обычными Pb и Sr и радиогенным Nd.

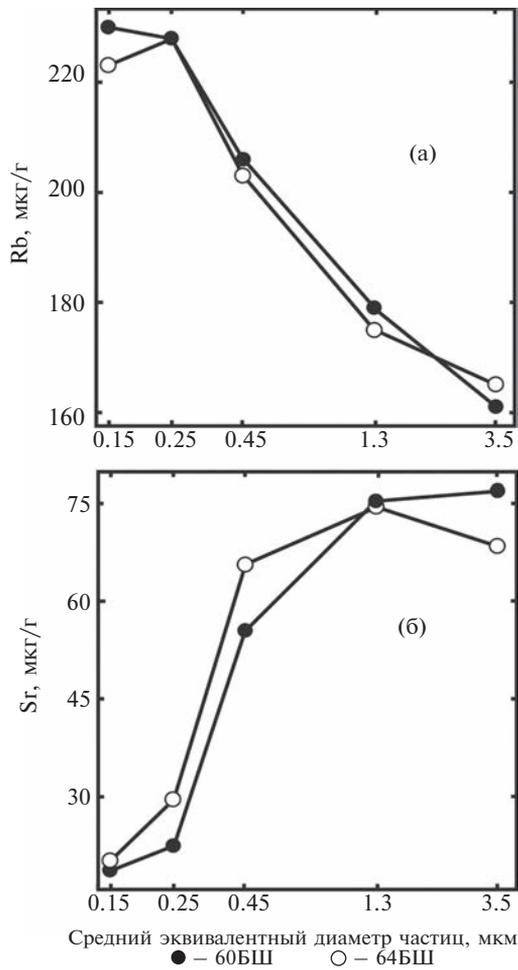


Рис. 4. Содержания Rb (а) и Sr (б) в глинистых остатках после выщелачивания 1N NH₄OAc в зависимости от размера частиц в субфракциях.

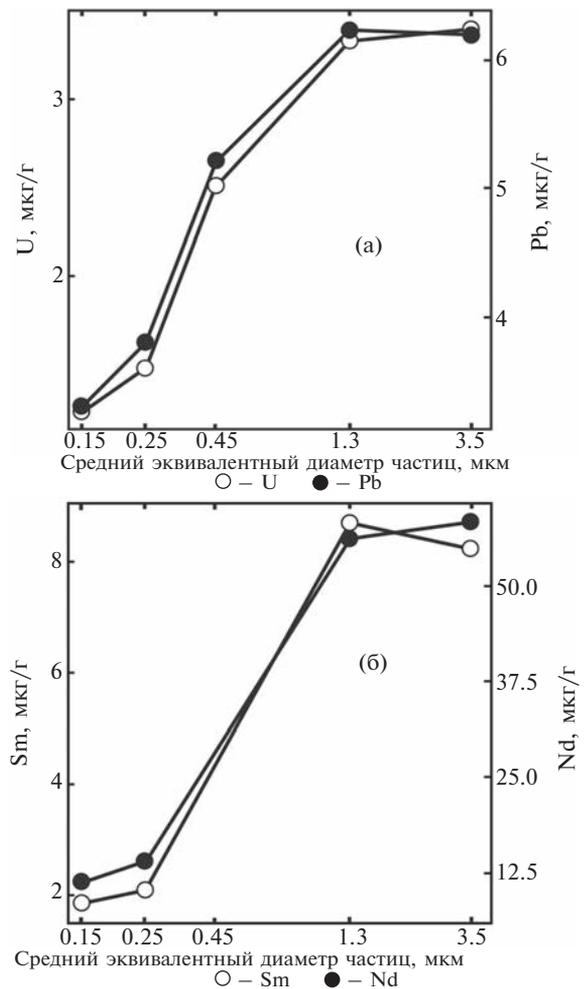


Рис. 5. Содержания U и Pb (а) и Sm и Nd (б) в глинистых остатках обр. 60-БШ после выщелачивания 1N HCl в зависимости от размера частиц в субфракциях.

Таблица 4. Sm–Nd аналитические данные для тонкозернистых субфракций обр. 60-БШ

Субфракция, мкм	Препарат	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	Доля, переходящая в вытяжку, %		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
				Sm	Nd		
2-5	НО	9.77	60.31			0.0979	0.511573
	В	1.08	3.00	11.1	5.0	0.2170	0.512259
	О	8.25	58.42			0.0854	0.511551
0.6-2	НО	10.26	66.13			0.0938	0.511565
		10.29	66.48			0.0936	0.511562
	В	0.86	2.56	8.3	3.8	0.2026	0.512308
		0.84*	2.49*			0.2032*	0.512272*
	О	8.87	57.77			0.0928	0.511509
		8.59*	54.58*			0.0952*	0.511525*
0.2-0.3	НО	-	-			-	-
	В	0.38	1.22	15.2	8.0	0.1889	0.512340
	О	2.12	14.01			0.0915	0.511604
0.1-0.2	НО	2.38	13.24			0.1088	0.511724
	В	0.51	1.63	21.4	12.3	0.1897	0.512319
	О	1.87	11.54			0.0980	0.511671

Примечание. НО – необработанная субфракция, В – кислотная вытяжка, О – остаток после выщелачивания. Содержания (мкг/г) Sm и Nd в вытяжках и остатках даны в пересчете на 1 г необработанной субфракции. (*) Параллельный эксперимент с выщелачиванием.

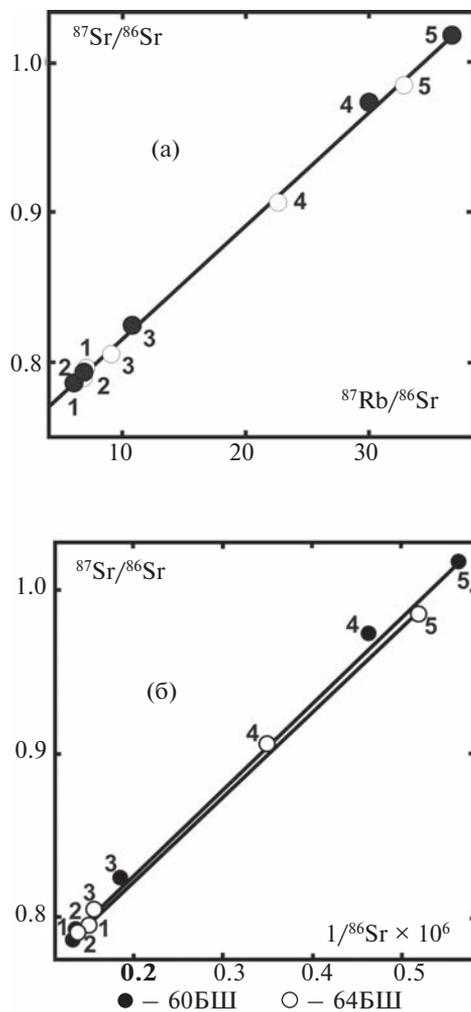
Таблица 5. Rb–Sr аналитические данные для тонкозернистых субфракций инзерских аргиллитов

Размер частиц, мкм	Препарат	Доля, переходящая в вытяжку, %		Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Rb	Sr				
Обр. 60-БШ							
2-5	НО			161	81.1	5.803	0.78325
	В	0.2	9.7	0.264	7.85	0.0974	0.71469
	О			161	76.9	6.124	0.78614
0.6-2	НО			175	83.0	6.130	0.78381
	В	0.2	11.0	0.409	9.11	0.130	0.71498
	О			179	75.4	6.931	0.79336
0.3-0.6	НО			205	67.5	8.863	0.80326
	В	0.3	19.0	0.683	12.8	0.155	0.71599
	О			206	55.5	10.86	0.82443
0.2-0.3	НО			224	35.4	18.65	0.87540
	В	0.4	37.9	0.798	13.4	0.173	0.71753
	О			228	22.6	30.03	0.97348
0.1-0.2	НО			231	32.9	20.67	0.88367
	В	0.5	42.9	1.10	14.1	0.226	0.71814
	О			231	18.7	36.77	1.01801
Обр. 64-БШ							
2-5	НО			167	82.9	5.857	0.78207
	В	0.2	15.6	0.342	12.8	0.0775	0.71262
	О			167	81.2	6.002	0.78343
0.6-2	НО			165	68.3	7.072	0.79566
	В	0.2	13.8	0.298	12.1	0.0710	0.71345
	О			179	88.0	5.914	0.78064
0.3-0.6	НО			179	87.6	5.954	0.78127
	В	0.4	16.6	0.911	13.1	0.202	0.71517
	О			179	87.6	5.954	0.78127
0.2-0.3	НО			206	79.1	7.598	0.79056
	В	0.4	16.6	0.911	13.1	0.202	0.71517
	О			203	65.5	9.077	0.80540
0.1-0.2	НО			229	46.0	14.62	0.83920
	В	0.5	34.0	1.14	15.6	0.212	0.71636
	О			227	45.7	14.55	0.83931
0.1-0.2	В	0.5	34.0	1.14	15.6	0.212	0.71636
	О			228	29.7	22.67	0.90676
	НО			226	39.4	16.81	0.85323
0.1-0.2	В	0.6	49.4	1.39	19.6	0.205	0.71601
	О			229	39.9	16.82	0.85343
	НО			223	20.2	32.81	0.98525

Примечание. НО – субфракция, не обработанная раствором ацетата аммония; В – ацетатная вытяжка; О – остаток от выщелачивания. Содержания (мкг/г) Rb и Sr в вытяжках приведены в расчете на 1 г необработанной субфракции.

Таблица 6. К–Аг аналитические данные для тонкозернистых субфракций инзерских аргиллитов

Номер образца	Субфракция, мкм	К, %	К/Rb	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	К–Аг возраст, млн лет
60-БШ	2-5	3.69	229	246.8	773
	0.6-2	4.15	237	252.2	714
	0.3-0.6	4.99	243	274.1	657
	0.2-0.3	5.76	257	272.1	578
	0.1-0.2	5.92	256	266.6	555
64-БШ	2-5	3.76	225	231.2	721
	0.6-2	4.12	230	237.3	683
	0.3-0.6	4.96	241	261.8	635
	0.2-0.3	5.66	248	268.7	580
	0.1-0.2	5.72	251	271.5	580

**Рис. 6.** Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величин $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (а) и $1/^{86}\text{Sr}$ (б) для глинистых остатков разного размера субфракций обр. 60-БШ и 64-БШ после выщелачивания 1N NH_4OAc . Субфракции: 1 – 2–5 мкм, 2 – 0.6–2 мкм, 3 – 0.3–0.6 мкм, 4 – 0.2–0.3 мкм, 5 – 0.1–0.2 мкм.

Доли выщелачиваемых элементов увеличиваются от относительно крупнозернистых СФ к мелкозернистым, особенно наглядно это выражено для Rb и Sr (табл. 5). Содержание Rb в остатках от выщелачивания растёт в обоих образцах по мере уменьшения величины частиц, и только в СФ 0.1–0.2 мкм обр. 64-БШ оно несколько снижается (рис. 4а). Содержания же U, Pb, Sm, Nd и Sr в этих остатках плавно уменьшаются в указанном направлении (рис. 4б, 5а, 5б), и то же можно сказать об отношении $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (табл. 3). Напротив, измеренные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в остатках от выщелачивания для мелкозернистых СФ значительно выше, чем для крупнозернистых (рис. 6а, 6б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопная систематика глинистых СФ и продуктов их лабораторного выщелачивания как результат двухкомпонентного смешивания. Прямолинейная зависимость для остатков от выщелачивания разноразмерных СФ в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6а) может рассматриваться или как изохрона, или как линия смешивания двух различных компонентов. Интерпретация ее как изохроны означала бы, что все изученные глинистые СФ либо когенетичны, т.е. кристаллизовались в одно и то же время с единым первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, либо образовались в разное время, но впоследствии были изотопно уравновешены по отношению к содержащемуся в них Sr.

Первая трактовка подразумевает, что весь иллит в инзерских аргиллитах образовался в ходе единого геологического события в одной и той же среде, а различие размеров частиц определялось продолжительностью их кристаллизации. Такая возможность в некоторой степени поддерживается данными электронной микроскопии, свидетельствующими об отсутствии резкого различия морфологии частиц в крупнозернистых и мелкозернистых СФ. Эта трактовка, однако, вступает в очевидное противоречие с результатами химического и изотопного изучения разноразмерных СФ, которые демонстрируют уменьшение отношения К/Rb и концентраций К, Mg, Fe и Rb и увеличение содержаний Al, Sr, Sm, Nd, U и Pb в направлении от мелкозернистых СФ к крупнозернистым (табл. 1, 3–6). Механизмом, обеспечивающим различие концентраций в частицах разного размера, могло бы быть так называемое “созревание Оствальда” – возникновение крупных минеральных частиц за счет растворения и перекристаллизации мелких в замкнутой системе (Baronnet, 1982), но в этом случае крупные кристаллы иллита должны были бы,

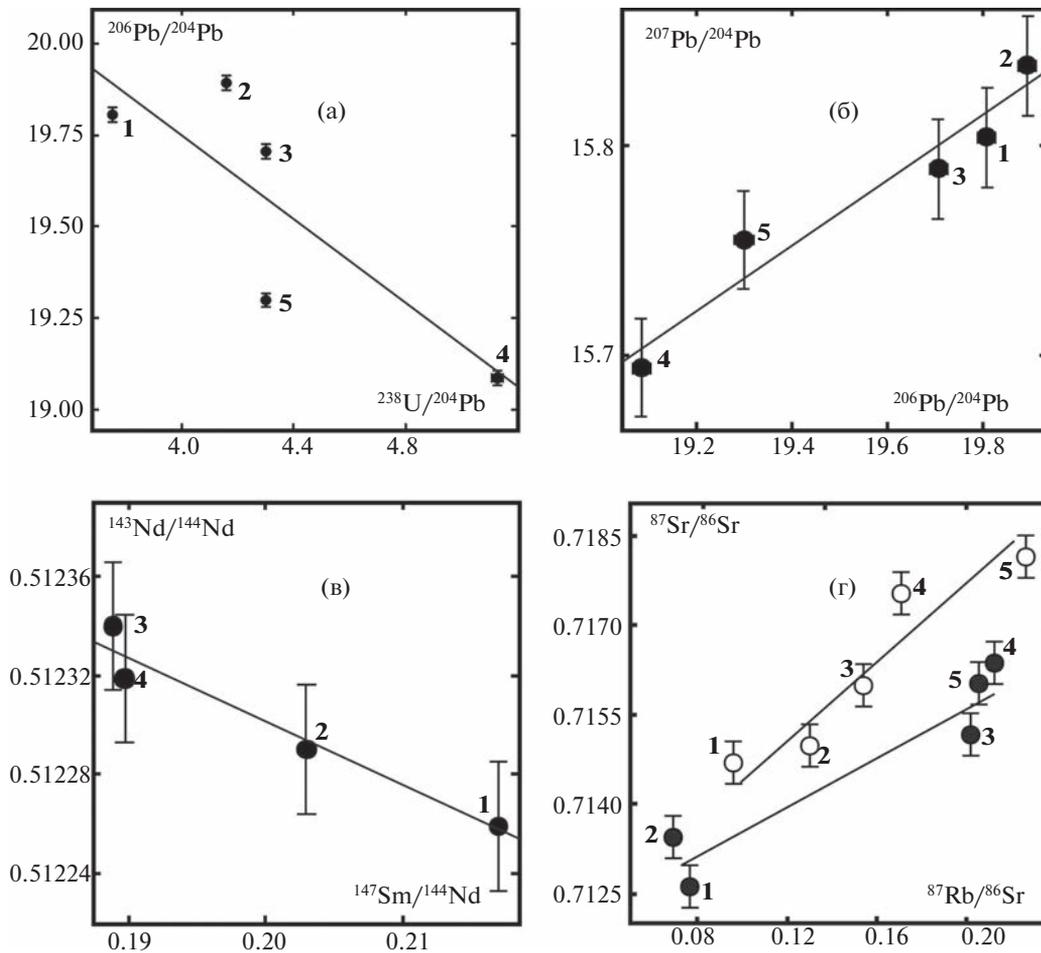


Рис. 7. Связь отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в) и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (г) в кислотных (а, б, в) и ацетатных (г) вытяжках из разноразмерных СФ обр. 60-БШ и 64-БШ. Условные обозначения см. рис. 6.

напротив, характеризоваться меньшим содержанием Sr и более высоким Rb/Sr отношением (Eberl et al., 1990; Kralik, Schramm, 1994). Кроме того, в рамках предположения о кристаллизации иллита из единого флюида трудно объяснить различие отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислотных и ацетатных вытяжках из разноразмерных СФ (рис. 7а–г).

Альтернативная трактовка, т.е. “вторичная” гомогенизация изотопного состава Sr в некогенетических разноразмерных СФ, также представляется маловероятной из-за неопределенности механизма, который мог бы привести к такому результату. В кристаллических породах в качестве механизма изотопной гомогенизации во многих случаях рассматривалась термальная диффузия (Faure, Mensing, 2005). В осадочной обстановке, однако, диффузионные процессы, которые могли бы привести к миграции радиогенных изотопов в твердой фазе, не изучались. В любом случае, низкотемпературные условия, в которых находи-

лись инзерские аргиллиты на протяжении своей геологической истории (подробнее см. ниже), не кажутся способствующими диффузионной миграции компонентов Rb–Sr системы. Таким образом, прямая линия на рис. 6а, по-видимому, не должна быть интерпретирована ни как “первичная”, ни как “вторичная” изохрона.

В то же время приведенные выше вариации K–Rb–Sr, Sm–Nd и U–Pb параметров в сочетании с параллельными тенденциями изменения минералогических характеристик (величин I_{002}/I_{001} и CIS) в разноразмерных СФ позволяют предполагать, что глинистый материал обоих образцов инзерских аргиллитов состоит из смеси иллитов двух генераций. Об этом же свидетельствуют и прямолинейные зависимости, образуемые фигуративными точками остатков от выщелачивания разноразмерных СФ для обоих образцов на графике в координатах $I^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6б). Согласно данным рентгеновской дифрактометрии, доминирующим компонентом фракции с размером частиц

< 5 мкм в инзерских аргиллитах является низкотемпературный $1M_d$ иллит, и только самые крупнозернистые СФ содержат незначительные примеси других минералов. Поэтому можно полагать, что конечные члены твердофазных смесей на рис. 6а, 6б представляют собой две различные генерации $1M_d$ иллита.

Первый конечный член смесей представлен в обоих образцах крупнозернистыми (0.6–2 и 2–5 мкм) СФ, содержащими Al-иллит с низкими отношениями K/Rb и Rb/Sr и высоким отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Второй член (СФ 0.1–0.2 мкм) составлен иллитом с меньшими содержанием Al и отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и более высокими отношениями K/Rb и Rb/Sr. Однородность глинистого материала аргиллитов и близость мест отбора могут объяснить попарное сходство минералогических и K–Rb–Sr характеристик конечных членов смесей в обоих образцах. Таким образом, прямая линия на рис. 6а отражает варьирующее соотношение обоих компонентов смеси в разновозрастных глинистых СФ, и ее наклон не имеет геохронологического смысла.

Фигуративные точки кислотных и ацетатных вытяжек для СФ обр. 60-БШ и 64-БШ образуют в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ индивидуальные линейные тренды (рис. 7а–7г). Это позволяет предполагать, что и вытяжки для каждого из образцов в терминах U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr систематики представляют собой смеси двух конечных членов. Здесь такие члены, однако, должны быть представлены относительно легкоподвижными Sr, Sm, Nd, U и Pb, основная часть которых, вероятно, находится в диагенетических акцессорных карбонатах или фосфатах, а также в межслоевых пространствах иллитовых минералов. Предположение о существовании подобных смесей, однако, не обязательно подтверждается или опровергается нанесением данных на графики в координатах $1/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ или $1/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, хотя примеры таких зависимостей и существуют (Горохов и др., 2007). Действительно, фиксированные *концентрации* подвижных Sr, Nd и Pb в такого рода конечных членах и их смесях могут существовать лишь в случаях, когда эти конечные члены представлены растворимыми акцессорными минералами. В то же время фиксированные *отношения* $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ во флюидах, которые для некоторых изотопных систем находились в равновесии с соответствующими генерациями иллита в ходе кристаллизации последних, кажутся в обычных условиях вполне допустимыми. Н. Клауэр и его соавторы (Clauser et al., 1997) изучали глинистые минералы в фанерозойских породах юго-

восточной части Центрального Французского массива и получили на изохронной диаграмме для солянокислых вытяжек из равноразмерных глинистых СФ (< 0.2 мкм) линию с нереальным Rb–Sr возрастом 1330 млн лет. Они рассматривали эту линию как результат смешивания двух некогенетичных флюидов, которые отличались друг от друга как распределением редкоземельных элементов, так и величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. И.М. Горохов и его соавторы (Gorokhov et al., 2001; Горохов и др., 2002) интерпретировали сходные картины, полученные для верхнекембрийских аргиллитов, подобным же образом. Такая же интерпретация представляется возможной и для инзерских аргиллитов, особенно в связи с тем, что наклоны прямых линий для вытяжек на диаграмме в “изохронных” координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 7г) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 7б) отвечают нереальным Rb–Sr возрастам ~2060 млн лет для обр. 60-БШ и ~1500 млн лет для обр. 64-БШ и Pb–Pb возрасту ~2350 млн лет для обр. 60-БШ, а прямые в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 7а, 7в) вообще имеют отрицательные наклоны.

Предположение о том, что изотопный состав Sr, выщелачиваемого из тонкозернистых СФ аргиллитов, может характеризовать обстановку, в которой происходила кристаллизация глинистых минералов, было высказано Н. Клауэром (Clauser, 1976, 1979) и получило ряд подтверждений в более поздних работах этого автора (Clauser et al., 1984, 1990; Clauser, Chaudhuri, 1995). Изучение глинистых СФ в целом ряде рифейских, вендских и кембрийских аргиллитов Северной Евразии (Gorokhov et al., 1994, 2001; Горохов и др., 2002, 2006), в свою очередь, показало, что в этих разновозрастных породах содержатся по меньшей мере две некогенетичные генерации иллита, а мобильный Sr также включает более чем одну изотопную разновидность. Имеются основания полагать, что в таких случаях изотопные разновидности мобильного Sr характеризуют флюиды, которые на разных этапах существования породы служили средой кристаллизации разновозрастных генераций аутигенных минералов. При этом не обязательная, но вероятная когенетичность мобильного и неподвижного Sr в СФ открывает возможность датирования СФ иллита с помощью изохронного анализа триплетов выщелачивания. Такие “внутренние Rb–Sr изохроны”, впрочем, дают возраст реальных этапов литогенеза только для тех СФ, которые составлены конечными членами минеральных смесей, представляющими собой моногенерации иллита. Поэтому этот способ определения возраста применим лишь в тех случаях, когда в кислотных (или ацетатных) вытяжках удастся доказать при-

существование двух некогенетических компонентов и можно предполагать существование в прошлом изотопного равновесия между аутигенными минералами и диа(ката)генетическим флюидом.

К сожалению, наша попытка использования “внутренних изохрон”, построенных в рамках U–Pb систематики, для оценки возраста этапов литогенеза инзерских аргиллитов оказалась неудачной, несмотря на то что вариации отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ как в мобильной фазе (рис. 7а), так и в остатках после выщелачивания (табл. 3) позволяли предполагать наличие в этих фазах смесей некогенетических компонентов. В координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диапазон кажущихся возрастов индивидуальных размерных СФ по триплетам кислотная вытяжка–остаток от выщелачивания–необработанная субфракция составляет 370–670 млн лет и с учетом стратиграфического положения пород инзерской свиты и Pb–Pb возраста 836 ± 25 млн лет, полученного для ее известняков (Овчинникова и др., 1998), мог бы соответствовать постседиментационным преобразованиям глинистых осадков. Такой возможности не противоречит предполагаемый Pb–Pb возраст эпигенетической сульфидной минерализации (470 млн лет) в вышележащих породах миньярской свиты (Овчинникова и др., 2000). Однако простой интерпретации этих линейных последовательностей как “внутренних изохрон” мешает то труднообъяснимое обстоятельство, что вычисленные U–Pb возрастные значения (600–670 млн лет) для мелкозернистых (0.1–0.2 и 0.2–0.3 мкм) СФ существенно выше соответствующих значений (370–430 млн лет) для крупнозернистых (0.3–0.6, 0.6–2 и 2–5 мкм) СФ. Поэтому нет уверенности в том, что подвижные и неподвижные U–Pb компоненты инзерских аргиллитов когда-либо находились в изотопном равновесии. Остается неясной и другая проблема: в каких минеральных фазах глинистых пород содержатся компоненты U–Pb системы?

Sm–Nd систематика триплетов выщелачивания также не дает повода для оптимизма. Кажущиеся возрасты, которые отвечают наклону линий, соединяющих фигуративные точки кислотной вытяжки, остатка после выщелачивания и необработанной субфракции, для СФ 2–5, 0.6–2, 0.2–0.3 и 0.1–0.2 мкм равны соответственно 840, 1050, 1150 и 1090 млн лет. Здесь так же, как и в U–Pb систематике, трудно объяснить возрастание полученных значений с уменьшением размера частиц в СФ, поэтому возникает сомнение в существовании в инзерских аргиллитах изотопного равновесия между подвижными и неподвижными компонентами Sm–Nd системы. Так или иначе датировки, полученные в рамках этой изотопной аксиоматики, трудно интерпретировать.

Кажущиеся возрасты, вычисленные из наклонных “внутренних Rb–Sr изохрон” (рис. 8, 9), равно как и K–Ar возрасты (табл. 6), постепенно уменьшаются от соответственно 835–836 и 721–773 млн лет для СФ 2–5 мкм до 572–580 и 555–580 млн лет для СФ 0.1–0.2 мкм (рис. 10а, 10б). Поскольку ранний диагенез карбонатных пород инзерской свиты происходил 836 ± 25 млн лет назад (Овчинникова и др., 1998), эти возрастные интервалы представляются разумными оценками периода постседиментационной эволюции глинистых осадков. Наши предыдущие исследования верхнепротерозойских и нижнепалеозойских осадочных последовательностей Северной Евразии дали ряд примеров соответствия Rb–Sr возраста ранних генераций аутигенного иллита процессам близким во времени к моменту отложения глинистых осадков (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1997, 2006, 2010; Zaitseva et al., 2011). Согласующиеся же Rb–Sr и K–Ar датировки, полученные для самой мелкозернистой СФ, дают основание полагать, что содержащаяся в ней вторая генерация $1M_d$ иллита образовалась 555–580 млн лет назад. В рамках аксиоматики смешивания очевидно, что все СФ, содержащие глинистые частицы промежуточных размеров, включают смеси этих некогенетических генераций и их кажущиеся возрасты не имеют геохронологического смысла.

При переходе от крупнозернистых СФ к мелкозернистым первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастает от 0.7135 до 0.7162 в обр. 60–БШ и от 0.7117 до 0.7143–0.7146 в обр. 64–БШ (рис. 10в). Его значения, однако, для всех СФ превышают соответствующие отношения в морской воде инзерского палеобассейна (Кузнецов А.Б. и др., 1997, 2003, 2014). Причинами этого могут быть (1) кристаллизация аутигенного глинистого материала вскоре после седиментации в среде, которая не находилась в изотопном равновесии со Sr морской воды, или (2) образование глинистых минералов в более позднее время в контакте с флюидами, отличавшимися по изотопному составу Sr от среды седиментации.

Первый механизм подразумевает существование на ранней стадии захоронения осадков замкнутой геохимической системы, исключающей заметную миграцию химических элементов в ходе аутигенного минералообразования (см., например, Bloch, Hutcheon, 1992; Clauer, Chaudhuri, 1995). В этом случае отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поровом флюиде, не обмениваемом более с морской водой, повышается за счет конгруэнтного растворения детритового материала, служащего источником катионов, которые необходимы для аутигенного минералообразования. Доля силикатного Sr в поровом флюиде может достигать до 45% (Awwiller, 1994). Аутигенные

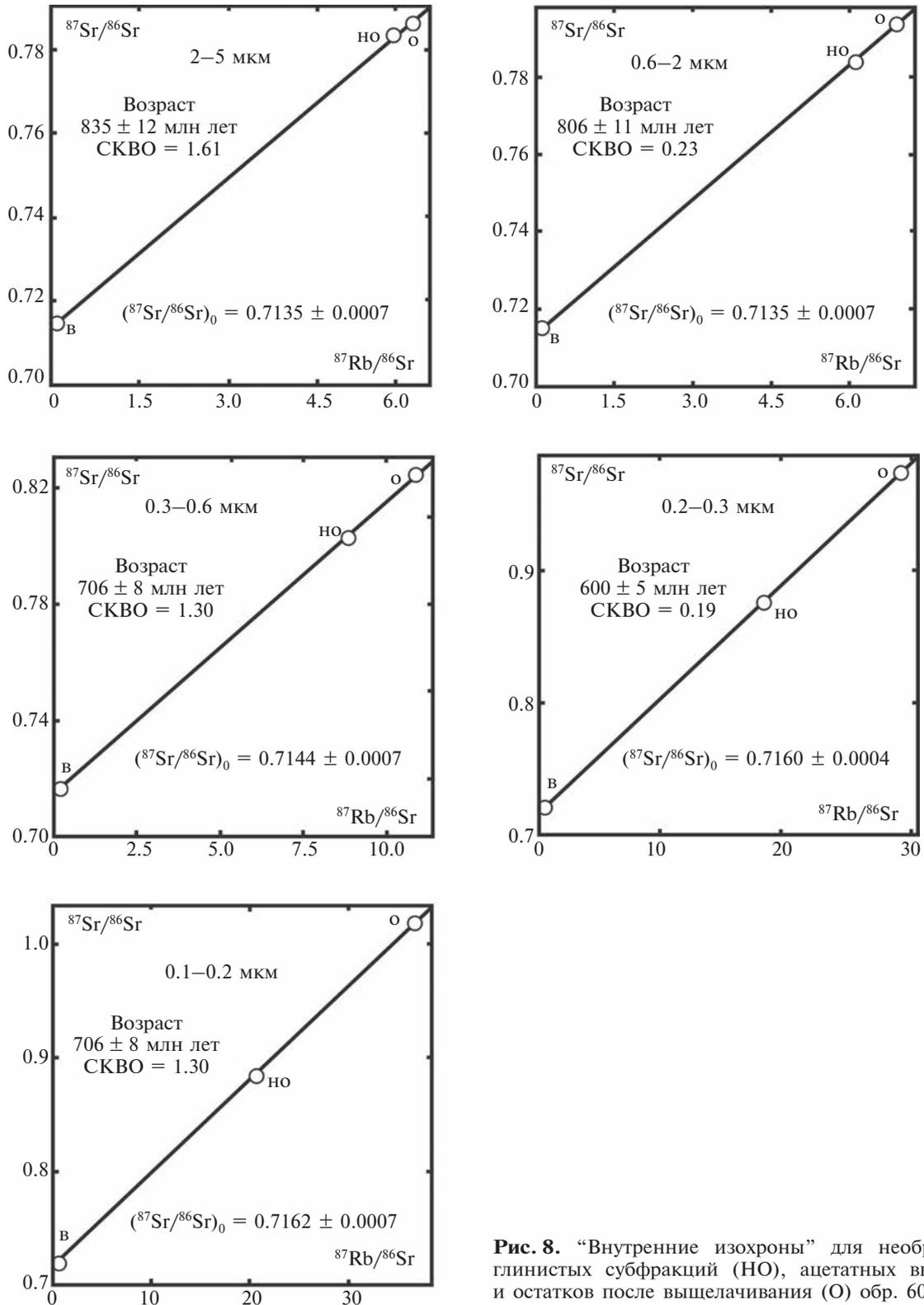


Рис. 8. “Внутренние изохроны” для необработанных глинистых субфракций (НО), ацетатных вытяжек (В) и остатков после выщелачивания (О) обр. 60-БШ.

минералы, кристаллизующиеся в такой обстановке, будут иметь повышенное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с отношением в одновозрастной морской воде (Clauer et al., 1990; Gorokhov et al., 1994).

Второй механизм требует изменения флюидного режима на некоторой стадии литогенеза. Это может происходить в результате проникновения внешнего флюида в осадочную толщу под влиянием тектонических факторов. Равным

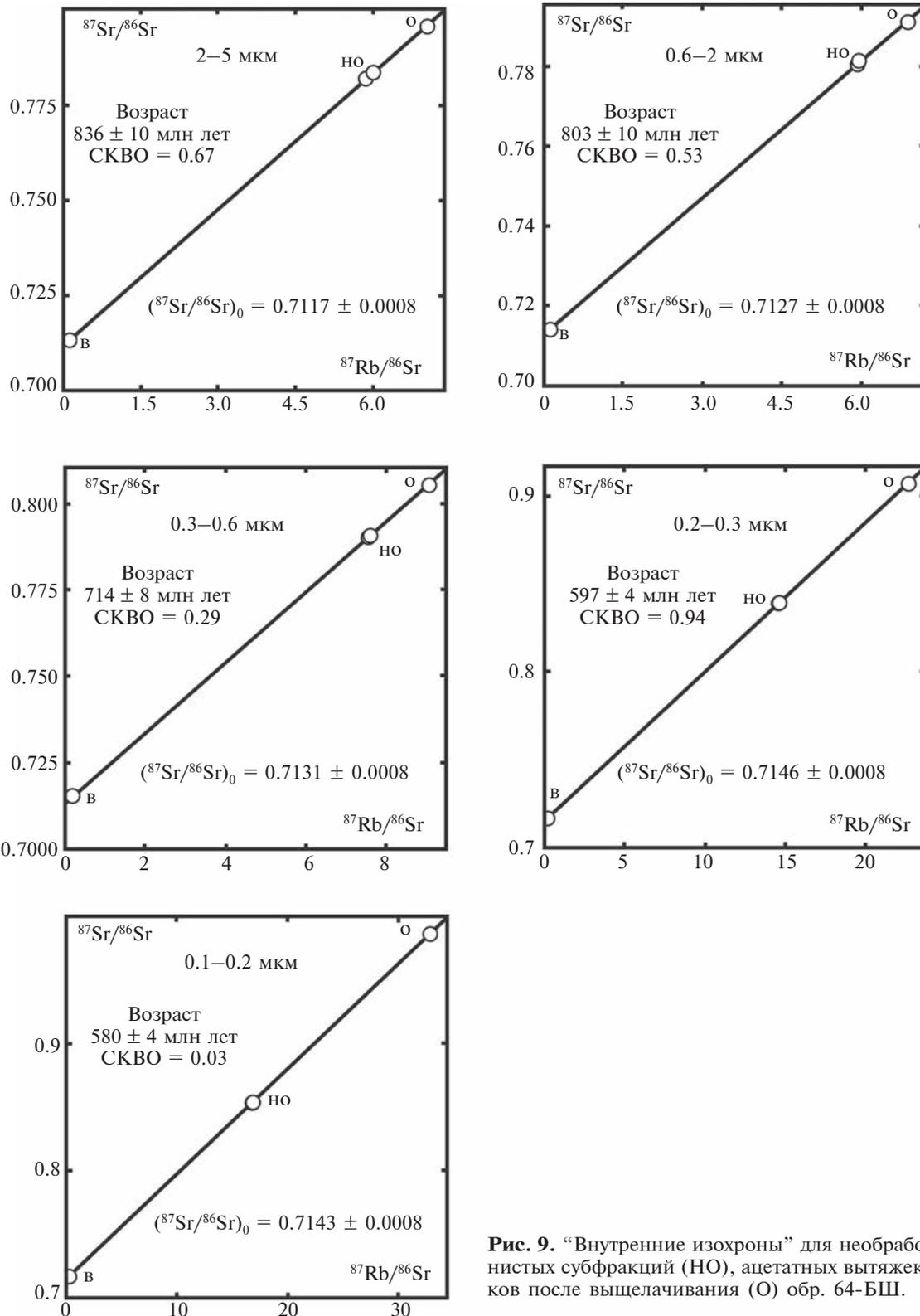


Рис. 9. “Внутренние изохроны” для необработанных глинистых субфракций (НО), ацетатных вытяжек (В) и остатков после выщелачивания (О) обр. 64-БШ.

образом такое изменение может быть вызвано глубоким погружением осадочной последовательности или, напротив, ее поднятием в зону циркуляции метеорных вод. В этом случае новообразование или перекристаллизация глинисто-

го материала происходит в условиях открытой системы, а интенсивность процесса регулируется проницаемостью породы.

Геологические события, приведшие к образованию двух генераций иллита в инзер-

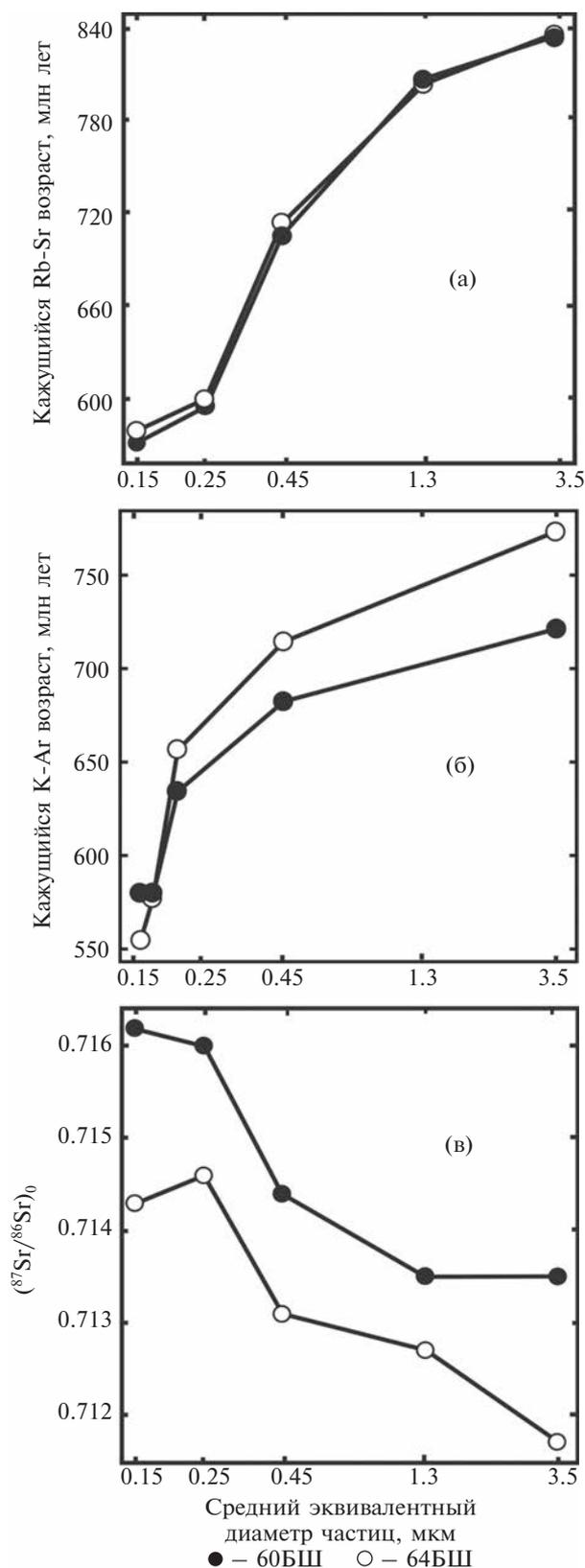


Рис. 10. Зависимость кажущихся Rb–Sr (а) и К–Аг (б) возрастов и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вычисленных для “внутренних изохрон” (в), от размера глинистых частиц в субфракциях обр. 60-БШ и 64-БШ.

ских аргиллитах. Глинистый компонент инзерских аргиллитов включает две аутигенные генерации иллита в различных пропорциях. Эти две генерации возникли в средах с различающимися отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Частицы обеих генераций имеют изометричную форму и псевдогексагональный облик.

Первая генерация иллита преобладает в СФ 2–5 и 0.6–2 мкм. Их Rb–Sr возрасты составляют соответственно 835–836 и 803–806 млн лет (рис. 8, 9). СФ 2–5 мкм, однако, содержит наибольшую примесь детритового $2M_1$ иллита. Поэтому можно полагать, что возраст первой генерации иллита в инзерских аргиллитах лежит в интервале 803–836 млн лет.

Наиболее распространенный механизм образования аутигенного иллита в ходе погружения глинистых осадков связан с трансформацией смешанослойного иллит-сметтита за счет К и Al, поступающих в поровый флюид из разрушающихся в условиях диагенеза обломочных полевых шпатов и слюд (Boles, Franks, 1979; Środoń, Eberl, 1984; Meunier, Velde, 2004). Образование иллита регулируется целым рядом факторов, среди которых следует выделить температуру и химический состав диагенетического флюида, интенсивность флюидного потока, а также длительность периода захоронения осадков.

Обычно предполагается, что процесс иллитобразования происходит в интервале температур 55–145°C (Hower et al., 1976; Boles, Franks, 1979; Środoń, Eberl, 1984; Freed, Peacor, 1989), т.е. после погружения осадков на глубину 2 км и более. Однако температура трансформации сметтита и смешанослойных глинистых минералов в иллит в значительной степени определяется отношением вода/порода и может быть более низкой. В проницаемых зонах, где циркуляция флюида весьма интенсивна, преобразование сметтита в иллит наблюдалось на глубине около 500 м при температуре лишь около 20–30°C (Buatier et al., 1992). Такая возможность связана скорее с горизонтальными движениями земной коры, чем с вертикальной тектоникой. На переход сметтит–иллит влияет также текстура осадков: при прочих равных условиях слоистые аргиллиты содержат большую долю иллита по сравнению с массивными (Freed, Peacor, 1989). В некоторых случаях микротрещиноватость значительно увеличивает поток флюида через аргиллиты, делая его соизмеримым по величине с потоком в песчаниках (Caruano, 1993).

Присутствие в пелитовых породах карбонатов из-за наличия в последних Са и Mg, тормозящих иллитизацию сметтита (Robertson, Lahann, 1981), может увеличивать время, разделяющее седиментацию и диа(ката)генез. С другой стороны, высокие концентрации в диа(ката)генети-

ческом флюиде калия и кремнезема за счет растворения К-полевого шпата, слюд и каолинита при низком содержании карбонатов в породе способствуют началу иллитизации при относительно низкой температуре (Singer, Stoffers, 1980; Bjørkum, Gjelsvik, 1988; Hamilton et al., 1992; Small, 1993). Д. Харпер и его соавторы (Harper et al., 1995) показали, что вторичный иллит в верхнекембрийских породах юго-запада провинции Онтарио, Канада, образовался при температуре 40–50°C, совместимой с геотермическими градиентами и историей погружения изученных толщ. К такому же выводу на основании детального изучения геохимии изотопов кислорода и водорода в этих породах пришли К. Зиглер и Ф. Лонгстаф (Ziegler, Longstaffe, 2000a, 2000b). Примеры и возможные механизмы низкотемпературного формирования иллита на малых глубинах рассматривались и в работах других авторов (Bethke, Altaner, 1986; Deconinck et al., 1988; Kirsimäe et al., 1999; Kirsimäe, Jørgensen, 2000; Moore, 2000; Huggett et al., 2001; Huggett, Cuadros, 2005).

Иное объяснение возникновению иллита на глубине около 500 м в нормально погружавшихся осадках Парижского седиментационного бассейна дали Ж.-П. Моссман, Н. Клауэр и их соавторы (Mossman et al., 1992; Clauer et al., 1995, 1996). Эти исследователи предположили, что процесс иллитизации был здесь высокотемпературным и инициировался периодическими аномальными термальными импульсами, совпадавшими во времени с раннеюрской тектонотермальной активностью. Подобным же образом краткие эпизоды поступления горячих рассолов активизиро-

вали образование иллита независимо от глубины погружения и в других регионах (Morton, 1985b; Elliot, Aronson, 1987; Hay et al., 1988).

В изученном разрезе инзерские аргиллиты перекрываются толщей карбонатных пород, скоррелированных с нижнеинзерскими известняками северо-западной части Башкирского антиклинория, возраст раннего диагенеза которых по данным Pb–Pb метода составляет 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). Таким образом, судя по своему Rb–Sr возрасту (803–836 млн лет), иллит первой генерации формировался сразу после накопления вышележащих карбонатов, и маловероятно, что в это время аргиллиты могли находиться на глубине более 450–500 м (рис. 11).

В позднерифейской истории Уральского палеобассейна не упоминается о каком-либо значительном тектоническом событии, которое могло бы стать причиной интенсивных горизонтальных флюидных потоков. Однако именно в осадках инзерского времени отмечается тенденция нарушения типичной для южноуральских позднерифейских разрезов литофациальной зональности (Маслов, 1997). Можно предполагать, что в инзерское время в Уральском палеобассейне располагавшийся на Русской платформе и господствовавший на протяжении всего позднего рифея западный источник сноса был значительно редуцирован.

Согласно данным, полученным по валовым пробам терригенных пород инзерской свиты (табл. 2), Sm–Nd модельные возрасты большинства образцов варьируют в пределах 2.0–2.2 млрд лет. Возрастные значения одинаковы в образцах из основания и кровли свиты во всех изучен-

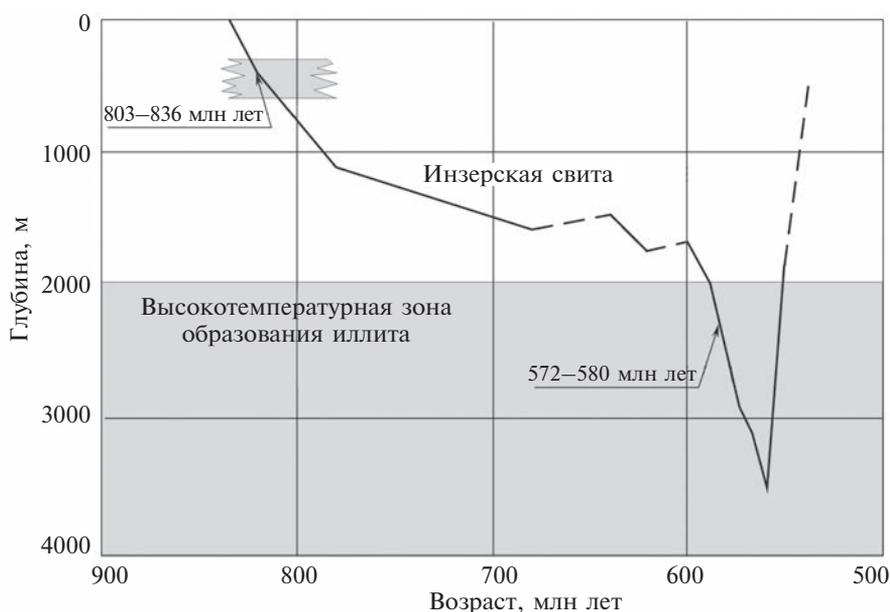


Рис. 11. Кривая глубины погружения пород инзерской свиты во времени.

ных разрезах в разных частях БМА и несколько выше, чем соответствующее значение для аргиллита из верхней подсвиты в разрезе Миньяр — 1.9 млрд лет (Маслов и др., 2003). Заметное удревнение модельного возраста (2.3–2.6 млрд лет) показывают только образцы нижней части верхней подсвиты в разрезе Миньяр. Таким образом, начало позднеинзерского времени отмечено событием, которое привело к поступлению в палеобассейн более древнего материала, возможно, из источника, расположенного к востоку от БМА. В седиментологическом контексте это событие произошло сразу после накопления нижней, самой мощной карбонатной пачки свиты (“подинзерских слоев”). Такая смена источников сноса могла быть следствием изменения тектонического режима в восточных частях Уральского палеобассейна.

Мощность разрезов инзерской свиты на относительно коротком участке, в пределах 60 км на восток от изученного разреза в Алатауском антиклинории, увеличивается в 2 раза. При этом отмечается смена морских карбонатных фаций глинисто-алевритовыми и далее прибрежными алеврито-песчаными фациями (Маслов, 1988). Последнее предполагает, что накопление инзерских осадков могло происходить в условиях относительно быстрого прогибания восточных

частей палеобассейна (рис. 12). В результате этого прогибания изменилась внутренняя архитектура инзерского бассейна седиментации. Давление, возникшее в результате погружения и сжатия наиболее глубоких его частей, привело к возникновению уровней с повышенным пластовым давлением захороненных поровых вод. Отток этих вод происходил не только вверх, но и в стороны по “водоносным горизонтам” вдоль напластования пород. Один из таких проводящих каналов, возможно, находился в пределах или соседствовал с маломощным глинистым пластом, включающим обр. 60-БШ и 64-БШ и расположенным между литифицированными карбонатами катавской и инзерской свит. При этом элизионные воды, отжатые с глубин около 1000 м, мигрировали бы в западные части палеобассейна.

Предполагаемое перемещение флюида могло обеспечить в изученном горизонте более высокие температуры и отношение вода/порода, чем в процессе обычного литостатического погружения осадка. Поэтому проникновение извне элизионных вод 803–836 млн лет назад допустимо рассматривать как вероятную причину формирования первой генерации аутигенного иллита в инзерских аргиллитах, подобно тому, как это установлено для песчаников Северного моря

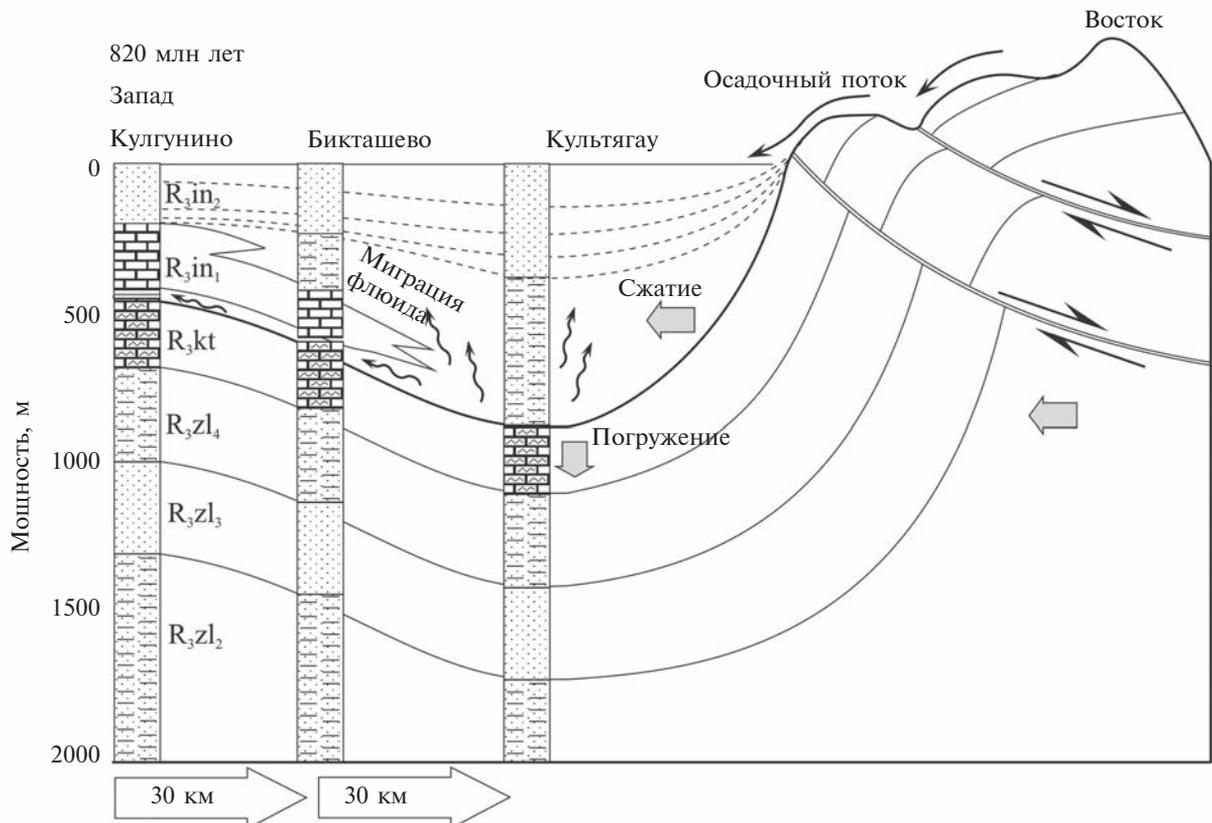


Рис. 12. Предполагаемая тектоническая схема строения рифейского палеобассейна на Южном Урале ~820 млн лет назад. Условные обозначения см. на рис. 1.

(Darby et al., 1997). Таким образом, несмотря на то что факты низкотемпературного иллитообразования в древних глинистых породах других регионов (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1997; Kirsimäe et al., 1999; Kirsimäe, Jørgensen, 2000; Moore, 2000) не позволяют исключить литостатическое погружение из числа вероятных причин, приведших к возникновению иллита первой генерации в инзерских аргиллитах, тектоническая гипотеза кажется вполне правдоподобной.

Альтернативой тектонической гипотезе может быть значительно более быстрое (в течение 30 млн лет) накопление вышележащих отложений каратавской серии, включая миньярскую, укскую и, вероятно, криволукскую свиты. Суммарная мощность осадков названных свит без учета размывов и уплотнения варьирует от 1.6 до 2.2 км, что обеспечивает литостатическое образование аутигенного иллита.

Rb—Sr возраст второй генерации иллита в самых мелкозернистых (0.1–0.2 мкм) СФ лежит в интервале 572–580 млн лет (рис. 8, 9). Поскольку Rb—Sr возраст глауконита, выделенного из алевролитистого песчаника бакеевской свиты, составляет 617 ± 12 млн лет (Козлов, Горожанин, 1993), иллит второй генерации в инзерских аргиллитах, очевидно, образовался в постбакеевское время. Силикокластическая толща, перекрывающая бакеевскую свиту и включающая породы урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свит (рис. 1), была сформирована в интервале 617–543 млн лет, поскольку в раннем кембрии область Южного Урала испытала поднятие и, начиная с этого момента, седиментация в восточных районах не происходила вплоть до раннего ордовика, а в западных даже до девона.

Иллит второй генерации мог образоваться в инзерских аргиллитах под влиянием какого-либо из постпозднерифейских событий в Уральском палеобассейне. На протяжении венда территория Южного Урала испытала несколько крупных тектонических перестроек, связанных с развитием горного сооружения: региональное поднятие в толпаровско-суировское время, трансгрессию в бакеевское время, приближение северо-западного источника сноса в урюкское время, расширение и углубление палеобассейна в басинское время (Беккер, 1988; Пучков, 1997, 2000).

Благоприятные условия для формирования второй генерации иллита существовали в урюкско-басинское время, в период углубления Уральского палеобассейна. K—Ag датировки глауконитов урюкской и басинской свит лежат в интервалах 569–582 и 557–600 млн лет соответственно (Стратотип..., 1983), а K—Ag возраст

тонкозернистого аутигенного иллита басинской свиты равен 582 млн лет (Зайцева и др., 2009). 572–580 млн лет назад глубина погружения пород инзерской свиты в районе опробования вновь достигала критического уровня иллитообразования — 2000–2500 м (рис. 11). Таким образом, к возникновению второй генерации иллита в инзерских аргиллитах могло привести простое литостатическое погружение осадков.

Если же рассматривать другие возможные причины образования второй генерации иллита 572–580 млн лет назад, следует упомянуть важное событие в послебакеевской истории Южного Урала — деформации и метаморфизм пород Башкирского мегантиклинория, связанные с эволюцией Белорецкого метаморфического комплекса (Giese et al., 1999; Пучков, 2000; Glasmacher et al., 2001). Остывание пород этого комплекса, метаморфизованных в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, происходило 597–542 млн лет назад (Glasmacher et al., 1999, 2001). Указанные события завершились накоплением крупногалечных конгломератов куккараукской свиты, в составе которых присутствуют гальки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород, базитов, гранитов, красных яшмоидов и фенгитов (Маслов и др., 1999, 2010; Пучков, 2000). Эти масштабные тектонические события, несмотря на географическую удаленность мест их проявления, могли влиять на гидрогеологический и температурный режимы рифейских отложений. Примеры подобных соотношений хорошо известны. У. Шалтеггер и его соавторы (Schaltegger et al., 1994) получили по фракциям <0.2 мкм кембрийских глинистых сланцев Северо-Западного Марокко Rb—Sr датировки в интервале 309–348 млн лет и считали их результатом герцинского метаморфизма, минералогические проявления которого были обнаружены на расстоянии более 30 км от района исследований. Дж. Мортон (Morton, 1985a) интерпретировал Rb—Sr изохрону, полученную по фракциям <0.2 мкм верхнедевонского аргиллита Вудфорд, как отражение главной деформационной фазы позднепалеозойской уачитанской орогении на юго-востоке Северо-Американского континента, даже несмотря на то что этот аргиллит находился далеко от области главных деформаций и его удаление от зоны надвига составляло 60–350 км. М. Боном (Bonhomme, 1987) предположил, что тектонические обстановки растяжения или сжатия, вызывающие увеличение теплового потока и миграцию геоизотерм по направлению к поверхности, могут быть причиной широкомасштабных катагенетических событий на больших площадях. При этом повышение температуры и конвективное

движение флюидов приводят к протяженному катагенетическому изменению слоистых силикатов и появлению молодых генераций глинистых минералов в неметаморфизованных аргиллитах. Из этого следует, что метаморфическое окружение даже в областях, где отсутствуют его видимые доказательства, вызывает в породах осадочного чехла изменения, которые могут быть датированы изотопными методами.

Таким образом, иллит второй генерации в тонкозернистых СФ инзерских аргиллитов мог образоваться 542–597 млн лет назад, когда на территории Южного Урала заканчивалось формирование Белорецкого метаморфического комплекса. Исследования проявлений начального метаморфизма в докембрийских и палеозойских глинистых и аспидных сланцах Башкирского мегантиклинория (Matenaar et al., 1999; Glasmacher et al., 2004) обнаружили в некоторых инзерских породах значения CIS иллита близкие к границе зон диагенеза и анхиметаморфизма. Этот вариант интерпретации позволяет объяснить также существующее различие Rb–Sr и K–Ar датировок иллита первой генерации (соответственно 803–836 и 683–773 млн лет) как результат преимущественной потери этим иллитом радиогенного ^{40}Ar по сравнению со ^{87}Sr при вторичном термальном воздействии (см., например, Clauer et al., 2003). Средой формирования иллита второй генерации в аргиллитах инзерской свиты при такой интерпретации были бы инфильтрационные воды, проникавшие в породы по ослабленным зонам в ходе тектонических подвижек.

Наконец, вторая генерация иллита могла возникнуть в ходе поднятия и регрессивного катагенеза пород инзерской свиты в раннекембрийское время (рис. 11). Вертикальные движения, связанные с тектонической инверсией, приводящие к значительным изменениям гидрологического режима, влияют на температуру и состав поровых флюидов и, таким образом, могут вызывать регрессивный катагенез и способствовать новообразованию глинистых минералов (Schoonmaker et al., 1986). На поздних стадиях восходящих движений плит иллит может возникать в результате подпитывания порового пространства метеорными водами. Последние участвуют в формировании иллита наряду с глинистой составляющей породы (Ayalon, Longstaffe, 1988; Ziegler, Longstaffe, 2000a, 2000b). Если иллит второй генерации формировался таким образом, возрастные значения 572–580 млн лет для СФ 0.1–0.2 мкм следует рассматривать как несколько завышенные за счет присутствия в этих СФ, наряду с новообразованным, некоторого количества древнего иллита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из изложенного можно сделать следующие выводы: (1) даже тонкозернистый материал аргиллитов (фракция <5 мкм) содержит смесь по меньшей мере двух некогенетических генераций иллита; (2) для идентификации и датирования этих генераций – конечных членов минеральных смесей требуются гранулометрическая сепарация вещества аргиллитов на субмикронном уровне, процедура выщелачивания и элементный и изотопный анализ мобильных и неподвижных компонентов в выделенных субфракциях в сочетании с рентгеновским изучением глинистого материала; (3) хотя U–Pb и Sm–Nd методы полезны при изучении систематики смешивания в аргиллитах, для определения изотопного возраста моногенераций иллита наиболее эффективными являются Rb–Sr и K–Ar методы; (4) интерпретация полученных изотопных датировок должна основываться на детальной независимой информации, касающейся генетической истории анализируемого глинистого материала. Последняя требует привлечения всей суммы имеющихся геологических, литологических, минералогических и биостратиграфических данных.

Однако вполне очевидно, что здесь есть еще много нерешенных или требующих дальнейшего изучения проблем. Часть из них касается изотопной систематики аргиллитов: (1) нахождение конечных членов смеси, т.е. субфракций, представляющих некогенетические моногенерации иллита, и (2) поиск вещественной составляющей, которая вносит основной вклад в химический и изотопный состав кислотных и ацетатных вытяжек при выщелачивании. Другие проблемы связаны с идентификацией геологических событий и механизмов, способных приводить к образованию некогенетических генераций иллита в изучаемых глинистых субфракциях. Среди них важное место занимает вопрос о возникновении иллита на малых глубинах и, возможно, при низких температурах, так как именно при этих условиях можно надеяться на получение для древних аргиллитов возрастных значений, близких ко времени седиментации. В этом смысле согласованность Rb–Sr датировок (803–836 млн лет) иллита первой генерации в инзерских аргиллитах со значением Pb–Pb возраста 836 ± 25 млн лет для непосредственно перекрывающих их известняков (Овчинникова и др., 1998) и общим стратиграфическим положением инзерской свиты внушает известный оптимизм.

Новые геохронологические данные о возрасте аутигенного иллита инзерской свиты в стратотипе верхнего рифея находят связь с главными этапами формирования Уральского палеобассейна в ходе его эволюции от пассивной окраины в позднем рифее до предгорного прогиба в позднем венде.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность А.В. Маслову за консультации и полезные замечания, касающиеся палеогеографических и палеогеодинамических проблем эволюции Уральского бассейна в рифее и венде. Мы также весьма признательны Н.Н. Мельникову, Э.П. Кутявину, Б.М. Гороховскому, Е.Н. Самсоновой и А.В. Баскакову за помощь при масс-спектрометрических измерениях и химической подготовке образцов для изотопного анализа и Г.В. Котову за получение электронных микрофотографий.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН III.8 “Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле” и Президиума РАН № 19 (№ 0153-2018-0009) при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-09095).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 222 с.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- Гаррис М.А., Гревцова А.П., Глухова Г.А.* Геохронология позднедокембрийских магматитов западного склона Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 17–27.
- Горожанин В.М., Губеева Л.В.* Rb–Sr изотопное датирование глинистых сланцев из нижних горизонтов венда (Южный Урал) // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 39–49.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И.М.* Rb–Sr изотопная диагностика полистадийной эволюции иллита в верхнепротерозойских глинистых породах // Докл. Акад. наук. 1996. Т. 348. № 5. С. 647–651.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П.* Rb–Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др.* Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М. и др.* Rb–Sr, K–Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 42–58.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б. и др.* Sm–Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л. и др.* Rb–Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16–27.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный (Rb–Sr, K–Ar) возраст верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Головин Д.И., Горохов И.М. и др.* K–Ar и O-изотопная систематика аргиллитов басинской свиты (Южный Урал) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 2–4 июня 2009 г. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 195–197.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М.* Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.
- Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Горожанин В.М.* К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Ред. Козлов В.И. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14–23.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. др.* Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др.* Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геол. сборник № 9. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 3–8.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. Акад. наук. 2007. Т. 416. № 2. С. 241–246.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–139.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. Акад. наук. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кри-

- вая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В. и др.* Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмокластита в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1999. 324 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т.* Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеография, палеоклимат, источники сноса и палеосоленость водоемов) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 28–52.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 352 с.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др.* Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Доклады Акад. наук. 2003. Т. 389. № 2. С. 219–222.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н.* Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 3. С. 320–338.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* U–Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* Возможности Pb–Pb датирования карбонатных пород с геохимически незамкнутыми U–Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 30–45.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Awwiller D.N.* Geochronology and mass transfer in Gulf Coast mudrocks (south-central Texas, U.S.A.): Rb–Sr, Sm–Nd and REE systematics // Chem. Geol. 1994. V. 116. № 1/2. P. 61–84.
- Ayalon A., Longstaffe F.J.* Oxygen-isotope studies of diagenesis and porewater evolution in the western Canada sedimentary basin: evidence from the Upper Cretaceous basal Belly River sandstone // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 3. P. 489–505.
- Baronnet A.* Ostwald ripening in solution. The case of calcite and mica // Estudios Geologicos. 1982. V. 38. № 3/4. P. 185–198.
- Bethke C.M., Altaner S.P.* Layer-by-layer mechanism of smectite illitization and application to a new rate law // Clays Clay Miner. 1986. V. 34. № 2. P. 136–145.
- Bjorkum A., Gjelsvik N.* An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 3. P. 506–511.
- Bloch J., Hutcheon I.E.* Shale diagenesis: a case study from the Albian Harmon Member (Peace River Formation), western Canada // Clays Clay Miner. 1992. V. 40. № 6. P. 682–699.
- Boles J.R., Franks S.G.* Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation // J. Sediment. Petrol. 1979. V. 49. № 1. P. 55–70.
- Bonhomme M.G.* Type of sampling and comparison between K–Ar and Rb–Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1987. V. 65. № 3/4. P. 209–222.
- Bros R., Stille P., Gauthier-Lafaye F. et al.* Sm–Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. № 1/2. P. 207–218.
- Buatier M.D., Peacor D.R., O'Neil J.R.* Smectite–illite transition in Barbados accretionary wedge sediments: TEM and AEM evidence for dissolution/crystallization at low temperature // Clays Clay Miner. 1992. V. 40. № 1. P. 65–80.
- Burley S.D., Flisch M.* K–Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan Fields, Outer Moray Firth, UK North Sea // Clay Minerals. 1989. V. 24. № 2. P. 285–315.
- Caruano R.M.* Evidence of fluid flow in microfractures in geopressured shales // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1993. V. 77. № 8. P. 1303–1314.

- Clauer N.* Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la converture du craton ouest-africain // *Sci. Géol. Mém. Strasbourg*. 1976. № 45. 256 p.
- Clauer N.* A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // *Lectures in Isotope Geology*. Eds. Jäger E., Hunziker J.C. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1979. P. 30–51. Русский перевод: Изотопная геология. Ред. Чернышев И.В., Горохов И.М. М.: Недра, 1984. С. 40–62.
- Clauer N., Chaudhuri S.* Clays in Crustal Environments. Isotopic Dating and Tracing. Berlin: Springer-Verlag, 1995. 360 p.
- Clauer N., Giblin P., Lucas J.* Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (D.S.D.P., Legs 43, 48 and 50) // *Chem. Geol. (Isot. Geosci.)*. 1984. V. 46. № 2. P. 141–151.
- Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T.* Morphological, chemical, and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectites in marine sediments // *Clays Clay Miner.* 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.
- Clauer N., Chaudhuri S., Kralik M., Bonnot-Courtois C.* Effects of experimental leaching on Rb–Sr and K–Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite // *Chem. Geol.* 1993. V. 103. № 1/4. P. 1–16.
- Clauer N., O'Neil J.R., Furlan S.* Clay minerals as records of temperature conditions and duration of thermal anomalies in the Paris Basin, France // *Clay Minerals*. 1995. V. 30. № 1. P. 1–13.
- Clauer N., Zwingmann H., Chaudhuri S.* Isotopic (K–Ar) and oxygen constraints on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in western Europe // *Clay Minerals*. 1996. V. 31. № 2. P. 301–318.
- Clauer N., Weber F., Gauthier-Lafaye F. et al.* Mineralogical, geochemical (REE), and isotopic (K–Ar, Rb–Sr, $\delta^{18}\text{O}$) evolution of the clay minerals from faulted, carbonate-rich, passive paleomargin of southeastern Massif Central, France // *J. Sediment. Res.* 1997. V. 67. № 5. P. 923–934.
- Clauer N., Zwingmann H., Gorokhov I.M.* Postdepositional evolution of platform claystones based on a simulation of thermally induced diffusion of radiogenic ^{40}Ar from diagenetic illite // *J. Sediment. Res.* 2003. V. 73. № 1. P. 58–63.
- Darby D., Wilkinson M., Fallick A.E., Haszeldine R.S.* Illite dates record deep fluid movements in petroleum basins // *Petroleum Geosci.* 1997. V. 3. № 2. P. 133–140.
- Deconinck J.F., Strasser A., Debrabant P.* Formation of illite minerals at surface temperature in Purbeckian sediments (lower Berriasian, Swiss and French Jura) // *Clay Minerals*. 1988. V. 28. № 1. P. 91–103.
- Eberl D.D., Środoń J., Kralik M. et al.* Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals // *Science*. 1990. V. 248. № 4954. P. 474–477.
- Elliot W.C., Aronson J.L.* Alleghanian episode of K-bentonite illitization in the southern Appalachian basin // *Geology*. 1987. V. 15. № 8. P. 735–739.
- Esquevin J.* Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité // *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*. 1969. V. 3. № 1. P. 147–153.
- Essene E.J., Peacor D.R.* Clay mineral thermometry – a critical perspective // *Clays Clay Miner.* 1995. V. 43. № 5. P. 540–553.
- Faure G., Mensing T.M.* Isotopes: principles and applications. 3rd ed. Hoboken, New Jersey: Wiley & Sons, Inc., 2005. 897 p.
- Freed R.L., Peacor D.R.* Variability in temperature of the smectite illite reaction in Gulf Coast sediments // *Clay Minerals*. 1989. V. 24. № 2. P. 171–180.
- Gauthier-Lafaye F., Bros R., Stille P.* Pb–Pb isotope systematics on diagenetic clays: an example from Proterozoic black shales of the Franceville basin (Gabon) // *Chem. Geol.* 1996. V. 133. № 1/4. P. 243–250.
- Giese U., Glasmacher U., Kozlov V.I. et al.* Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals // *Geol. Rundsch.* 1999. V. 87. № 4. P. 526–544.
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A. et al.* Thermochronology west of the Main Uralian Fault, Southern Urals, Russia // *Geol. Rundsch.* 1999. V. 87. № 4. P. 515–525.
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al.* The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1/4. P. 185–213.
- Glasmacher U.A., Bauer W., Clauer N., Puchkov V.* Neoproterozoic metamorphism and deformation at the southeastern margin of the East European Craton, Uralides, Russia // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2004. V. 93. № 5. P. 921–944.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al.* Rb–Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the east European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D. et al.* Rb–Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, North Norway // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. № 5. P. 541–562.
- Grathoff G.H., Moore D.M.* Illite polytype quantification using WILDFIRE© calculated X-ray diffraction patterns // *Clays Clay Miner.* 1996. V. 44. № 6. P. 835–842.
- Grathoff G.H., Moore D.M.* Characterization of the Waukesha Illite: a mixed-polytype illite in the Clay Mineral Society repository // *Am. Mineral.* 2002. V. 87. № 11/12. P. 1557–1563.
- Grathoff G.H., Moore D.M., Hay R.L., Wenner K.* Illite polytype quantification and K/Ar dating of Paleozoic shales: a technique to quantify diagenetic and detrital illite // *Shales and Mudstones. II*. Eds. Schieber J., Zimmerle W., Sethi P.: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 1998. P. 161–175.
- Grathoff G.H., Moore D.M., Hay R.L., Wenner K.* Origin of illite in the lower Paleozoic of the Illinois basin: evidence for brine migrations // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2001. V. 113. № 8. P. 1092–1104.

- Hamilton P.J., Giles M.R., Ainsworth P.* K–Ar dating of illites in Brent Group reservoirs: a regional perspective // *Geology of the Brent Group*. Eds. Morton A., Haszeldine R., Giles M., Brown S. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1992. № 61. P. 377–400.
- Harper D.A., Longstaffe F.J., Wadleigh M.A., McNutt R.H.* Secondary K-feldspar at the Precambrian–Paleozoic unconformity, southwestern Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1995. V. 32. № 9. P. 1432–1450.
- Hay R.L., Lee M., Kolata D.R. et al.* Episodic potassic diagenesis of Ordovician tuffs in the Mississippi Valley area // *Geology*. 1988. V. 16. № 8. P. 743–747.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A.* Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. I. Mineralogical and chemical evidence // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1976. V. 87. № 5. P. 725–737.
- Huggett J.M., Cuadros J.* Low-temperature illitization of smectite in the Late Eocene and Early Oligocene of the Isle of Wight (Hampshire Basin), U.K. // *Am. Mineral.* 2005. V. 90. № 7. P. 1192–2002.
- Huggett J.M., Gale A.S., Clauer N.* Nature and origin of non-marine 10Å clay from the Late Eocene and Early Oligocene of the Isle of Wight (Hampshire Basin), U.K. // *Clay Minerals*. 2001. V. 36. № 3. P. 447–464.
- Jaboyedoff M., Bussy F., Kübler B., Thelin Ph.* Illite “crystallinity” revisited // *Clays and Clay Miner.* 2001. V. 49. № 2. P. 156–167.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites. II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. № 2. P. 137–150.
- Kirsimäe K., Jørgensen P., Kalm V.* Low-temperature diagenetic illite-smectite in Lower Cambrian clays in North Estonia // *Clay Minerals*. 1999. V. 34. № 1. P. 151–163.
- Kirsimäe K., Jørgensen P.* Mineralogical and Rb–Sr isotope studies of low-temperature diagenesis of Lower Cambrian clays of the Baltic Paleobasin of North Estonia // *Clays Clay Miner.* 2000. V. 48. № 1. P. 95–105.
- Kisch H.J.* Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jamtland Supergroup, Central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and “vitrinite” reflectance // *J. Geol. Soc. London*. 1980. V. 137. № 3. P. 271–288.
- Kisch H.J.* Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks // *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*. 2. Eds. Larsen G., Chilingar G.V. New York: Elsevier, 1983. P. 289–493.
- Kralik M., Schramm J.M.* Illit-Wachstum: Übergang Diagenese-Metamorphose in Karbonat- und Tongesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb–Sr, K–Ar und C–O) // *Jb. Geol. Bundesanstalt*. 1994. V. 137. № 1. P. 105–137.
- Kubler B.* La cristallinité de l’illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme // *Colloque sur les étages Tectoniques*, Univ. Neuchâtel. Ed. Schaer J.-P. Neuchâtel: A la Baconnière, 1966. P. 105–122.
- Kubler B.* “Cristallinité” de l’illite et mixed-layers: brève révision // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1990. V. 70. № 1. P. 89–93.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V.* Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: a test of an Australia–Baltica connection within Rodinia // *Precambrian Res.* 2014. V. 244. P. 288–305.
- Lander R.H., Bloch S., Mehta S., Atkinson C.D.* Burial diagenesis of paleosols in the Giant Yacheng gas field, People’s Republic of China: bearing on illite reaction pathways // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 61. № 2. P. 256–268.
- Lanson B., Besson G.* Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of X-ray patterns // *Clays Clay Miner.* 1992. V. 40. № 1. P. 40–52.
- Ludwig K.R.* PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb–U–Th isotope data. Version 1.06 // *U.S. Geol. Surv.* 1989. Open File Rep. 88–542. 40 p.
- Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J.* Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: consequences for early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
- Matenaar I., Glasmacher U.A., Pickel W. et al.* Incipient metamorphism between Ufa and Beloretzk, western fold-and-thrust belt, southern Urals, Russia // *Geol. Rundsch.* 1999. V. 87. № 4. P. 545–560.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A.* The statistical assessment of Rb–Sr isochrons // *J. Geophys. Res.* 1966. V. 71. № 22. P. 5459–5468.
- Meunier A., Velde B.* Illite. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. 286 p.
- Moore D.M.* Diagenesis of the Purington shale in the Illinois Basin and implications for the diagenetic state of sedimentary rocks of shallow Paleozoic basins // *J. Geol.* 2000. V. 108. № 5. P. 553–567.
- Morton J.P.* Rb–Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1985a. V. 96. № 8. P. 1043–1049.
- Morton J.P.* Rb–Sr evidence for punctuated illite/smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf Coast // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1985b. V. 96. № 1. P. 114–122.
- Mossman J.R.* K–Ar dating of authigenic illite-smectite clay material: application to complex mixtures of mixed-layer assemblages // *Clay Minerals*. 1991. V. 26. № 2. P. 189–198.
- Mossman J.R., Clauer N., Liewig N.* Dating thermal anomalies in sedimentary basins: the diagenetic history of clay minerals in the Triassic sandstones of the Paris Basin (France) // *Clay Minerals*. 1992. V. 27. № 2. P. 211–226.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R.* Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R.* Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 1. P. 289–312.

- Pevear D.R.* Illite age analysis, a new tool for basin thermal history analysis // *Water–Rock Interaction*. Eds. Kharaka Y.K., Maest A.S. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 1251–1254.
- Roberson H.E., Lahann R.W.* Smectite to illite conversion rates: effects of solution chemistry // *Clays Clay Miner.* 1981. V. 29. № 2. P. 129–135.
- Roberts B., Merriman R.J.* The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from North Wales: an analysis of isocryst patterns // *J. Geol. Soc. London.* 1985. V. 142. № 4. P. 615–624.
- Robinson D., Bevins R.E.* Incipient metamorphism in the Lower Paleozoic marginal basin of Wales // *J. Metamorph. Geol.* 1986. V. 4. № 1. P. 101–113.
- Schaltegger U., Stille P., Rais N. et al.* Neodymium and strontium isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 5. P. 1471–1481.
- Schoonmaker J., Mackenzie F.T., Speed R.C.* Tectonic implications of illite/smectite diagenesis, Barbados accretionary prism // *Clays Clay Miner.* 1986. V. 34. № 4. P. 465–472.
- Singer A., Stoffers P.* Clay mineral diagenesis in two east African lake sediments // *Clay Minerals.* 1980. V. 15. № 3. P. 291–307.
- Small J.S.* Experimental determination of the rates of precipitation of authigenic illite and kaolinite in the presence of aqueous oxalate and comparison to the K/Ar ages of authigenic illites in reservoir sandstones // *Clays Clay Miner.* 1993. V. 41. № 2. P. 191–208.
- Środoń J., Eberl D.D.* Illite // *Rev. Mineral.* 1984. V. 13. P. 495–544.
- Turchenko T.L., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Kotov G.V.* Fine fractions of argillites for the Rb–Sr dating: separation, XRD and TEM studies // *1st Int. Symp. on Applied Isotope Geochem. Program and Abstracts*. Geiranger, Norway, 1993.
- Velde B.* Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence // *Am. J. Sci.* 1965. V. 263. № 10. P. 886–913.
- Warr L.N., Rice A.H.N.* Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data // *J. Metamorph. Geol.* 1994. V. 12. № 2. P. 141–152.
- Williamson J.H.* Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.
- Yoder H.S., Eugster H.P.* Synthetic and natural muscovites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1955. V. 8. № 5/6. P. 225–280.
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B. et al.* Rb–Sr and Sm–Nd systematics of clay size fractions: Upper Proterozoic shale of the Tolparovo Formation, South Urals // *Clay Science at the Crossroad of Civilizations. European Clay Conference EUROCLAY 2011, June 26–July 01, 2011, Antalya, Turkey. Book of Abstracts*. Ankara: Dumat Ofset, 2011. P. 55–56.
- Ziegler K., Longstaffe F.J.* Clay mineral authigenesis along a mid-continental scale fluid conduit in Palaeozoic sedimentary rocks from southern Ontario, Canada // *Clay Minerals.* 2000a. V. 35. № 1. P. 239–260.
- Ziegler K., Longstaffe F.J.* Multiple episodes of clay alteration at the Precambrian/Paleozoic unconformity, Appalachian Basin: isotopic evidence for long-distance and local fluid migration // *Clays Clay Miner.* 2000b. V. 48. № 4. P. 474–493.
- Zwingmann H., Clauer N., Gauff R.* Structure-related geochemical (REE) and isotopic (K–Ar, Rb–Sr, $\delta^{18}\text{O}$) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoirs (Permian, northern Germany) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. № 18. P. 2805–2823.

Рецензенты А.Б. Котов, М.А. Семихатов

ISOTOPE SYSTEMATICS AND THE AGE OF AUTHIGENIC MINERALS IN SHALES OF THE INZER FORMATION, THE SOUTHERN URALS

I. M. Gorokhov^a, T. S. Zaitseva^a, A. B. Kuznetsov^a, G. V. Ovchinnikova^a,
M. M. Arakelyants^b, V. P. Kovach^a, G. V. Konstantinova^a,
T. L. Turchenko^a, I. M. Vasil'eva^a

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

^b *Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The 2–5, 0.6–2, 0.3–0.6, 0.2–0.3 and 0.1–0.2 μm clay subfractions (SFs) separated from two shale samples of the Upper Riphean Inzer Formation, the southern Urals, were studied by the TEM, XRD, and U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr and K–Ar isotopic methods. All the SFs consist of the low-temperature 1M_d illite; admixtures of quartz, chlorite and 2M_1 illite occur only in the coarsest SFs. The clay particles are isometric, regardless of their size. The CIS (Crystallinity Index Standard) illite values for the all SFs are typical for the dia(kata)genetic zone. As the size of particles in the SF decreases from 2–5 to 0.1–0.2 μm , the CIS rises, the I_{002}/I_{001} ratio on the XRD diagrams decreases, and the K content and the K/Rb ratio increase.

Leaching with 1N HCl and 1N ammonium acetate (NH_4OAc) and subsequent U–Pb, Sm–Nd and Rb–Sr analyses of the untreated SF, acid (acetate) leachate and residue made possible to study the mixing

systematics in mobile and silicate materials of the shales. The $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the acid and acetate leachates are below, and the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio is above those in the residues. Less radiogenic Pb and Sr and more radiogenic Nd are also common for the leachates compared to the residues. As the size of particles in the SFs decreases, the U, Pb, Sm, Nd and Sr contents in the residues are smoothly reduced, whereas the Rb content shows an increase. The $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in the residues for fine-grained SFs are well above, and the $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ value is well below those for coarse-grained SFs. What is more, in the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $1/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagrams, data points for the residues of variable size are arranged on the mixing lines. The data points of respective acid and acetate leachates also form linear trends in the $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ coordinates. The apparent Rb–Sr age values, calculated from the slopes of “inner isochrons” (“leachochrons”), along with the K–Ar ages are smoothly lowered from 835–836 and 721–773 m.y. for the 2–5 μm SF to 572–580 and 555–580 m.y. for the 0.1–0.2 μm SF. Hence the XRD and isotopic data testify that the clay as well as the mobile material of the shale represent the mixtures of at least two components, the silicate phase containing authigenic illites of different ages. The first illite generation enriched in coarse-grained 2–5 and 0.6–2 μm SFs was formed shortly after deposition of the Inzer sediments, and its age of 803–836 m.y. is in agreement with the stratigraphic age of the formation. Simple lithostatic burial or intensive lateral fluid flow induced by tectonic inversion in the eastern regions of the Urals paleobasin may be considered as the geological processes responsible for the forming of this illite. The second illite generation was formed 572–580 m.y. ago. As the starting points for its formation, alternatively, may be concerned either vertical tectonics or renewal of pore fluid compositions during deformations and metamorphism on the southern Urals area related to evolution of the Beloretsk metamorphic complex.

Keyword: Riphean, shales, fine-grained clay fractions, illite, isotope age, isotope mixing systematics, catagenesis, southern Urals.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X2723-30>

УДК 550.93:551.7/.24(571.52+517.3)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО И ГАББРОИДНОГО КОМПЛЕКСОВ БАЯННУРСКОГО БЛОКА СОНГИНСКОГО ВЫСТУПА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2019 г. И. К. Козаков^{1,*}, Д. А. Лыхин², Ч. Эрдэнэжаргал³, Е. Б. Сальникова¹, И. В. Анисимова¹, В. П. Ковач¹, Ю. В. Плоткина¹, А. М. Федосеенко¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

³ Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.12.2017 г.
Получена после доработки 11.12.2017 г.
Принята к публикации 12.04.2018 г.

В раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы между Дзабханским и Тувино-Монгольским террейнами представлены блоки кристаллических пород Сонгинского выступа. В Баяннурском блоке его южной части выделены неопротерозойские (890–780 млн лет) гнейсо-мигматитовый баяннурский и метавулканогенно-терригенный холбонурский комплексы. Зона их сочленения трассируется надвиговыми структурами, которые отражены во всех структурно-вещественных комплексах Баяннурского блока. В зоне сочленения представлены тектонические пластины. Их особенностью является присутствие образованных до формирования надвигов пород габбро-гипербазитового комплекса и постнадвиговых габброидов и габбро-диоритов. Верхнюю возрастную границу интервала формирования надвигов определяют гранитоиды Баяннурского массива с возрастом 790 ± 3 млн лет, а также габброиды и анортозиты Онцулинской тектонической пластины с возрастными 785 ± 3 и 784 ± 3 млн лет. Нижняя граница формирования надвигов (802 ± 6 млн лет) определяется возрастом ультраметагенных гранитоидов баяннурского комплекса. В тектонической пластине хребта, выходящего в район горы Сант-ула, установлены тела массивного (постнадвигового) пегматоидного габбро и породы габбро-гипербазитового комплекса с отчетливо проявленными структурами, связанными с надвигами. Для этих образований установлены значения возраста 782 ± 2 и 806 ± 10 млн лет соответственно (ID-TIMS). Полученные данные свидетельствуют о том, что постнадвиговые и донадвиговые образования не могут входить в состав единого расслоенного комплекса. Последние могут рассматриваться как фрагменты палеоокеанических образований в аккреционной структуре Баяннурского блока Сонгинского выступа.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, докембрийские террейны, ранний неопротерозой, U–Pb геохронология, циркон, корреляция процессов основного магматизма и метаморфизма.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27231-51>

ВВЕДЕНИЕ

В раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы представлены блоки континентальной коры с ранне- и позднедокембрийским фундаментом и обрамляющие их зоны развития позднерифейских и венд-раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Коваленко и др., 2005). В составе супертеррейна выделены Дзабханский и Тувино-Монгольский террейны (рис. 1), представляющие собой композитные структуры с гетерогенным фундамен-

том (Козаков и др., 2015, 2017б). Между ними развиты фрагменты палеоокеанических и островодужных комплексов эдиакария–раннего кембрия Идерской и Озерной зон (Ильин, 1982), а также блоки докембрийских кристаллических пород, рассматриваемых в составе Сонгинского выступа (рис. 1).

В Баяннурском блоке Сонгинского выступа выделены докембрийские структурно-вещественные комплексы: гнейсо-мигматитовый баяннурский и метавулканогенно-терригенный холбонурский (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013а).

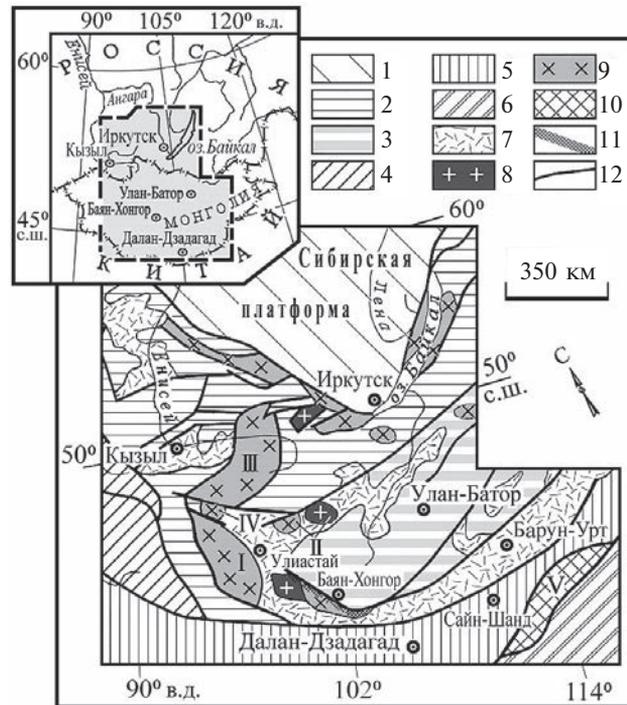


Рис. 1. Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структурах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Моссаковский и др., 1993; Карта..., 1989).

1 – древние платформы; 2–10 – структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: 2 – ранние каледониды, 3 – нерасчлененные толщи турбидитного чехла палеозоя, 4 – поздние каледониды; 5 – герциниды, 6 – индосиниды, 7 – вулканические пояса позднего палеозоя–мезозоя, 8–10 – фрагменты континентальных массивов: 8а – с нерасчлененным ранне- и позднекембрийским основанием, 8б – с раннекембрийским основанием, 9 – с раннебайкальским основанием, 10 – с гренвилемским основанием; 11 – Южно-Хангайский метаморфический пояс; 12 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I – Дабханский микроконтинент, II – блоки Тарбагатайского выступа, III – Тувино-Монгольский терреин, IV – блоки Сонгинского выступа, V – Южно-Гобийский микроконтинент.

В баяннурском комплексе преобладают в различной степени мигматизированные тонкополосчатые биотитовые гнейсы (иногда с гранатом) с редкими прослоями амфиболовых гнейсов. В высокотемпературных зонах, где проявлена мигматизация, представлены субавтохтонные ультраметагенные гранитоиды. Возраст данных гранитоидов (802 ± 6 млн лет¹) дает оценку времени проявления регионального метаморфизма.

В холбонурском комплексе установлены две главные породные ассоциации. В строении первой ассоциации участвуют зеленокаменно измененные базальты, в том числе шаровые лавы, а также метавулканы основного и среднего состава с горизонтами кварцитов и мраморизованных известняков. Метабазиты (амфиболиты и зеленокаменно измененные базальты) по составу являются промежуточными между OIB и E-MORB (Ярмолюк и др., 2015, 2017).

¹ Приводимые в тексте авторские данные о возрасте определены U–Pb методом по цирконам (ID-TIMS); возрастные данные, полученные другими методами, оговариваются в тексте.

Во второй ассоциации представлены существенно терригенные и терригенно-вулканогенные образования (рис. 2). Породная ассоциация существенно терригенной части холбонурского комплекса, включающая аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, рассматривается нами в составе образований аккреционной призмы. Для циркона из валуна трондьемита в конгломератах установлен возраст 874 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2013б), что определяет нижнюю возрастную границу формирования терригенной толщи, а ее верхнюю границу фиксируют граниты Баяннурского массива с возрастом 790 ± 3 млн лет. В восточной части Баяннурской зоны в нескольких изолированных выходах среди аналогичных аргиллитов, песчаников, гравелитов и конгломератов присутствуют вулканические породы: шаровые базальты и гиадокластиты, амфиболовые андезиты, дациты и риолиты (рис. 2). Для последних установлен возраст 888 ± 2 млн лет (Ярмолюк и др., 2015). Эта породная ассоциация характеризует условия формирования островной дуги. Ее верхнюю возрастную границу определяют грани-