

УДК 551

АУТИГЕННЫЙ САНИДИН КАК МИНЕРАЛЬНЫЙ ИНДИКАТОР ГРАВИТАЦИОННО-РАССОЛЬНОГО КАТАГЕНЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНА ЮЖНОГО КРЫЛА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 2020 г. Ю. В. Яшунский^{a, *}, С. А. Новикова^{b, ***}, В. К. Голубев^{c, ****},
И. А. Новиков^{d, *****}, А. А. Киселев^{e, *****}, С. В. Гришин^{a, **}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^cПалеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН,
ул. Профсоюзная, 123, Москва, 117647 Россия

^dНаучно-исследовательский институт глазных болезней,
ул. Россолимо, 11, Москва, 119021 Россия

^eВсероссийский институт минерального сырья (ВИМС),
Старомонетный пер., 31, Москва, 119017 Россия

*e-mail: yryashunsky@gmail.com

**e-mail: grishn69@mail.ru

***e-mail: korzhova@igm.nsc.ru

****e-mail: vg@paleo.ru

*****e-mail: i.novikov@niigb.ru

*****e-mail: a.kiselev11@mail.ru

Поступила в редакцию 01.07.2019 г.

После доработки 20.09.2019 г.

Принята к публикации 30.10.2019 г.

В статье приводятся данные о многочисленных находках аутигенных калиевых полевых шпатов в карбонатных и терригенных отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона южного крыла Московской синеклизы, включая Окско-Цнинский вал. По химическому составу и кристаллической структуре все морфологические типы полевых шпатов (идиоморфные монокристаллические каймы на поверхности песчаных обломочных зерен; тонкокристаллические агрегаты, псевдоморфно замещающие органогенный карбонатный детрит; псевдоскелетные кристаллы) образованы К-санидином с подавляющим преобладанием калия над натрием и крайне низкими содержаниями кальция, бария и стронция. По данным изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, формирование аутигенной санидиновой минерализации происходило в пермский период, т.е. на 20–55 млн лет позднее времени накопления вмещающих каменноугольных отложений. Результаты минералогических наблюдений, а также палеофациальные и палеогеографические реконструкции позволяют связывать образование аутигенных калиевых полевых шпатов с процессами гравитационно-рассольного катагенеза, протекавшими в пределах южного крыла Московской синеклизы, в результате просачивания высокоминерализованной рапы пермских эвапоритовых морских бассейнов в подстилающие, более древние отложения.

Ключевые слова: аутигенный санидин, гравитационно-рассольный катагенез, Московская синеклиза.

DOI: 10.31857/S0024497X20030076

Аутигенные калиевые полевые шпаты (КПШ) широко распространены в осадочных карбонатных и обломочных песчаных породах, не затронутых существенными постседиментационными изменениями, связанными с воздействием высоких температур и давлений, и встречаются в отложениях различного возраста [Пустовалов, 1956; Муравьев, 1964; Поликарпов и др., 1979; Чайков-

ский и др., 2013; Baskin, 1956; Kastner, 1971; Buyce, Friedman, 1975; Spoetl et al., 1998; Lee et al., 2003; Mark et al., 2008; Leitner, 2015].

Характерными особенностями аутигенных КПШ в карбонатных породах являются: небольшой средний размер зерен (0.05–0.2 мм), невысокое содержание (обычно не превышает 0.1–0.5 мас. % и крайне редко достигает 1–10 мас. %),

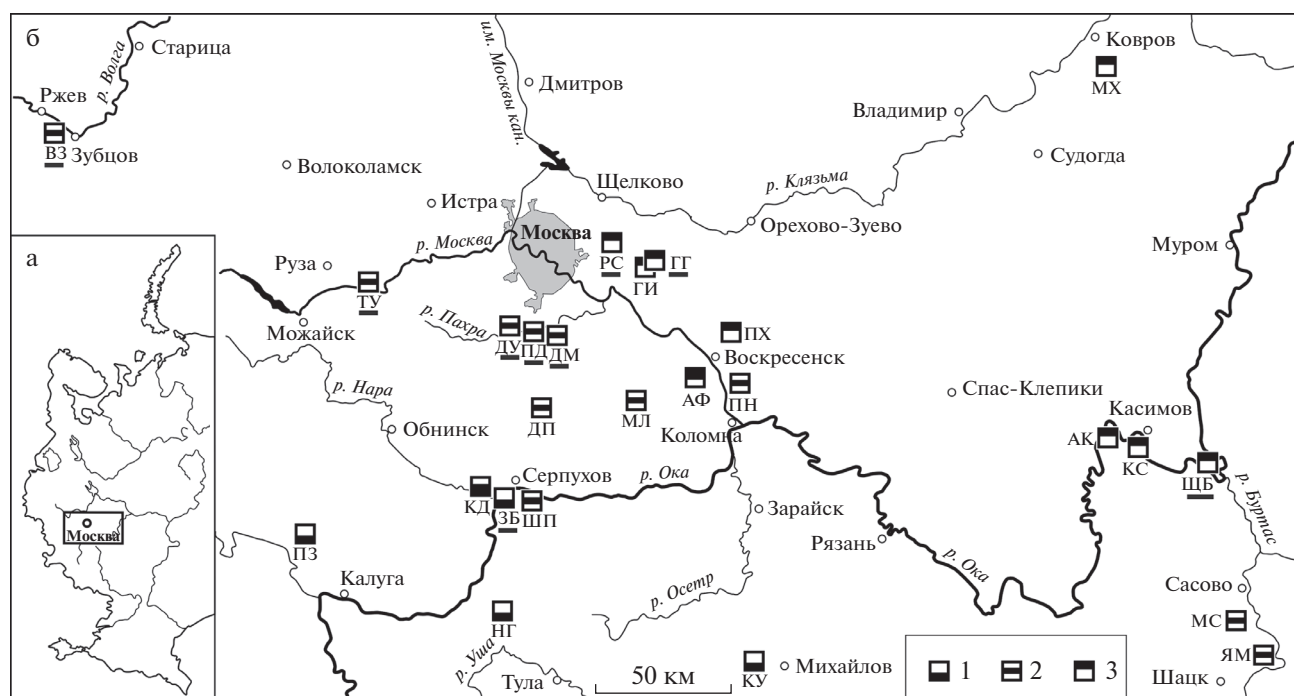


Рис. 1. Положение района работ в европейской части России (а) и схема расположения изученных разрезов нижнего (1), среднего (2) и верхнего (3) карбона, вскрывающих отложения с аутигенными КППШ (б). Карьеры: ПЗ – Полотняный завод, КД – Калиново-Дашковский, ЗБ – Заборье, НГ – Новогуровский, ПД – Подольский, ДМ – Домодедовский, РС – Русавкинский, МЛ – Малинский, ГИ – Гжельский известковый, ГГ – Гжельский кирпичных глин, АФ – Афанасьевский, ПН – Паншинский, КУ – Кумивогорский, АК – Акишинский, КС – Касимовский, ШБ – Щербатовский, МХ – Мелиховский, ЯМ – Ямбиринский, МС – Мало-Студенецкий; исторические разработки: ТУ – в районе г. Тучково, ДУ – при слиянии рек Пахра и Моча; обнажения: ВЗ – в устье р. Вазуза, ШП – Шепиловский овраг у г. Пушкино, ДП – у пос. Давидова Пустынь; скважины: ПХ – скв. 1 у пос. Перхурово. Скважины в пределах г. Москвы не показаны. Подчеркнуты названия разрезов, в которых было выполнено изотопное датирование КППШ.

а также отчетливо выраженный идиоморфизм кристаллических форм [Муравьев, 1964; Чайковский и др., 2013; Яшунский и др., 2016, 2017, 2018; Kastner, 1971; Kastner, Siever, 1979; Hearn et al., 1985; Marszałek, Muszynski, 2001; Sandler et al., 2004]. Вследствие этих особенностей в подавляющем большинстве случаев невозможно установить последовательность минералообразования методами стадийного анализа, т.е. по взаимоотношениям КППШ с остальными компонентами породы, и связать аутигенную полевошпатовую минерализацию с какими-либо постседиментационными процессами, признаки которых были выявлены в конкретной геологической ситуации.

Для решения этой задачи в последнее время весьма успешно применяются К/Аг- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методы датирования, которые позволяют корректно определить время образования аутигенных КППШ в карбонатных [Spoetl et al., 1998; Sandler et al., 2004] и песчаных [Hagen et al., 2001; Mark et al., 2008; Maraschin et al., 2010; Maraschin, 2016] породах и установить связь процессов аутигенного минералообразования с определенными этапами геологического развития осадочных бас-

сейнов. Этот подход был реализован в настоящем исследовании.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В пределах южной части Московской синеклизы и Окско-Цнинского вала присутствие аутигенных КППШ в отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона установлено нами на 35 объектах (рис. 1).

В подавляющем большинстве случаев эти новообразования были встречены в карбонатных породах, и только в двух объектах – в песчаных и песчано-глинистых отложениях, по возрасту соответствующих верейскому подъярису московского яруса среднего карбона и вскрытых в Калиново-Дашковском карьере, а также добрытинскому подъярису гжельского яруса верхнего карбона, вскрытых в Гжельском карьере кирпичных глин [Яшунский и др., 2018].

Наиболее детально распределение аутигенных КППШ было изучено в карбонатных породах верхнего карбона, вскрывающихся в Русавкинском карьере [Яшунский и др., 2016] и в породах сред-

него карбона — в Домодедовском карьере [Яшунский и др., 2017], в Московской области.

В Русавкинском карьере аутигенные КПШ найдены в белых тонкозернистых и афанитовых известняках мощностью до 0.8 м, залегающих в кровле новомилетской свиты касимовского яруса верхнего карбона [Алексеев и др., 2015]. В подстилающих доломитах этой же свиты, а также в перекрывающих доломитах, доломитизированных известняках и глинах кошеровской и шелковской свит гжельского яруса аутигенные КПШ не установлены (рис. 2).

Максимальное содержание аутигенного калиевого полевого шпата сосредоточено в первых сантиметрах кровли известняков, где количество зерен КПШ достигает нескольких тысяч на 1 кг породы и при движении вниз по разрезу резко сокращается. Бесцветные и водяно-прозрачные зерна КПШ (0.1–0.2 мм) имеют зональное строение (рис. 3а, б). Центральные части зерен сложены терригенным обломочным К–Na полевым шпатом, обладающим отчетливой и контрастной катодной люминесценцией с ярким свечением в светло-бирюзовых и бледно-сиреневых оттенках. Пятнистые, облачные и полосчатые мотивы свечения резко обрываются на границах обломочных зерен. Включения апатита, барита и циркона в полевом шпате показывают точечную люминесценцию, превышающую по яркости фоновую.

Внешняя аутигенная монокристаллическая кайма, развивающаяся вокруг обломочных зерен К–Na полевого шпата, сложена санидином, который не имеет люминесценции и не содержит включений [Яшунский и др., 2016]. При обрастании терригенного К–Na полевого шпата аутигенный санидин “доставляет” обломочные зерна до идиоморфных кристаллов триклинной сингонии. Значительно реже аутигенный КПШ образует псевдоскелетные футлярные идиоморфные кристаллы (см. рис. 3в).

В Домодедовском карьере аутигенные КПШ установлены практически во всех типах пород, представленных в разрезе: в органогенно-детритовых известняках, доломитизированных известняках и доломитизированных глинах щуровской, коробчьевской и домодедовской свит мячковского подъяруса московского яруса [Goreva et al., 2009]. Здесь широко развиты зональные зерна с ядрами, сложенными терригенными полевыми шпатами, и с внешними каймами, образованными аутигенным санидином (см. рис. 3г, д); реже встречаются псевдоскелетные футлярные идиоморфные кристаллы санидина (см. рис. 3е). По внешнему виду эти формы аналогичны установленным в отложениях верхнего карбона, вскрытым в Русавкинском карьере. Содержание новообразованных КПШ варьирует от первых десят-

ков до первых сотен (редко до первых тысяч) зерен на 1 кг породы.

Аномально высокое содержание аутигенных КПШ (до 10%) было обнаружено в трех маломощных (5–10 см) прослоях доломитовых мергелей и доломитизированных глин, которые являются продуктами преобразования вулканических пеплов [Махлина и др., 2001; Яшунский и др., 2017] (см. рис. 2). Пепловые прослои содержат многочисленные дипирамидальные кристаллы и остроугольные, с занозистым изломом обломки кварца, гексагональные таблички темно-зеленого биотита, обломки КПШ неправильной формы, кристаллы циркона, апатита и ильменита.

В этих прослоях аутигенный КПШ представлен частичными и полными псевдоморфозами, развивающимися по биогенному карбонатному детриту — членикам стеблей морских лилий, табличкам панцирей и иглам морских ежей, стенкам раковин фораминифер [Яшунский и др., 2017]. Псевдоморфозы сложены тонкокристаллическими агрегатами бесцветных и прозрачных кристаллов КПШ размерностью 0.005–0.01 мм (см. рис. 3ж). В пепловых прослоях первого (нижнего) уровня, расположенного вблизи границы подольского и мячковского подъярусов, содержание псевдоморфоз полевого шпата достигает 5–10 мас. % от веса породы; в прослоях второго (верхнего) уровня, прослеживающегося в средней части домодедовской свиты — до 1–3 мас. %. Помимо образования псевдоморфоз, тонкокристаллические агрегаты аутигенного санидина иногда нарастают на остроугольные обломки пирокластического КПШ с образованием вокруг них неполной или прерывистой внешней каймы.

Во всех остальных изученных разрезах, вне зависимости от возраста вмещающих отложений, установлены все три морфологических типа аутигенных КПШ, среди которых существенно преобладают зональные зерна с новообразованными каймами санидина и его тонкокристаллические агрегаты. Псевдоскелетные кристаллы встречаются значительно реже и преимущественно в литологических разностях пород, лишенных обломочных зерен полевого шпата.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для всех микроскопических и аналитических определений мономинеральные пробы калиевого полевого шпата были отобраны вручную под биноклем из нерастворимого остатка, полученного при обработке карбонатных и карбонатно-глинистых пород (1.5–2 кг) 10%-ным водным раствором уксусной кислоты при 25°C. Для удаления доломита использовался 10%-ный водный раствор соляной кислоты при той же температуре. После обработки кислотами нерастворимый

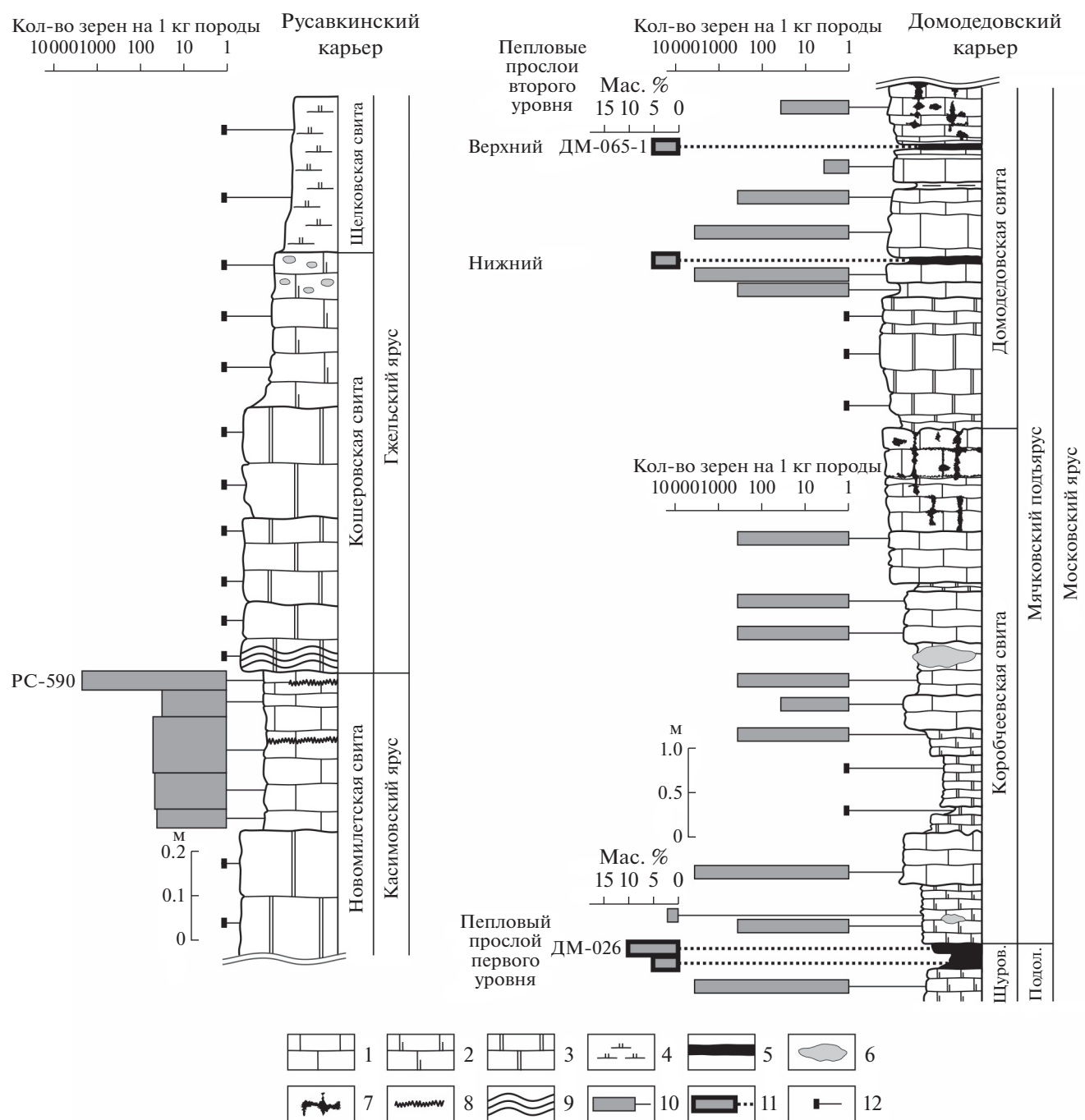


Рис. 2. Фрагменты разрезов верхнего и среднего карбона, вскрывающихся в Русавкинском и Домодедовском карьерах (последний – по [Goreva et al., 2009] с упрощением и дополнениями) и распределение аутигенных КПШ в отложениях.

Шуров. – шуровская свита, Подол. – подольский подъярус.

1 – известняки, 2 – известняки доломитизированные, 3 – доломиты, 4 – глины доломитистые, 5 – глины, 6 – конкреции кремней, 7 – карстовые полости и каверны, 8 – стилолитовые поверхности, 9 – строматолитовые (микробияльные) постройки, 10 – количество зерен КПШ с аутигенными каймами вокруг обломочных зерен в 1 кг породы, 11 – количество тонкокристаллического аутигенного КПШ в виде псевдоморфоз по карбонатному органическому детриту, мас. %, 12 – пробы, не содержащие аутигенных КПШ.

остаток многократно промывался дистиллированной водой.

На площади работ аутигенные КПШ были обнаружены в нерастворимых остатках 255 проб,

140 из которых были любезно предоставлены А.С. Алексеевым (ПИН РАН, МГУ).

Химический состав калиевых полевых шпатов был определен в шести пробах количественными

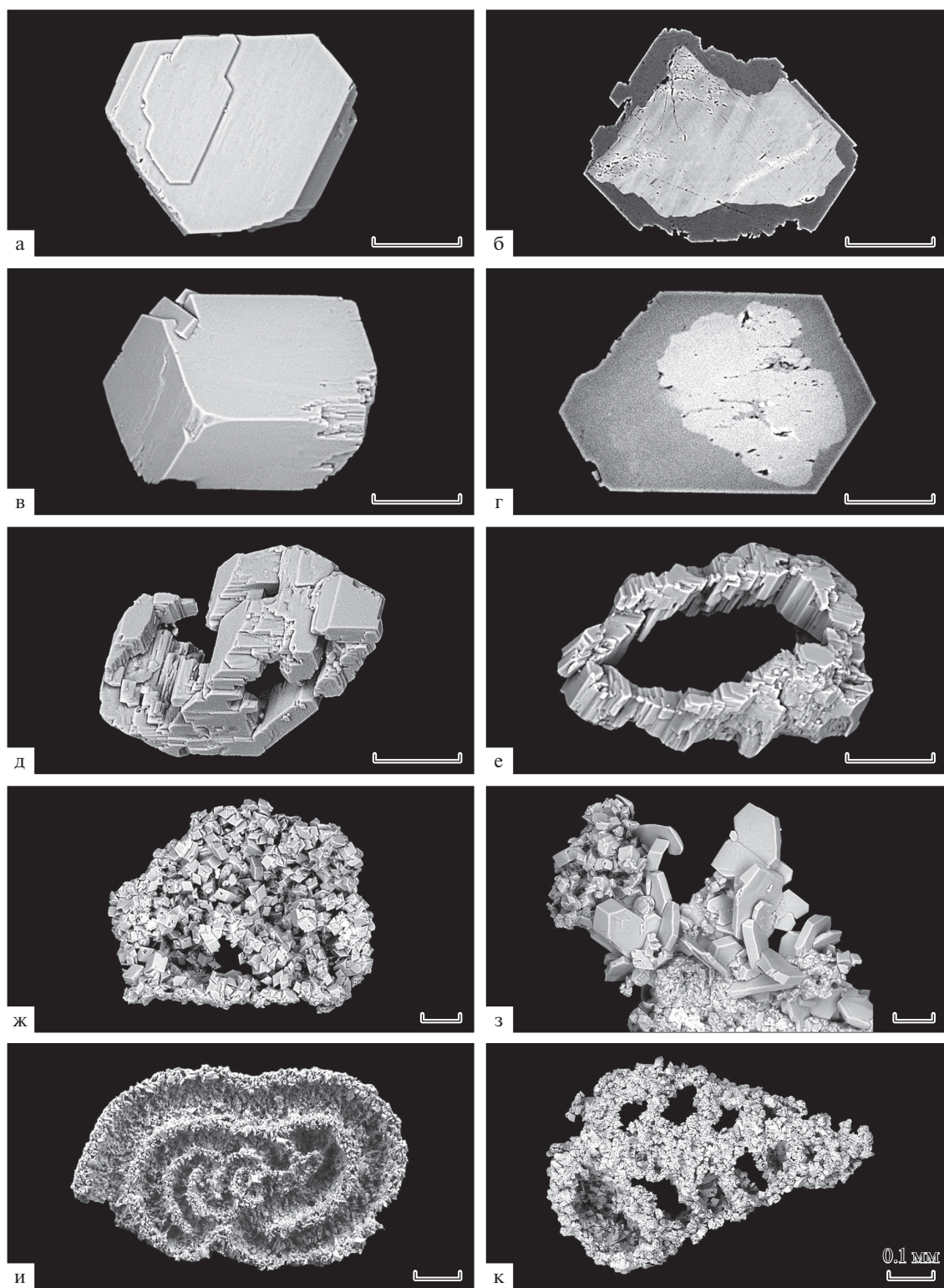


Рис. 3. Микрофотографии морфогенетических типов аутигенных КПШ в отложениях верхнего и среднего карбона (СЭМ).

а–е – Русавкинский карьер, известняки новомилетской свиты касимовского яруса (а, в – зональные зерна с аутигенной идиоморфной каймой, б, г – то же, полированные препараты, изображения в обратно рассеянных электронах, д, е – псевдоскелетные кристаллы); ж–к – Домодедовский карьер, доломитовые мергели кровли шуровской свиты подольского подъяруса московского яруса (ж – тонкокристаллический агрегат КПШ, з – кристаллы КПШ, выросшие в открытой микрополости пород, и, к – псевдоморфозы тонкокристаллического КПШ по раковинам фораминиферы *Ammonia* sp. (и) и фораминиферы отряда *Palaeotextularia* (к)). Длина неподписанных масштабных линеек – 0,05 мм.

методами с использованием электронно-зондового микроанализатора JXA-8100 (JEOL, Япония) в Минералогическом отделе Всероссийского института минерального сырья (ВИМС). Анализ выполнялся в полированных препаратах с углеродным напылением при ускоряющем напряжении 20 kV, токе на цилиндре Фарадея 20 nA и диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 с. Для элементов Si, Na, Fe, K, Al, Mg, Mn, Ca, Ti использовались аналитические линии K α -серии, для Ba и Sr – L α -серии. Кристаллы-анализаторы: для Si, Na, Al, Mg, Sr – TAP, для Mn, Fe, Ba – LIF, для Ti, Ca и K – PETH. Используемые стандарты: на Si, K – KAlSi₃O₈, на Na – NaAlSi₃O₈, на Fe – Fe₃Al₂Si₃O₁₂, на Al – AlPO₄, Ca – Ca₅P₃O₁₂Cl, на Mg – CaMgSi₂O₆, на Mn – MnSiO₃, на Ti – TiO₂, на Ba – BaSO₄, на Sr – SrSO₄. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL.

Изображения полевого шпата в отраженных и обратно рассеянных электронах получены на растровом сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) фирмы Zeiss EVO LS10 (Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max50 (Oxford, Великобритания) в Лаборатории фундаментальных исследований Научно-исследовательского института глазных болезней.

Рентгенодифрактометрические измерения (три пробы) были выполнены на дифрактометре ДРОН-3М с Cu-анодом и Ni фильтром. Режим работы: $V = 30$ kV, $I = 30$ mA. Запись дифракционных спектров проводилась в диапазоне 10° – 60° 2θ с шагом 0.02° . В качестве внутреннего стандарта использовался металлический кремний. Расчет параметров кристаллической ячейки проводился по программе KRISTPAR в Лаборатории физических методов исследования руд и минералов Российского государственного геологоразведочного университета (РГГУ).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование мономинеральных фракций КППШ (12 проб) выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Сибирского отделения РАН (ЦКП МИИ СО РАН). Образцы совместно со стандартными образцами-мониторами (биотит МСА-11, ОСО № 129-88) заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Кварцевые ампулы с пробами облучались быстрыми нейтронами в кадмированном канале реактора ИРТ-Т типа в Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по ^{40}Ar и ^{36}Ar (10 мин при 1200°C) не

превышал 3×10^{-10} и 0.003×10^{-10} нсм³ соответственно. Очистка аргона выполнялась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Великобритания). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для учета вклада мешающих изотопов аргона, образовавшихся на изотопах ^{40}Ca , ^{42}Ca и ^{40}K , были использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.001279 \pm 0.000061$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000613 \pm 0.000084$ и $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0191 \pm 0.0018$.

Результаты микрозондового и рентгенодифрактометрического анализов

Согласно ранее полученным [Яшунский и др., 2016, 2017, 2018] и новым данным микрозондового анализа элементный состав всех морфологических типов аутигенных КППШ на всех изученных объектах оказался практически идентичным с подавляющим преобладанием (средние значения, мас. %) K₂O (16.25) над Na₂O (0.07) и низкими содержаниями CaO (0.08), BaO (0.03) и SrO (0.02) (табл. 1).

Рентгенодифрактометрическое изучение аутигенных кайм в зональных зернах оказалось методически трудной задачей вследствие невозможности физического отделения кайм от обломочных ядер, и было выполнено лишь по одной пробе из Русавкинского карьера [Яшунский и др., 2016]. В остальных случаях дифрактограммы были получены из порошков мономинеральных тонкокристаллических агрегатов КППШ. Параметры элементарных ячеек (a , b , c , β) и показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических (Т) позициях $\text{Al}(\text{T}_1) = t_1$, $\text{Al}(\text{T}_2) = t_2$ и степень T_1 – T_2 (“моноклинной”) Al/Si упорядоченности (t_1 – t_2), рассчитанные по данным дифракционных спектров по уравнению Кроля и Риббе [Kroll, Ribbe, 1987], практически одинаковы для проб всех объектах. Совокупность полученных данных позволяет, согласно классификации [Боруцкий, 2003], идентифицировать все изученные калиевые полевые шпаты как высококи К-санидин (см. табл. 1).

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования преимущественно отбирались пробы с мономинеральными тонкокристаллическими агрегатами санидина (8 проб, тип КППШ – Б, см. табл. 1). Пробы с зональными зернами, состоящими из терригенных обломочных зерен К–Na полевого шпата и каймы аутигенного санидина, анализировались в том случае (4 пробы, тип КППШ – А, см. табл. 1), если в породах конкретного разреза тонкокристаллические агрегаты отсутствовали или их количество было

Таблица 1. Средний химический состав (мас. %), результаты расчета параметров элементарной ячейки и показатели структурной упорядоченности Al/Si в тетраэдрических позициях аутигенных КПШ, для которых было выполнено изотопное датирование

Возраст	C _{1s}	C _{2m}						C _{3k}		C _{3g}	
проба	ЗБ-23	ВЗ-03	ТУ-04	ДУ-015	ПД-001*	ДМ-026*	ДМ-065-1*	РС-590*	ЩБ-10	ГГ-703	ГГ-750*
Типы КПШ	Б	Б	А	Б	Б	Б	Б	А	Б	А	А
n	10	14	37	6	37	71	46	11	8	68	17
K ₂ O	15.14	16.10	16.26	15.70	16.22	16.35	16.50	16.66	16.39	16.36	16.40
Na ₂ O	0.05	0.05	0.11	0.03	0.05	0.05	0.08	0.07	0.06	0.09	0.07
BaO	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03
CaO	0.07	0.08	0.08	0.07	0.09	0.07	0.09	0.00	0.10	0.07	0.08
SrO	0.02	0.04	0.02	0.07	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	18.51	17.67	18.17	17.46	18.25	18.19	18.16	18.16	17.88	18.34	18.20
SiO ₂	65.02	64.50	64.91	66.10	64.88	64.74	64.51	65.43	63.89	64.68	65.02
MgO	0.08	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.01	0.10	0.03	0.01
TiO ₂	0.05	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03	0.04	0.01	0.04	0.02	0.00
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03	0.02
Fe ₂ O ₃	0.15	0.07	0.11	0.10	0.03	0.11	0.05	0.02	0.20	0.03	0.05
Сумма	99.17	98.70	99.79	99.66	99.65	99.64	99.58	100.41	98.71	99.73	99.92
a, Å	8.587(8)			8.673(8)	8.591(10)	8.588(13)	8.590(8)	8.591(10)	8.605(8)		
b, Å	13.020(5)			12.965(5)	13.013(17)	13.003(2)	13.009(14)	13.000(20)	13.011(5)		
c, Å	7.179(6)			7.174(6)	7.170(8)	7.171(10)	7.172(7)	7.192(15)	7.189(6)		
β, град	116.17(6)			115.98(5)	116.04(3)	116.04(3)	116.03(2)	116.01(10)	116.06(6)		
T(1) = 2t₁	0.59			0.68	0.55	0.59	0.58	0.71	0.67		
T(2) = 2t ₂	0.41			0.32	0.45	0.41	0.42	0.29	0.33		
t ₁ –t ₂	0.18			0.37	0.11	0.18	0.15	0.42	0.34		

Примечание. Возраст вмещающих каменноугольных отложений (ярусы): C_{1s} – серпуховский, C_{2m} – московский, C_{3k} – касимовский, C_{3g} – гжельский. Морфологические типы аутигенного санидина: А – аутигенные каймы на зональных зернах, Б – тонкокристаллические агрегаты; n – количество аналитических определений.

a, b, c, β – параметры элементарной ячейки санидина, Al(T₁) = t₁ и Al(T₂) = t₂ – показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических позициях, t₁–t₂ – степень T₁–T₂ (“моноклинной”) Al/Si упорядоченности.

* – все данные для проб приведены огласно работам [Яшунский и др., 2016, 2017, 2018].

недостаточным для изотопного и других анализов.

При анализе проб тонкокристаллического санидина было получено два типа возрастных спектров. К первому типу относятся спектры с одним промежуточным плато, по которому рассчитаны следующие ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возрасты: ЗБ-23 – 282.3 ± 2.9, ДУ-015 – 254.4 ± 2.9, ДМ-065-1 – 286.3 ± 2.5 и ДМ-026 – 274.0 ± 2.5 млн лет. Для пробы ВЗ-03 из-за небольшой навески не удалось получить подробный ⁴⁰Ar/³⁹Ar-спектр; возраст одной из ступеней (59% выделенного ³⁹Ar) составил 270.2 ± ± 8.9 млн лет. Ко второму типу относятся дискордантные спектры, в которых выделяется два промежуточных плато с достаточно близкими значениями возрастов: ПД-001 – 261.0 ± 3.1 и

278.4 ± 2.8 млн лет; ЩБ-10 – 261.6 ± 3.2 и 273.1 ± ± 2.9 млн лет (рис. 4).

Для проб с зональными зернами также было получено два типа спектров: с одним промежуточным плато для ТУ-04 и РС-590, возраст которых составил 251.4 ± 3.6 и 276.6 ± 2.5 млн лет, и с двумя промежуточными плато на дискордантных спектрах для ГГ-750-22 (217.5 ± 2.2 и 272.4 ± ± 4.1 млн лет) и ГГ-703 (260.4 ± 3.4 и 271.8 ± ± 2.9 млн лет).

Интерпретация результатов ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования

Ранее в работах [Mark et al., 2008; Harlavan, Sandler, 2010] было показано, что зерна новообразованных калиевых полевых шпатов не захватывают и не теряют аргон в значительных количе-

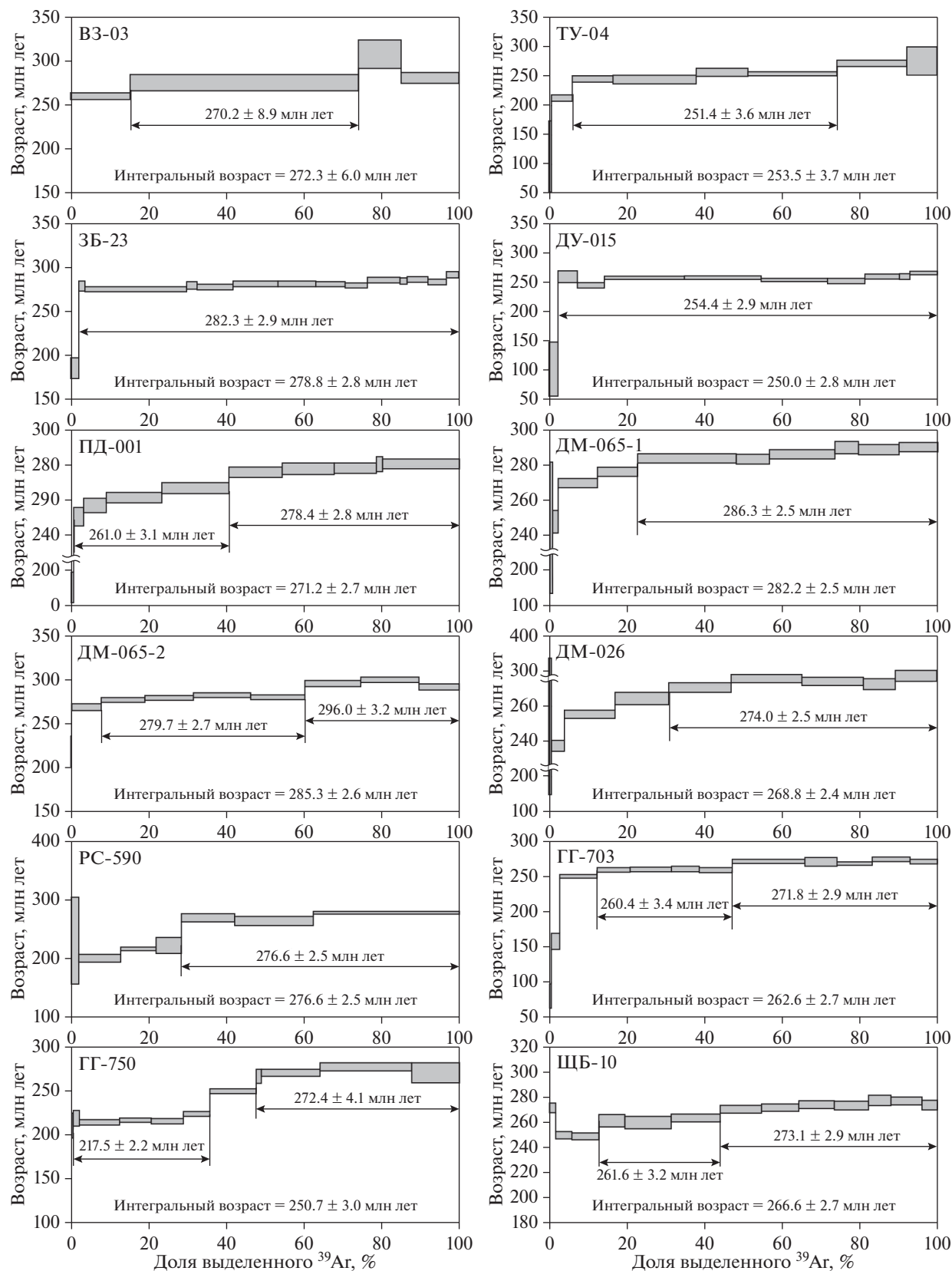


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры аутигенного санидина из отложений нижнего, среднего и верхнего карбона южной части Московской синеклизы.

ствах и могут быть использованы для датирования эпизодов аутигенного минералообразования. Для проб с тонкокристаллическим санидином (ДУ-015, ДМ-026, ЗБ-23 и ДМ-065-1) плоские промежуточные плато занимают 69–98% $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектров. Рассчитанные по ним значения возрастов моложе возрастов вмещающих отложений на 20–55 млн лет. Это позволяет утверждать, что К–Аг изотопная система этих полевых шпатов не нарушалась, и что полученные датировки соответствуют времени их образования. Для пробы ВЗ-03 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст одной из ступеней (270.2 ± 8.9 млн лет) согласуется с датировкой пробы ДМ-026 (274.0 ± 2.5 млн лет). Пробы ПД-001 и ЩБ-10 имеют идентичные дискордантные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектры с близкими значениями рассчитанных возрастов. Поскольку нарушение изотопной системы в двух разных пробах не могло происходить одинаковым путем, такой характер спектров можно объяснить присутствием двух генераций аутигенного санидина. Значения возрастов, рассчитанных по высокотемпературным плато, согласуются с датировкой пробы ДМ-026, что также подтверждает этот вывод (см. рис. 4).

В пробе ДМ-065-2 с дискордантным характером спектра рассчитанный возраст молодого плато (279.7 ± 2.7 млн лет) хорошо согласуется с остальными данными, в то время как датировка древнего плато (296.0 ± 3.2 млн лет) существенно отличается от последних. Возможно, такое значение связано с присутствием в пробе пирокластического санидина, но пока оно является единичным и поэтому не может быть интерпретировано однозначно.

Для проб ТУ-04, РС-590, ГГ-703 и ГГ-750 зональных зерен, содержащих обломочные и аутигенные КПШ, получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектры как с одним, так и с двумя промежуточными плато. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрасты этих плато (соответственно 251.4 ± 3.6 ; 276.6 ± 2.5 ; 260.4 ± 3.4 и 271.8 ± 2.9 ; 217.5 ± 2.2 и 272.4 ± 4.1 млн лет), а также отдельных ступеней, моложе возраста вмещающих толщ и в основном согласуются с датировками проб, представленных только тонкокристаллическим санидином. Это означает, что обломочный КПШ не проявил себя в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектрах (ступени с более древним возрастом) и что полученные датировки отвечают времени аутигенного минералообразования. Возможно, зерна обломочных КПШ сложены микропертитам размером в первые микроны и меньше с некогерентными границами, которые даже при низких температурах теряют аргон [Burgess et al., 1992; Mark et al., 2008]. Однако это предположение требует дальнейшего исследования таких зерен методом просвечивавшей электронной микроскопии. Поскольку $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст пробы ГГ-750 в 217.5 ± 2.2 млн лет

не согласуется с другими датировками, его интерпретация пока затруднительна.

На рис. 5 приведены разрезы нижнего, среднего и верхнего карбона, для проб из которых было выполнено изотопное датирование аутигенных санидинов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом. Все полученные значения возрастов соответствуют пермскому периоду, причем разница между возрастами вмещающих отложений и временем формирования аутигенной санидиновой минерализации составляет от 20 до 55 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование аутигенных полевых шпатов в карбонатных и терригенных породах, не затронутых существенными термобарическими изменениями, как правило, связывается с процессами, обусловившими присутствие в минералообразующих растворах повышенных содержаний калия. Происхождение этих растворов могло быть различным. Они могли возникать на ранних стадиях преобразования морских осадков в ходе диагенеза [Anastasiu, 1977; Marszalek, Muszynski, 2001], в частности, при доломитизации известняков [Warren, 2000; Jones, 2002]. Отмечается также устойчивая связь аутигенной полевошпатовой минерализации с отложениями в различной степени засоленных морских бассейнов — от мелководных лагунно-приливных фаций со строма-толитами [Hearn, Sutter, 1985] до соленосных фаций эвапоритовых бассейнов [Аполлонов и др., 1975; Поликарпов и др., 1979; Чайковский и др., 2013; Spotl et al., 1996; Kastner, 1971; Leitner, 2015].

В 80-х годах прошлого века А.А. Махнач [1980, 1982] и В.Н. Холодов [1982] обосновали существование галокаатагенеза или гравитационно-рассольного катагенеза, к которому отнесли всю совокупность постседиментационных процессов, протекающих с участием высокоминерализованной придонной рапы эвапоритовых морских бассейнов или рассолов, образующихся при выщелачивании соляных залежей. Обладая повышенной плотностью, эти растворы под действием сил гравитации проникают в подстилающие толщи и формируют в них минеральные новообразования, не свойственные фациальному облику этих отложений.

На обширном фактическом материале А.А. Махначем [1980, 1982, 1989, 2000] было продемонстрировано широкое развитие галокаатагенеза на многих стратиграфических уровнях в осадочно-породных бассейнах Восточно-Европейской, Западно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Африкано-Аравийской и Центрально-Евразийской платформ, где минералами-индикаторами этого процесса являются гипс, ангидрит и галит. На Восточно-Европей-

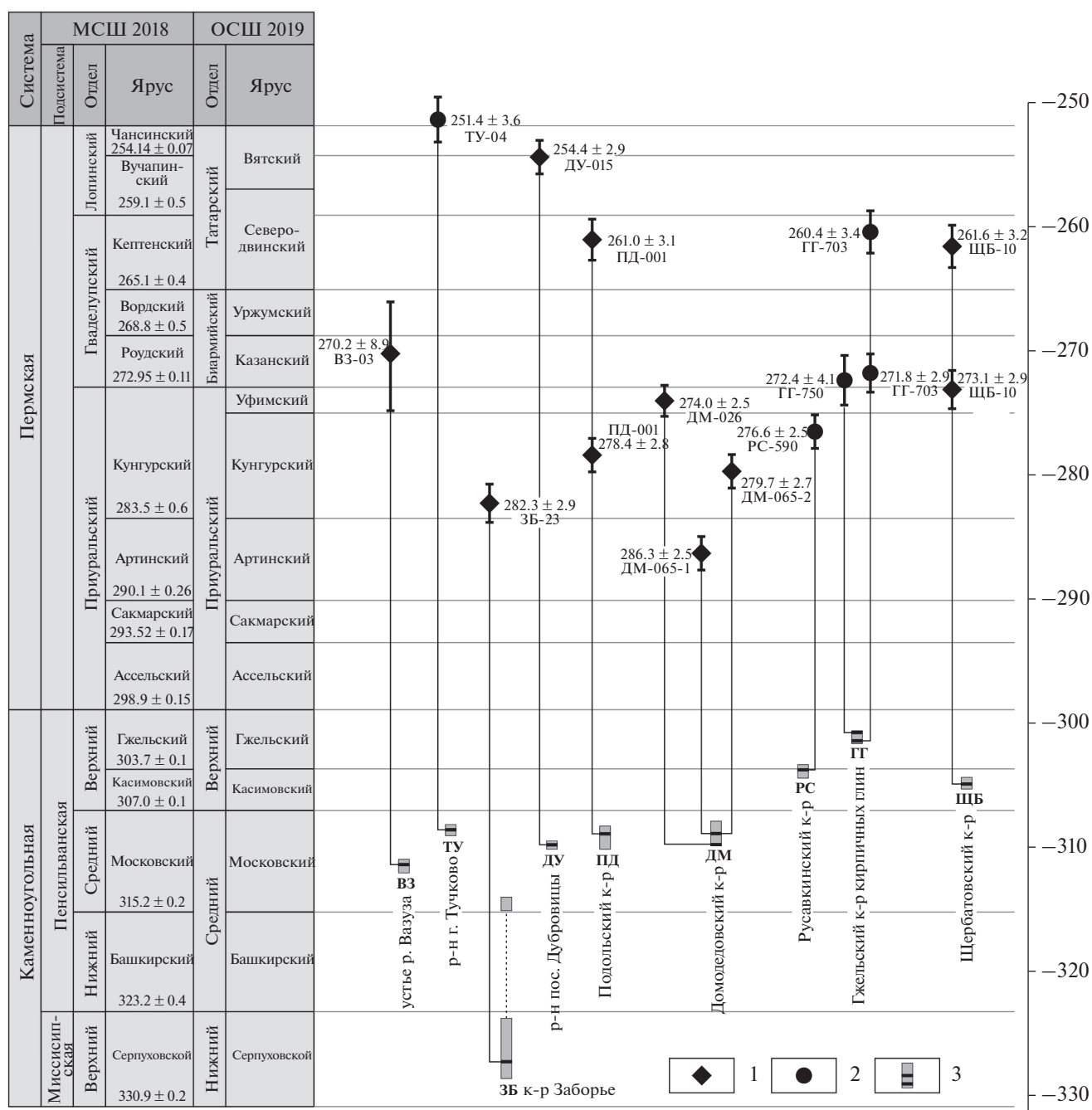


Рис. 5. Изотопное датирование аутигенной санидиновой минерализации в отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона южной части Московской синеклизы.

Морфологические типы аутигенного санидина: 1 — тонкокristаллические агрегаты, 2 — аутигенные каймы зональных зерен; 3 — схематическое изображение разрезов и уровни отбора проб. Все возраста указаны в млн лет.

ской платформе аутигенные сульфаты и галит установлены в межселевых нижнефаменных и подселевых франских негалогенных отложениях девона в Припятском прогибе; в Московской синеклизе галит встречен в терригенных породах, подстилающих среднедевонскую галогенную формацию; в Днепровско-Донецкой впадине галокатагенетическая сульфатизация отмечается в

девонских и каменноугольных отложениях, перекрытых верхнефаменной и пермской соленосными формациями [Махнач, 1982]. В Днепровско-Донецкой впадине в девонских отложениях [Холодов, 2012] и в терригенных красноцветных отложениях нижней перми, перекрытых нижнепермской галогенной формацией [Сюмар и др., 2014], совместно с ангидритом установлены целе-

стин и барит, которые также предлагается рассматривать как минералы-индикаторы галокаатагенеза. Следует отметить, что в приведенных выше работах упоминания о присутствии аутигенных калиевых полевых шпатов в межсолевых и подсолевых отложениях отсутствуют.

К настоящему времени в пределах изученной нами территории не выявлена приуроченность аутигенной санидиновой минерализации к какому-либо определенному литологическому типу карбонатных пород или стратиграфическим интервалам, соответствующим определенным этапам трансгрессивно-регрессивных циклов или каким-то специфическим обстановкам седиментации. Подобный литологически и фациально независимый характер локализации санидиновой минерализации в карбонатных отложениях весьма схож с распределением сульфатной и хлоридной минерализации в областях развития гравитационно-рассольного катагенеза.

Как показали детальные литолого-фациальные и палеонтологические исследования [Иванова, Хворова, 1955; Махлина и др., 1984, 2001; Gogeva et al., 2009; Алексеев и др., 2015], в течение всего каменноугольного периода накопление карбонатных осадков в пределах Московской синеклизы происходило в открытом, относительно мелководном морском бассейне с нормальной соленостью. Существенного повышения солености вод в этом бассейне не происходило даже в периоды регрессий и широкого распространения лагунных обстановок, о чем свидетельствует состав пород и найденные в них фаунистические остатки. Таким образом, морские бассейны раннего, среднего и позднего карбона на данной территории не являлись эвапоритовыми и не могли быть источником рассолов с повышенным содержанием калия, необходимым для формирования аутигенной полевошпатовой минерализации. Аридные климатические условия и ограничение свободной связи с Мировым океаном, способствовавшие возникновению и широкому распространению эвапоритовых морских бассейнов, существовали на Русской платформе в пермском периоде, однако на изученной территории отложения этой системы в настоящее время отсутствуют [Геологическая ..., 1996], и на палеогеографических схемах здесь показаны области суши и предполагаемого размыва [Атлас ..., 1961; Игнатьев, 1976; Строк, 1987; Ignatiev, 1998]. Тем не менее, отсутствие пермских отложений в изученном районе в настоящее время не означает, что их здесь никогда не было: под действием различных деструктивных геологических процессов площадь распространения пермских пород (в т.ч. эвапоритовых), возможно, была значительно сокращена.

Ближайшее поле распространения пермских отложений располагается в восточной части Московской синеклизы, в 50 км северо-восточнее района исследований [Кириков, 1996]. Здесь пермские породы скрыты под толщей среднеюрско-меловых отложений, и только на северо-востоке Владимирской области выходят на дочетвертичную поверхность. Разрез пермской системы начинается с ассельского яруса (30–40 м), отложения которого согласно залегают на литологически сходных верхнекаменноугольных образованиях. Ярус сложен доломитами и известняками с ископаемыми остатками морских беспозвоночных. Местами отмечается загипсованность в виде прожилков, гнезд и маломощных прослоев гипса [Алехин, Квятковская, 1970; Бородин и др., 1976; Бороздина и др., 1981; Гоффеншефер и др., 1978; Гоффеншефер, Лачинова, 1978; Семенов и др., 1972; Уланов, Уланова, 1983; Шестакова, Коваленко, 1977; Шипилов, Бастрарева, 1970]. Вышележащие сакмарские отложения представлены гипсами и ангидритами, в нижней части — с прослоями доломитов и известняков, с редкими ископаемыми остатками морских беспозвоночных. Мощность яруса увеличивается в северо-восточном направлении и может достигать 90 м [Бороздина и др., 1981]. Выше залегают нижнеказанские морские и прибрежно-континентальные образования. Морские отложения (до 30 м) сложены доломитами и известняками, в разной степени загипсованными, с ископаемыми остатками морских беспозвоночных. Прибрежно-континентальные нижнеказанские отложения (до 65 м) представлены красноцветными и пестроцветными загипсованным алевритами и песчаниками с прослоями глин, мергелей и доломитов. Завершает разрез пермской системы толща верхнепермско-нижнетриасовых (вятско-оленёкских) континентальных отложений (до 110 м), представленных пестроцветными глинами, алевритами и песчаниками с прослоями мергелей и известняков, с многочисленными ископаемыми остатками пресноводных и наземных организмов.

Таким образом, история развития центральной части Московской синеклизы в пермском периоде включает ассельско-сакмарский и раннеказанский морские эпизоды, в течение которых здесь появлялись обстановки, благоприятные для накопления эвапоритов. Однако на основании имеющихся геологических данных установить положение береговой линии в периоды максимальных ассельско-сакмарских и казанских трансгрессий невозможно. По нашему мнению, она располагалась значительно юго-западнее границы современного распространения ассельско-сакмарских и казанских отложений. После регрессии каменноугольного моря освободившаяся территория Московской синеклизы, включая

район наших исследований, представляла собой равнину со слабо расчлененным рельефом. Поэтому повышение уровня моря даже на несколько метров должно было приводить к затоплению обширных пространств и продвижению береговой линии вглубь суши на многие километры. Вполне вероятно, что в периоды ассельско-сакмарских и раннеказанских крупнейших трансгрессий вся исследованная нами территория затапливалась морем, и в ее пределах формировались эвапоритовые лагуны. В условиях спокойного тектонического режима мощность накопившихся здесь отложений, вероятно, не была значительной, и они могли быть полностью размыты мощной речной системой, функционировавшей на Московской синеклизе в позднепермско-среднеюрское время. Следы этой речной системы сохранились в виде вышеупомянутой верхнепермско-нижнетриасовой толщи континентальных отложений [Строк и др., 1984; Лозовский, 1987], а также в виде среднеюрских погребенных речных долин [Гоффеншефер и др., 1975].

Еще один этап морской трансгрессии, тесно связанный с развитием Польско-Литовской синеклизы, реконструируется в позднепермской (лопинской) истории западной части Московской синеклизы. В карбоне и ранней перми эта территория была областью размыва. Однако в конце северодвинского века (начало вучапинского века) она начинает интенсивно погружаться и превращается в восточный залив Цехштейнового моря, существовавшего в позднепермское (лопинское) время в Центральной Европе [Мерзляков, 1979; *Stratigraphic ...*, 2016]. Время от времени здесь возникали эвапоритовые бассейны, в которых накапливались мощные (до 300 м) толщи хлоридных и сульфатных отложений [Загородных и др., 2001; Государственная ..., 2011]. Вместе с Польско-Литовской синеклизой в процесс погружения, хотя и значительно менее интенсивный, вовлекаются расположенные восточнее Латвийская седловина и западная часть Московской синеклизы. В результате между Центрально- и Восточно-Европейским седиментационными бассейнами возникает связывающий их Балтийско-Московской прогиб. Наиболее подробно реконструирована раннетриасовая история Балтийско-Московского прогиба [Строк и др., 1984; Лозовский, 1987]. В индское и оленёкское время здесь располагались пресноводные и солоноватоводные мелководные бассейны, в которых накапливались карбонатно-глинистые, глинистые и алевроитовые осадки. Формирование сульфатных отложений практически не происходило: сказывалось мощное опресняющее влияние Балтийско-Уральской речной системы. Однако в позднепермское время условия седиментации в прогибе были иными. Балтийско-Уральская речная система стала разгружаться в прогиб только в

позднеявское (чансинское) время [Голубев, 2018]. До этого события, в позднесеверодвинско-раннеявское (вучапинское) время здесь в периоды крупных трансгрессий располагался Московский залив Цехштейнового моря, который в условиях жаркого климата и отсутствия притока пресных вод с прилегающей суши превращался в обширный эвапоритовый бассейн. Следы существования этого бассейна сохранились только на северо-западе Тверской и юго-востоке Вологодской областей. Здесь на морских карбонатных отложениях карбона, под пресноводными континентальными образованиями верхнеявского подъяруса залегает “нижнеустыинская свита” — палеонтологически немая толща пестроцветных и красноцветных, в разной степени загипсованных пород: алевролитов, глин и песчаников [Александрова и др., 1993; Шулешкина, 1972; Государственная ..., 2012; Ауслендер и др., 1980; Дашевский и др., 1982]. Эти прибрежно-континентальные отложения сформировались на северо-восточной периферии Московского залива.

Таким образом, в пермской истории западной и центральной частей Московской синеклизы выделяется три морских этапа, в течение которых здесь периодически возникали эвапоритовые бассейны: ассельско-сакмарский, раннеказанский и позднесеверодвинско-раннеявский (вучапинский). С учетом актуальных датировок границ ярусов пермской системы [Cohen et al., 2013] и корреляции казанского яруса с роудским ярусом [Kotlyar et al., 2018], время этих этапов оценивается в 299–290, 273–269 и 259–254 млн лет назад соответственно.

На основании минералогических наблюдений, палеофациальных и палеогеографических реконструкций, авторы приходят к заключению, что формирование аутигенного калиевого полевого шпата в карбонатных и терригенных отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона было связано с процессом гравитационно-рассольного катагенеза, источником К-содержащих растворов для которого являлась высокоминерализованная рапа пермских эвапоритовых морских бассейнов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.С. Алексееву за предоставление каменного материала, консультации и помощь в подготовке статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Сотрудниками Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН работа выполнена по государственному заданию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Н.А., Ауслендер В.Г., Буслович А.Л., Бондаренко Е.Д.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Тихвинско-Онежская. Листы: О-36-VI (Бабаево), О-36-XII (Чагода), О-37-I (Борисово-Судское), О-37-II (Воскресенское). Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1993. 207 с.
- Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Коссовая О.Л.* Новая схема литостратиграфического расчленения пограничных отложений касимовского и гжельского ярусов Подмосковья // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 6. 2015. С. 46–60.
- Алехин С.В., Квятковская Г.Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Лист О-37-XXXV. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1970. 149 с.
- Аполлонов В.Н., Барсанов Г.П., Блинов В.А. и др.* О поле-вом шпате галопелитов Верхнекамского месторожде-ния // Докл. АН СССР. 1975. Вып. 225. С. 908–910.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть I. Поздний докембрий и палеозой / Под ред. А.П. Виноградова и др. М., Л., 1961.
- Ауслендер В.Г., Николаев Ю.В., Смирнов В.И.* Геологи-ческая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1 : 200000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист О-37-VII. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1980. 136 с.
- Бородин Н.Г., Родионова Г.Д., Дворцов П.А.* Геологи-ческая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Москов-ская. Лист О-37-XXV. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1976. 148 с.
- Бороздина З.И., Шаталова О.И., Данилова Л.В.* Госу-дарственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Средневолжская. Лист О-38-XXXI. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1981. 100 с.
- Боруцкий Б.Е.* Калиевый санидин // Минералы: Spra-вочник. Т. 5. Вып. I. Каркасные силикаты. Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты / Под ред. Н.Н. Мозговой, М.Н. Соколовой. М.: Наука, 2003. С. 196–226.
- Геологическая карта Восточно-Европейской плат-формы и ее складчатого обрамления (в границах быв-шего СССР). Домезозойские образования. Масштаб 1 : 2500000 / Ред. В.П. Кириков. СПб.: Картографиче-ская фабрика ВСЕГЕИ, 1996. 4 листа.
- Голубев В.К.* Важнейшие события геологической исто-рии Восточно-Европейской платформы в пермском периоде // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии: сборник трудов Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора Ви-талия Георгиевича Очева. Москва, Саратов, 29–30 мая, 11–13 июня 2018 г. Тезисы докладов / Под ред. И.В. Новикова, А.В. Иванова. М., Саратов: ПИН РАН им. А.А. Борисяка, СГТУ им. Ю.А. Гагарина, ООО “Кузница рекламы”, 2018. С. 18–20.
- Государственная геологическая карта Российской Фе-дерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Се-рия Центрально-Европейская. Лист N-(34) — Кали-нинград. Объяснительная записка / Ред. В.П. Кири-ков. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 226 с.
- Государственная геологическая карта Российской Фе-дерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Се-рия Центрально-Европейская. Листы О-35 — Псков, (N-35), О-36 — Санкт-Петербург. Объяснительная за-писка / Ред. В.П. Кириков. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.
- Гоффеншефер С.Я., Дагаева Е.И., Лаврович О.Н.* Геоло-гическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Лист N-37-III. Объяс-нительная записка. М.: ВГФ, 1975. 154 с.
- Гоффеншефер С.Я., Кузнецов В.К., Лачинова Л.С.* Геоло-гическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Лист О-37-XXVII. Объ-яснительная записка. М.: ВГФ, 1978. 148 с.
- Гоффеншефер С.Я., Лачинова Л.С.* Геологическая и гид-рогеологическая карты СССР масштаба 1 : 200000. Се-рия Московская. Лист О-37-XXXIII. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1978. 159 с.
- Дашевский В.В., Шаталова О.Н., Столярова Т.И. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Листы О-37-XIII, О-37-XIX, О-37-XX. Объяснительная записка. М.: Со-юзгеолфонд, 1982. 216 с.
- Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А.* Стратигра-фия Калининградского региона. Калининград: Депар-тамент природных ресурсов по Северо-Западному ре-гиону МПР России, 2001. 226 с.
- Иванова Е.А., Хворова И.В.* Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синек-лизы // Тр. Палеонтолог. института АН СССР. Т. 53. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 282 с.
- Игнатъев В.И.* Формирование Волго-Уральской ан-теклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. 256 с.
- Лозовский В.Р.* Триасовые озера Московской и Поль-ско-Литовской синеклиз // История озер позднего па-леозоя и раннего мезозоя / Под ред. Г.Г. Мартинсона, И.Ю. Неуструевой. Л.: Наука, 1987. С. 199–213.
- Махлина М.Х., Исакова Т.Н., Жулитова В.Е.* Верхний карбон в Подмосковье // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 5–14.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др.* Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. I. Стратиграфия. М.: Палеонтолог. институт РАН, 2001. 244 с.
- Махнач А.А.* Постседиментационные изменения меж-солевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 200 с.
- Махнач А.А.* О глобальном развитии галогенной ката-генетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 59–65.
- Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: На-ука и техника, 1989. 335 с.
- Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза. Минск: Изд-во БГУ, 2000. 255 с.

- Мерзляков Г.А. Пермские соленосные бассейны Евразии // Тр. Института геологии и геофизики. Вып. 392. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Муравьев В.И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау (Мангышлак) // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 2. С. 80–106.
- Поликарпов А.И., Поляковский В.Я., Мелкова Н.В. О значении аутигенных калиевых полевых шпатов в породах соляно-мергельной толщи Верхнекамского калийного месторождения // Записки Росс. минералог. общества. 1979. Ч. 108. Вып. 4. С. 471–475.
- Пустовалов Л.В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах (Обзор главнейшей литературы) // О вторичных изменениях осадочных пород // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 5 / Под ред. Л.В. Пустовалова. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 207–222.
- Семенов А.А., Цукурова А.М., Квятковская Г.Н., Кузнецов В.К. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Лист О-37-XXVIII. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1972. 127 с.
- Строк Н.И. Позднепермские озера Московской синеклизы // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя / Под ред. Г.Г. Мартинсона, И.Ю. Неуструевой. Л.: Наука, 1987. С. 128–139.
- Строк Н.И., Горбаткина Т.Е., Лозовский В.Р. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 140 с.
- Сюмар Н.П., Стадниченко С.Н. Рассольный катагенез нижнепермских отложений юго-востока Днепровско-Донецкой впадины // Геохимия литогенеза: материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, Республика Коми, 17–19 марта 2014 г.) / Под ред. Я.Э. Юдовича. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 225–228.
- Уланов Е.И., Уланова Е.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Средневолжская. Лист N-38-I. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1983. 101 с.
- Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.
- Холодов В.Н. Элизонные системы Днепровско-Донецкого авлакогена. Сообщение 2. Катагенетические процессы Днепровско-Донецкой и Припятской впадин и некоторые металлогенические особенности авлакогена // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 1. С. 53–77.
- Чайковский И.И., Чиркова Е.П. Аутигенные полевые шпаты Верхнекамского месторождения солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2013. № 16. С. 68–74.
- Шестакова В.В., Коваленко И.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Лист О-37-XXXVI. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1977. 153 с.
- Шипилов И.И., Бастракова Н.В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Московская. Лист О-37-XXXIV. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1970. 163 с.
- Шулешикина Е.А. Государственная геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений). Масштаб 1 : 200000. Серия Тихвинско-Онежская. О-36-XVIII. М.: ТГУЦР, 1972. 1 лист.
- Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Шкурский Б.Б. и др. Аутигенный калиевый полевой шпат из известняков верхнего карбона Московской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 6. С. 49–61.
- Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Гришин С.В. и др. Замещение карбонатного органогенного детрита калиевым полевым шпатом // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 58–64.
- Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Федоров А.В. и др. Новые находки аутигенного санидина в терригенных и карбонатных породах гжельского яруса Подмоскovie // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 3. С. 73–80.
- Anastasiu N. Authigenic feldspars in the carbonate rocks of the black schists formation (Eastern Carpathians) // Revue Roumaine de géologie, géophysique et géographie, Géologie. 1977. V. 21. P. 71–77.
- Baskin Y. A study of authigenic feldspars // J. Geol. 1956. V. 64. № 2. P. 132–155.
- Burgess R., Kelley S.P., Parsons I. et al. ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of perthite microtextures and fluid inclusions in alkali feldspars from the Klokken syenite, South Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 109. P. 147–167.
- Buyce M.R., Friedman G.M. Significance of authigenic K-feldspar in Cambrian-Ordovician carbonate rocks of the proto-Atlantic Shelf in North America // J. Sediment. Res. 1975. V. 45. P. 808–821.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. № 36. P. 199–204. (Updated: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf>)
- Goreva N.V., Isakova T.N., Alekseev A.S. et al. Domodedovo section. Neostatotype of Moscovian stage and Myachkovian substage // Type and reference carboniferous sections in the south part of the Moscow basin. Field trip guidebook of International Field Meeting of the I.U.G.S. Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy “The historical type sections, proposed and potential GSSP of the carboniferous in Russia”. August 11–12, 2009. Moscow, 2009. P. 65–90.
- Hagen E., Kelley S.P., Dypvik H. et al. Direct dating of authigenic K-feldspar overgrowths from the Kilombero Rift of Tanzania // Journal of the Geological Society. 2001. V. 158. P. 801–807.
- Harlavan Y., Sandler A. Steps toward dating early diagenetic K-feldspar by the ^{40}Ar - ^{39}Ar method // Sediment. Geol. 2010. V. 229. № 4. P. 254–267.
- Hearn J.R., Sutter J.F. Authigenic potassium feldspar in Cambrian carbonates: evidence of Alleghanian brine migration // Science. 1985. V. 228. № 4707. P. 1529–1531.
- Ignatiev V.I. General pattern of the facial changes in the Upper Permian sequences of the Uralian Povolzhye Region (the Urals and Povolzhye) // Stratotypes and reference sections of the Upper Permian in the regions of the Volga and Kama rivers / Eds N.K. Esaulova, V.R. Lozovsky, A.Yu. Rozanov. M.: GEOS, 1998. P. 116–130.

- Jones G.D. Fate of reflux brines in carbonate platforms // *Geology*. 2002. V. 30. № 4. P. 371–374.
- Kastner M. Authigenic feldspars in carbonate rocks // *Amer. Mineral*. 1971. V. 56. P. 1403–1442.
- Kastner M., Siever R. Low temperature feldspars in sedimentary rocks // *Am. J. Sci.* 1979. V. 279. P. 435–479.
- Kotlyar G.V., Golubev V.K., Silantiev V.V. Middle and Upper Permian Stratigraphy of the East European Platform: State of the Art // *Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources*. Kazan Golovinsky Stratigraphic Meeting, 2017. Kazan, Russian Federation, 19–23 September 2017 / Ed. D. Nurgaliev. Bologna: Filodiritto Publisher, 2018. P. 155–162.
- Kroll H., Ribbe P.H. Determining (At, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions: A review // *Amer. Mineral*. 1987. V. 72(5/6). P. 491–506.
- Le Bail A. Whole powder pattern decomposition methods and applications: A retrospection // *Powder Diffraction*. 2005. V. 20. P. 316.
- Lee M.R., Parsons I. Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea // *Sedimentology*. 2003. V. 50. № 3. P. 597–608.
- Leitner C. Authigenic K-feldspar in salt rock (Haselgebirge Formation, Eastern Alps) // *Geophysical Research Abstracts*. EGU, Vienna, 12–17 April 2015. V. 17. EGU2015-7010. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2015/EGU2015-7010.pdf> (access 14/10/2019).
- Maraschin A.J., Mizusaki A.M., Vasconcelos P.M. et al. Depositional age definition of the Açú Formation (Potiguar Basin, northeastern Brazil) through ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of early-authigenic K-feldspar overgrowths // *Pesquisas em Geociências*. 2010. V. 37. № 2. P. 85–96.
- Maraschin A.J. K–Ar dating of authigenic minerals in siliciclastic sequences: an example from the south Sanfranciscana Basin (Western Minas Gerais, Brazil) // *Geol. J.* 2016. V. 51. № 1. P. 77–91.
- Mark D.F., Kelley S.P., Lee M.R. et al. Ar–Ar dating of authigenic K-feldspar: Quantitative modelling of radiogenic argon-loss through subgrain boundary networks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. № 11. P. 2695–2710.
- Marszałek M., Muszynski M. Authigenic k-feldspars in the Debnik limestone (S Poland) // *Mineralogia Polonica*. 2001. V. 32. № 1. P. 49–62.
- Stratigraphic Table of Germany 2016 / Eds M. Menning, A. Hendrich. Potsdam: German Research Centre for Geosciences, 2016.
- Petricek V., Dusek M., Palatinus L. Crystallographic Computing System JANA2006: General features // *Z. Kristallogr.* 2014. V. 229. № 5. P. 345–352.
- Sandler A., Harlavan Y., Steinitz G. Early formation of K-feldspar in shallow-marine sediments at near-surface temperatures (southern Israel): evidence from K–Ar dating // *Sedimentology*. 2004. V. 51. № 2. P. 323–338.
- Spoetl C., Kunk M.J., Ramseier K., Longstaffe F.J. Authigenic potassium feldspar: a tracer for the timing of palaeo-fluid flow in carbonate rocks, Northern Calcareous Alps, Austria // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1998. V. 144. P. 107–128.
- Spoetl C., Kralik M., Kunk M.J. Authigenic feldspar as an indicator of paleo-rock/water interactions in Permian carbonates of the northern Calcareous Alps, Austria // *J. Sed. Res. A*. 1996. V. 66. № 1. P. 139–146.
- Warren J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations // *Earth Sci. Rev.* 2000. V. 52. P. 1–81.

Authigenic Sanidine as a Mineral Indicator of Gravitaion-Brine Katagenesis in Carboniferous Deposits of the Southern Flank of the Moscow Syncline

Yu. V. Yashunskii^{1, #}, S. A. Novikova^{2, ###}, V. K. Golubev^{3, ####},
I. A. Novikov^{4, #####}, A. A. Kiselev^{5, #####}, S. V. Grishin^{1, ##}

¹Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 7, Moscow, 119017 Russia

²Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, prospekt Akad. Koptuyga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

³Borisyak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Profsoyuznaya str., 123, Moscow, 117647 Russia

⁴Research Institute of Ocular Diseases, Rossolimo str., 11, Moscow, 119021 Russia

⁵All-Russia Scientific-Research Institute of Mineral Resources, Staromonetny per., 31, Moscow, 119017 Russia

#e-mail: yryashunsky@gmail.com

##e-mail: grishn69@mail.ru

###e-mail: korzhova@igm.nsc.ru

####e-mail: vg@paleo.ru

#####e-mail: i.novikov@niigb.ru

#####e-mail: a.kiselev11@mail.ru

The article presents data on numerous findings of authigenic potassium feldspars in carbonate and terrigenous deposits of the Lower, Middle, and Upper Carboniferous in the southern limb of the Moskovskaya syncline, including Oksko-Tsinskii bar. By their composition and crystalline structure, all morphological types of feldspars (idiomorphic monocrystalline fringes on the surface of sand clastic grains; fine-crystalline aggre-

gates, pseudomorphically replacing organogenic carbonate detritus; pseudoskeletal crystals) are formed by K-sanidine with the overwhelming predominance of potassium over sodium and extremely low concentrations of calcium, barium, and strontium. As can be seen from isotopic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, the formation of the authigenic sanidine mineralization has been taking place during Permian, i.e., 20–50 million years later than the time of accumulation of host carboniferous deposits. Mineralogical observations, as well as paleofacial and paleogeographic reconstructions allow the formation of authigenic potassium feldspars to be associated with the processes of gravitation-brine katagenesis that have been taking place in the southern wing of Moskovskaya syncline as the result of seeping of high-mineralization brines of Permian evaporate marine basins into underlying more ancient deposits.

Keywords: authigenic sanidine, gravitation-brine katagenesis, Moscow syncline.