

УДК 552.524:551.736.3+551.83

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ АЛЕВРОПЕЛИТОВ СРЕДНЕЙ-ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

*Ф.А. Муравьев<sup>1</sup>, М.П. Арефьев<sup>1,2,3</sup>, В.В. Силантьев<sup>1</sup>, Б.И. Гареев<sup>1</sup>,  
Г.А. Баталин<sup>1</sup>, М.Н. Уразаева<sup>1</sup>, Т.В. Кропотова<sup>1</sup>, И.Б. Выборнова<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, 420008, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни,  
с. Новоалексеевка, Ярославская обл., 152049, Россия

### Аннотация

В работе приведены результаты геохимического и литолого-минералогического исследования красноцветных алевропелитов опорного разреза уржумского и северодвинского ярусов перми в Монастырском овраге. По структурно-текстурным признакам выделено два типа алевропелитов – массивные и слоистые. Первые не содержат остатков фауны и часто изменены палеопочвенными процессами, вторые могут содержать фауну остракод, рыб и двустворок и иногда несут следы кратковременного обмеления. Валовый геохимический анализ позволил выявить высокую степень выветрелости обоих типов пород и единый источник сноса материала – пермские красноцветы Приуралья. Характер залегания, принадлежность к регрессивным стадиям седиментационных циклов, преобладание фракций тонкой и средней пыли, угловатость зерен, морфология поверхности кварцевых зерен и геохимические особенности силикокластики в массивных алевропелитах свидетельствуют о привносе эоловой пыли во время их формирования. Слоистые алевропелиты представляют собой осадки мелководных, периодически усыхающих озер и флювиальных низменных равнин. Перенос обломочного материала ветром в уржумско-северодвинский седиментационный бассейн происходил со стороны Приуралья в сухие сезоны в условиях полуаридного климата, в стадии осушения озерного бассейна.

**Ключевые слова:** пермь, уржумский ярус, северодвинский ярус, алевропелиты, палеопочвы, палеолессы, седиментационные циклы

### Введение

Красноцветные континентальные алевропелиты широко распространены в пермских отложениях Восточно-Европейской платформы и мира и несут в себе важную информацию о климатических и биотических изменениях в конце палеозоя. На территории Восточно-Европейской платформы красноцветные континентальные терригенные отложения прослежены в возрастном диапазоне от уфимского яруса нижней перми до нижнего триаса [1]. Казанское Поволжье является стратотипической местностью для ярусов средней и верхней перми Общей стратиграфической шкалы России [2], из которых уржумский и северодвинский ярусы представлены исключительно красноцветными отложениями.

Одним из наиболее доступных и изученных разрезов уржумского и северодвинского ярусов пермской системы является разрез в Монастырском овраге. В настоящее время он рассматривается как один из эталонных разрезов уржумского яруса Поволжья и как стратотип границы татарского отдела и северодвинского яруса [2, 3].

Разрез Монастырского оврага впервые был описан Н.Н. Форшем в 1938 г. при проведении геологической съемки. Впоследствии разрез неоднократно изучался в процессе биостратиграфических, литологических, геохимических исследований [4–12]. Палеомагнитная характеристика разреза приведена в работах Храмова [13, 14], Боронина и Булова [15], Гьяланелла и др. [16], Балабанова и др. [17].

В рамках подготовки к проведению XVIII Международного конгресса по каменноугольной и пермской системам (ICCP-2015, Казань, Россия) разрез Монастырского оврага был детально переописан и опробован на изотопный, геохимический, палеонтологический и другие виды анализа [18]. Благодаря этим исследованиям удалось существенно дополнить палеоклиматическую характеристику уржумских и северодвинских отложений по палеопочвенным профилям [19] и изотопии осадочных и педогенных карбонатов [20], геохимии глинистых отложений [21].

Палеогеографические условия накопления уржумских и северодвинских отложений Среднего Поволжья описаны в работах В.И. Игнатьева [1] и др. Согласно этим работам, на данной территории существовал седиментационный бассейн, западная часть которого представляла собой «озеро-море», восточная – озерно-аллювиальную равнину, примыкающую к Уральской горной системе. Озерный бассейн испытывал периодические трансгрессии-регрессии, сопровождавшиеся смещением всех фациальных зон. Красноцветные алевролиты и глинистые алевролиты (алевропелиты), которые слагают свыше половины всего объема исследуемого разреза, рассматривались как мелководные осадки озерного бассейна. Сведения о минералогическом составе этих пород были приведены в сборнике «Геологические памятники природы Республики Татарстан» [3] в виде краткой сводки при характеристике основных литотипов разреза.

Целью настоящей работы является детализация состава, реконструкция палеогеографических и палеоклиматических условий образования красноцветных алевропелитов уржумского и северодвинского ярусов разрезе Монастырского оврага на основе седиментологических, литолого-минералогических и геохимических признаков.

### **Объект исследования**

Объектом исследования служили отложения разреза Монастырского оврага, главное внимание было уделено слоям и пачкам алевропелитов, залегающим на разных стратиграфических уровнях разреза. Всего было изучено 50 образцов, отобранных с 23 уровней (рис. 1), из них 15 образцов слоистых алевропелитов, 17 образцов массивных алевропелитов и 18 образцов из двух палеопочвенных профилей в средней части разреза.

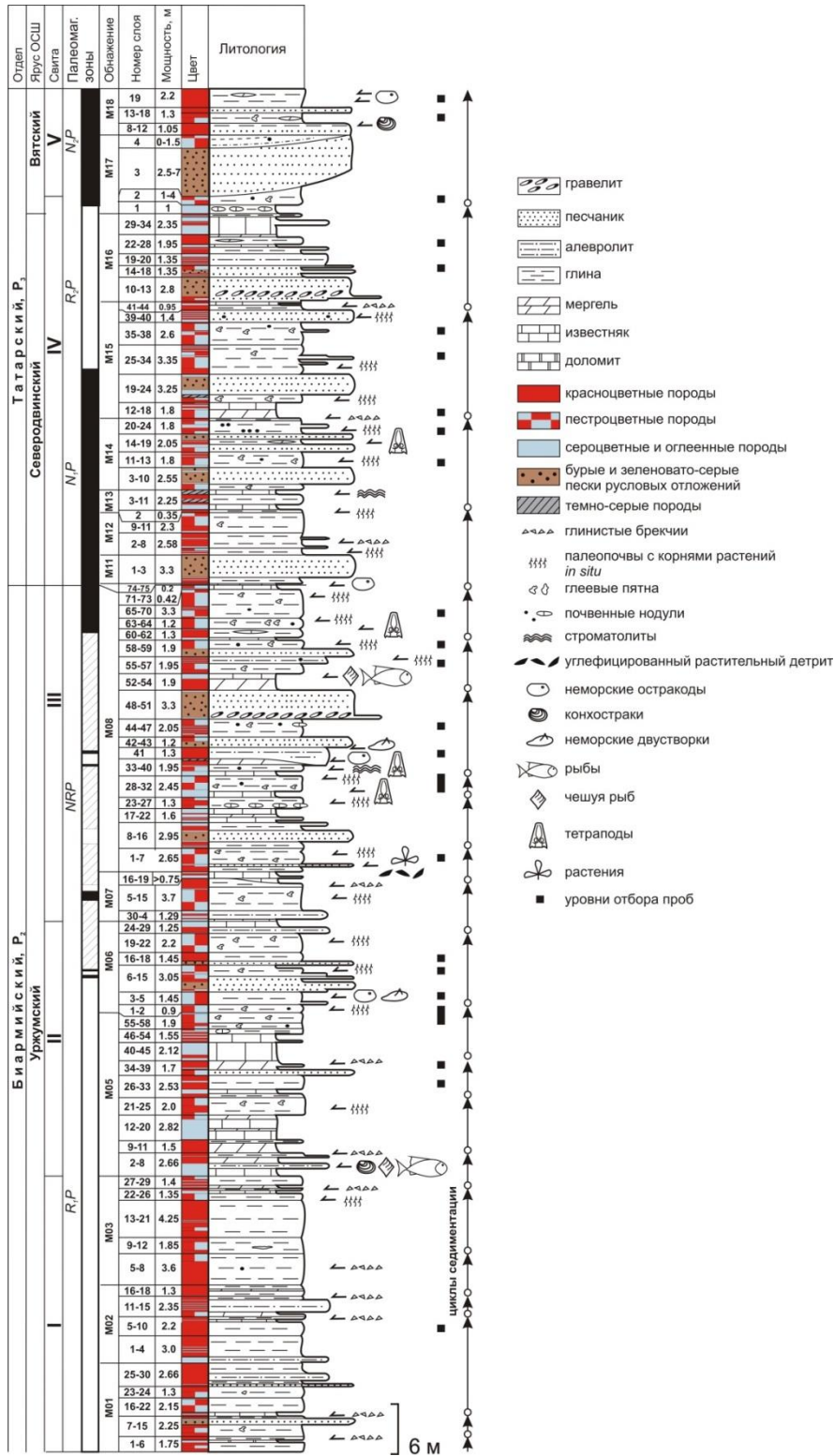


Рис. 1. Разрез уржумских и северодвинских отложений в Монастырском овраге с уровнями отбора проб

### Методы исследования

Характер залегания, структурно-текстурные признаки, степень вторичных изменений исследуемых пород изучались полевыми методами. Для выделения элементарных циклитов, или циклитов первого порядка [22, с. 110–147] в разрезе использовалась методика, приведенная в отдельной работе [20]. Границами циклитов при этом служили либо эрозионные врезы, представленные пачками песчаников с гравелитами, либо поверхности субаэральной экспозиции, представленные глинистыми брекчиями или палеопочвами. При выявлении и документации палеопочвенных профилей нами использовалась методика, изложенная в работах [23, 24].

Химический состав обломочной компоненты исследуемых пород изучался с помощью рентгено-флуоресцентного анализа (РФА), который проводился на рентгено-флуоресцентном спектрометре M4 Tornado (Bruker), результаты представлялись в виде оксидов химических элементов. Расчет геохимических модулей с целью генетической интерпретации алевропелитов выполнялся по методике, изложенной в работах [25, 26]. Для корректной оценки и сравнения химического состава образцов между собой было проведено удаление карбонатного цемента с помощью 2 N HCl в течение 24 ч с последующей отмывкой от кислотного остатка. Далее одна часть каждого образца поступала на РФА, другая часть подвергалась диспергации с помощью ультразвукового генератора мощностью 70 Вт в течение 4 мин с добавлением 10%-ного гексаметафосфата Na (Calgon). После диспергации 2 г каждого образца отправлялись на гранулометрический анализ, проводимый на лазерном анализаторе размеров частиц Microtrac Bluewave (лаборатория кафедры ландшафтной экологии, КФУ, г. Казань). Обработка результатов анализа размеров частиц проводилась с помощью программы GRADISTAT [27]. С оставшейся частью образцов было проведено разделение на песчано-алевритовую фракцию и преимущественно глинистую фракцию путем отмучивания в дистиллированной воде. Затем песчано-алевритовая фракция изучалась с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Микроскопические исследования исходных пород и их песчано-алевритовых фракций проводились на поляризационном микроскопе Axio Scope A1 и бинокулярном микроскопе Stemi 2000.

Морфология поверхности, состав и особенности микроструктуры обломочных зерен изучались с помощью СЭМ Auriga Cross Beam (Carl Zeiss) с энергодисперсионной приставкой X-Max (Институт нанотехнологий и наноматериалов, КНИТУ, г. Казань) и СЭМ Merlin (Carl Zeiss) с энергодисперсионной приставкой Oxford Instruments (Междисциплинарный центр аналитической микроскопии, КФУ, г. Казань). Изучались преимущественно зерна кварца как доминирующего минерала в исследуемых породах и наиболее устойчивого к выветриванию. Минералогический состав глинистой фракции определялся методом рентгеноструктурного анализа на дифрактометре Bruker D2 Phaser. Запись проводилась при  $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$  излучении,  $2\theta$ , углы от  $3^\circ$  до  $40^\circ$ , время накопления 1 с.

### Результаты

Алевропелиты в разрезе Монастырского оврага отличаются большим разнообразием окраски, но по текстурным признакам четко разделяются на два типа – слоистые и массивные. Породы первого типа обладают ясно выраженной горизонтальной, реже – слабо косою тонкой слоистостью, в которой чередуются слои преимущественно алевритового и преимущественно глинистого состава (рис. 2, *а*), иногда на поверхности напластования пород встречаются раковины остракод, конхострак, двустворчатых моллюсков, чешуйки рыб, реже – трещины усыхания. Средняя мощность пачек слоистых алевропелитов составляет 1.5–2 м. По латерали в этих породах наблюдаются следующие переходы: тонко-горизонтальнослоистые – слабо-волнистослоистые – прерывисто-горизонтально- и косослоистые – глинистые брекчии. Такая же закономерность, но менее четко выраженная, прослеживается и в вертикальном направлении. Первому виду пород соответствуют условия озерного бассейна ниже базиса действия волн, второму – мелководные отложения выше базиса действия волн, третьему – прибрежные условия кратковременного обмеления, четвертому – условия продолжительного обмеления, усыхания и брекчирования осадков. Глеевые пятна и следы почвообразования в этих породах встречаются редко, что может свидетельствовать о кратковременности субаэральной экспозиции. Слоистые алевропелиты перекрываются, как правило, через постепенные переходы карбонатными породами. Отсутствие биотурбации бассейновых осадков можно объяснить повышенной мутностью воды, высокими скоростями осадконакопления и аномальным гидрохимическим режимом, сдерживающим развитие бентосной фауны.

В слоистых алевропелитах наблюдается отчетливая микрослоистость, выраженная в чередовании преимущественно алевритовых и преимущественно глинистых слоев. Толщина алевритовых слоев достигает 1–2 мм, глинистые слои намного тоньше – 0.1–0.2 мм. Нижние границы алевритовых слоев, как правило, довольно резкие, верхние – градиционные (рис. 2, *б*). Такая микрослоистость отражает чередование поступления глинистого и алевритового материала в бассейн, связанное, скорее всего, с сезонностью климата.

Массивные алевропелиты не обладают слоистостью и часто осложнены палеопочвенными процессами и пятнами оглеения (рис. 2, *в*). Средняя мощность горизонтов массивных алевропелитов составляет 0.7–1.5 м, они перекрываются чаще всего слоистыми алевропелитами и песчаниками, реже карбонатными породами.

Микротекстура массивных алевропелитов беспорядочная, реже пятнистая или сгустковая (рис. 2, *д*), обусловленная неравномерным распределением железисто-глинистого и карбонатного вещества в цементе, вплоть до образования стяжений.

Исследование песчано-пылеватых фракций пород под бинокулярным микроскопом показало, что обломочные зерна слоистых алевропелитов размером более 0.05 мм имеют в целом полуокатанную форму (рис. 2, *е*), в то время как те же зерна массивных алевропелитов – угловатую и полуугловатую (рис. 2, *е*), то есть обладают меньшей степенью окатанности. По результатам гранулометрического анализа, представленным на диаграмме (рис. 3, *а*), большая часть

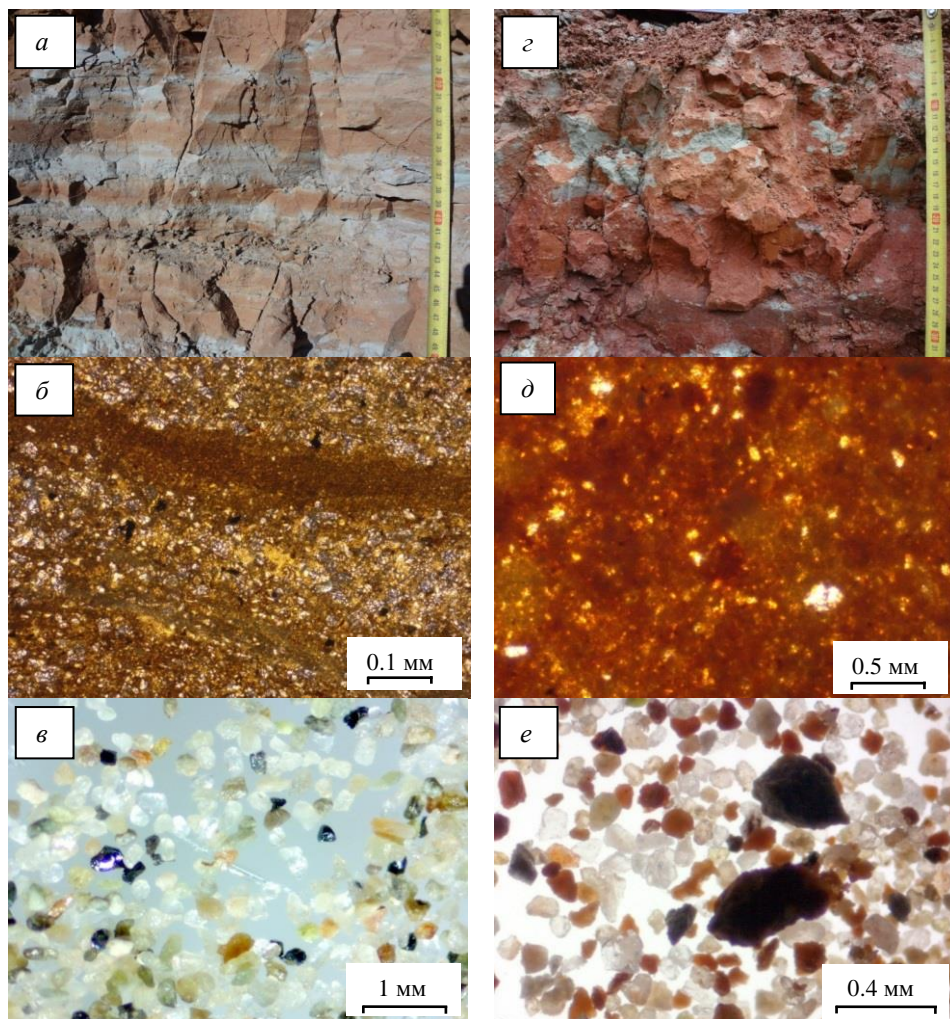


Рис. 2. Структурно-текстурные признаки красноцветных алевропелитов: *а, б, в* – слоистые алевропелиты, *а* – залегание в разрезе, прослеживается плитчатая отдельность; северодвинский ярус, слой М15/34, *б* – субгоризонтальная микрослоистость, более светлые алевроитовые слойки имеют резкие нижние границы и градационные верхние, *в* – полуокатанная форма алевроитовых и тонкопесчаных зерен; *г, д, е* – массивные алевропелиты, *г* – залегание в разрезе, видна блоковая отдельность и пятна оглеения, уржумский ярус, слой М08/26, *д* – пятнистая микротекстура, алевроитовые зерна взвешены в глинисто-железистом матриксе, *е* – угловатые и полуугловатые алевроитовые и песчаные зерна

массивных пород относится к группе «алеврит», слоистые породы в основном входят в группу «песчанистый алеврит» (соответственно “silt” и “sandy silt”, по Фолку [28]). По степени сортировки породы обоих типов являются плохо отсортированными, среднее значение размеров зерен массивных алевропелитов – 0.01 мм, слоистых – 0.014 мм (табл. 1). На графике, построенном в координатах «средний размер зерен ( $\bar{M}$ ) – сортировка ( $\bar{\sigma}$ )», точки состава массивных и слоистых алевропелитов лежат в пределах одной области (рис. 3, б), что можно интерпретировать как единство источника обломочного материала.



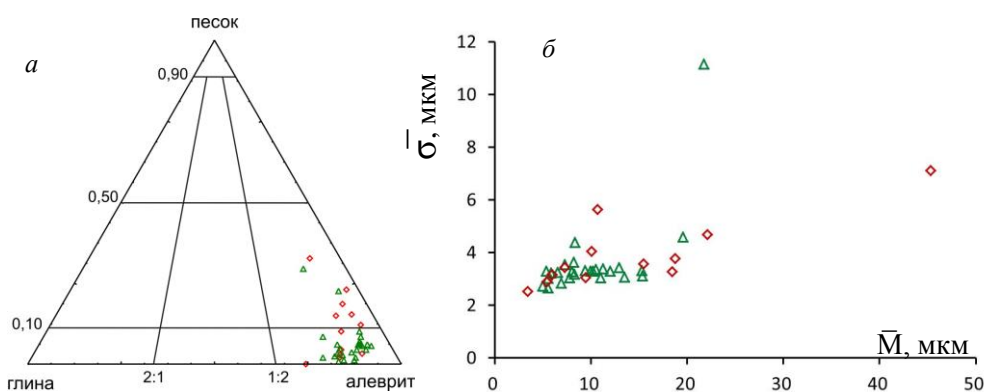


Рис. 3. Гранулометрический состав красноцветных алевропелитов: *a* – диаграмма «песок – алевролит – глина», по [28], *б* – диаграмма «средний размер зерен ( $\bar{M}$ ) – сортировка ( $\bar{\sigma}$ )». Здесь и далее: треугольники – массивные алевропелиты, квадраты – слоистые алевропелиты

Табл. 1

Статистические параметры размеров зерен алевропелитов

Тип пород	Среднее, мм	Медиана, мм	Мода, мм	Стандартное отклонение (сортировка), $\sigma$ , мм	Асимметрия, Sk
Массивные	0.010	0.010	0.016	3.6	-0.04
Слоистые	0.014	0.015	0.028	3.9	-0.04

В вещественном составе исследуемых пород можно выделить два главных компонента – обломки и цемент, представленный глинистым и карбонатным веществом. Среди обломков главным минералом является кварц (72–90%), реже встречаются обломки кремнистых пород и кварцитов (до 15%), зерна полевых шпатов (до 15%) и чешуйки слюд (до 3%). Цемент в массивных породах базальный, в слоистых – базальный и порово-базальный благодаря более компактной укладке зерен. Глинистая компонента представлена хлоритом, иллитом и смектитом в разных пропорциях, карбонатная компонента представлена доломитом в нижней и верхней частях разреза и кальцитом в средней части. Тонкодисперсные окислы железа, рассеянные в породах и придающие им красно-бурую окраску, ассоциируют большей частью с глинистой компонентой. По минералогическому составу силикокластики исследуемые породы относятся к олигомиктовым и мезомиктовым породам, по [29], (рис. 4, *a*) или, согласно Фолку [28], к субаркозам и сублитаренитам.

С целью определения геохимической специализации исследуемых пород и источников сноса обломочного материала были определены содержания главных оксидов и микроэлементов. На треугольной диаграмме  $Al_2O_3$ – $CaO$ + $Na_2O$ – $K_2O$ , построенной согласно [30] в мольных долях для алевропелитов, точки состава исследуемых пород расположены компактно (рис. 4, *б*), тренды, проведенные от прямой «плаггиоклаз – КППШ», показывают направление химического

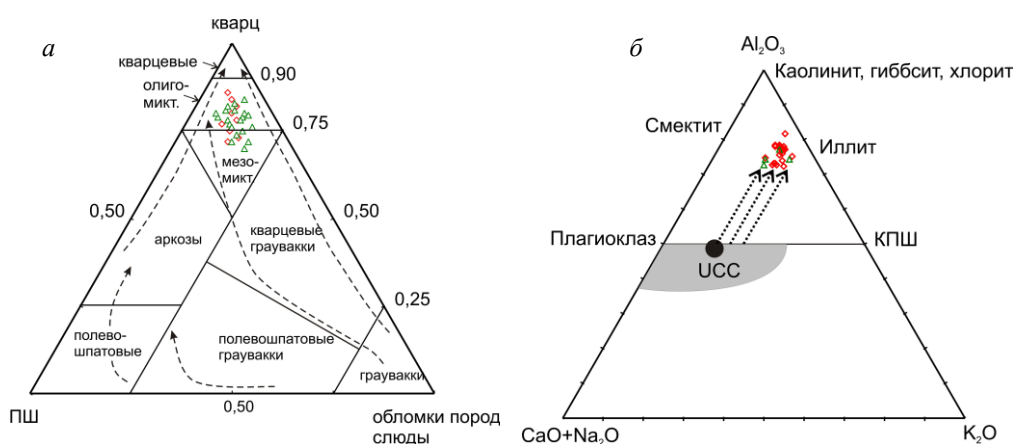


Рис. 4. *a* – минералогический состав алевропелитов, стрелками показаны направления «созревания» пород в зоне седиментации, по [29]; *б* – диаграмма  $Al_2O_3$ – $CaO+Na_2O$ – $K_2O$  в мольных долях для алевропелитов, UCC – состав верхней континентальной коры, серое – область развития нормальных магматических пород, согласно [30] (объяснения в тексте)

выветривания и свидетельствуют о том, что химический состав исходных пород был близок к составу гранодиоритов. Расположение точек между смектитом и иллитом отражает реальный состав глинистой компоненты пород.

На диаграмме  $SiO_2/10$ – $CaO+MgO$ – $Na_2O+K_2O$ , по [31], положение точек состава выше линии «базальты-граниты» (рис. 5а) отражает рециклизацию осадков, источниками обломочного материала которых могли служить продукты разрушения магматических пород либо среднего, либо смешанного состава. Это подтверждается также данными диаграммы  $CaO$ – $Na_2O$ – $K_2O$ , построенной согласно [32], где большинство алевропелитов попадает в область рециклированных осадков (рис. 5, б).

### Обсуждение

Красноцветные алевропелиты, схожие с исследуемыми по условиям залегания и структурно-текстурным признакам, широко распространены среди пермских отложений экваториального и тропического пояса Пангеи на территории Северной Америки [33–36], Центральной Европы, ([37] и др.), Китая [38] и других регионов мира. Во многих случаях массивные алевропелиты относят к палеолессам, на которых в периоды гумидизации и затухания эоловой седиментации формируются палеопочвы. В вертикальном геохимическом профиле таких палеопочв четко проявляется дифференциация, выражающаяся в увеличении степени выветрелости пород (параметр CIA, по [25]) вверх по профилю [33]. Если процесс почвообразования сопровождался эоловым привнесом пыли, то вертикальный профиль почвы по CIA будет неконтрастным, но уровни, обогащенные эоловым материалом, выделяются по соотношению устойчивых к выветриванию элементов, например  $Ti/Zr$  и др. [34].

В изученном разрезе главными генетическими типами палеопочв, развивающихся на массивных алевропелитах, являются кальциевые глейсоли и глеевые вертисоли [19], они хорошо выделяются по наличию инситных корней,



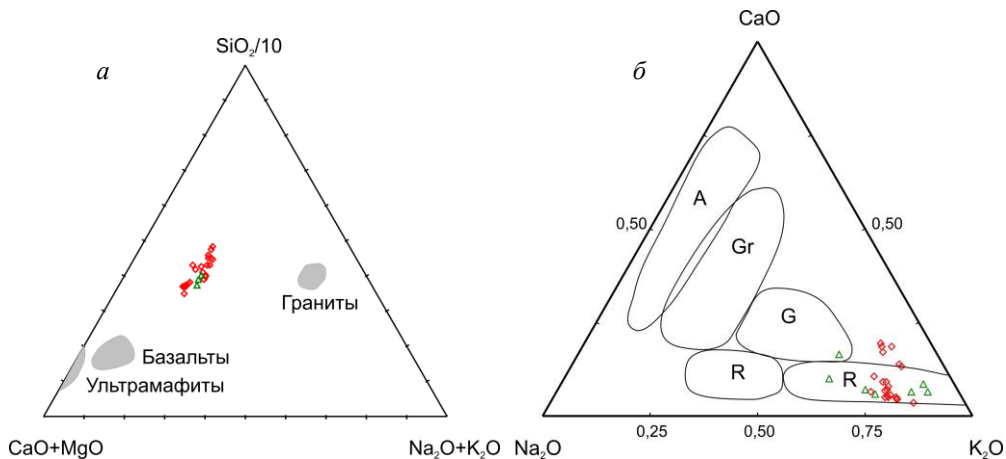


Рис. 5. Треугольные диаграммы химического состава алевропелитов: *a* – диаграмма  $\text{SiO}_2/10\text{--CaO}+\text{MgO}\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , согласно [31]; *б* – диаграмма  $\text{CaO}\text{--Na}_2\text{O}\text{--K}_2\text{O}$ , по [32], А – андезиты, Gr – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки

сликенсайдов, карбонатных нодулей, зонам оглеения, блоковой и комковатой отдельности и др. Два вертикальных профиля зрелых палеопочв из средней и верхней части уржумского яруса были детально опробованы на геохимический, гранулометрический и другие виды анализа. В обоих профилях была выявлена следующая закономерность: максимальным значениям параметра  $\text{Ti}/\text{Zr}$  соответствует четко бимодальное распределение размеров зерен в породе (рис. 6), первая мода равна 3–5 мкм, вторая – 25–30 мкм. При этом степень выветрелости пород (CIA) практически не меняется. Анализ содержания этих элементов в породах и особенностей их гранулометрического состава выявил положительную корреляцию содержания  $\text{TiO}_2$  с количеством крупной пыли (16–62 мкм), ( $R = 0.65$ ), а содержания  $\text{ZrO}_2$  с количеством тонкой пыли (4–8 мкм) ( $R = 0.51$ ). Это свидетельствует о концентрации Ti-минералов (рутил) в крупнопылевой фракции, в то время как циркон тяготеет к фракции тонкой пыли. Бимодальное распределение зерен отражает наличие двух популяций зерен, а увеличение значений отношения  $\text{Ti}/\text{Zr}$  при этом указывает на дополнительный привнос крупной пыли. Одним из возможных механизмов поступления крупной пыли в область седиментации является перенос ее ветром с прилегающих территорий. Для подтверждения эолового происхождения алевритового и тонкопесчаного материала в породах был проведен анализ поверхности кварцевых зерен с помощью СЭМ. В массивных алевропелитах с бимодальным распределением зерен из палеопочвенных профилей на поверхности крупных зерен ( $> 120$  мкм) часто встречаются дугообразные знаки ударов (рис. 7, *а-в*), представляющие собой начальные стадии формирования раковистого излома и образующиеся от многочисленных соударений зерен [39]. Энергии этих соударений не хватает для формирования полноценного раковистого излома. Такие текстуры характерны для эоловых отложений, где крупные зерна переносятся сальтацией и волочением [39]. Более мелкие зерна имеют либо многочисленные выбоины с раковистым изломом (рис. 7, *в*), либо свежие плоские поверхности скола (рис. 7, *г*), формирующиеся при сильных соударениях в процессе переноса

по воздуху в виде взвеси. У слоистых алевропелитов поверхность кварцевых зерен часто покрыта тонким (1–2 мкм) налетом вторичного кремнезема (рис. 7, *д, е*), который затушевывает первичную текстуру. Осаждение кремнезема на поверхности зерен происходит при контакте неподвижных зерен с насыщенными растворами кремнезема [39], что может встречаться в озерных обстановках, при диагенезе и др. Таким образом, можно утверждать, что в изученных профилях палеопочв процесс педогенеза сопровождался накоплением золотой пыли. Массивные алевропелиты без явных признаков педогенеза также несут в себе признаки золотой седиментации (рис. 7, *в*).

Минералогические и геохимические признаки исследуемых пород (рис. 4, 5) свидетельствуют о высокой степени зрелости обломочного материала, возникшей в процессе его многократного накопления и переотложения, или рециклизации. Об этом же свидетельствуют высокие и близкие между собой значения параметра CIA во всех типах алевропелитов, которые варьируются в диапазоне 70–80%.

Седиментологические и изотопные исследования ( $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  осадочных и педогенных карбонатов) позволили выявить цикличность строения изученных разрезов, связанную с климатическими температурными изменениями [20]. Всего в разрезе Монастырского оврага выделено 22 полных циклита (рис. 1), каждый из которых рассматривается как трансгрессивно-регрессивный циклит для мелководного озерного бассейна и примыкающей к нему флювиальной равнины. Полный циклит континентальных отложений включает: 1) отложения флювиальной равнины трансгрессивной фазы (массивные и слоистые алевропелиты); 2) бассейновые терригенные породы трансгрессивной фазы (слоистые алевропелиты, мергели с озерной фауной); 3) карбонатные бассейновые отложения с фауной остракод, конхострак, двустворок, рыб; 4) бассейновые терригенные отложения регрессивной фазы (слоистые алевропелиты с признаками обмеления) и 5) осадки, накопившиеся на субаквальной-субаэральной равнине во время регрессивного максимума (массивные алевропелиты с палеопочвами и русловыми врезами песчаников).

Фаунистические остатки встречаются в основном только в отложениях второй и третьей фаз седиментационных циклов. Исследования неморских двустворчатых моллюсков в разрезе Монастырского оврага позволили выявить палеоэкологические особенности их обитания. Неморские двустворчатые моллюски подрода *Palaeomutela* (*Palaeomutela*) с относительно толстостенной (1–2 мм) раковиной и хорошо выраженным замочным аппаратом встречены в слоистых алевролитах, переходных к алевропесчаникам. Такое строение раковины указывает на относительно активную гидродинамику бассейна и относительно более опресненные условия, создаваемые влиянием речного стока в течение второй фазы циклов. В карбонатных и глинисто-карбонатных породах третьей фазы седиментационных циклов встречены неморские двустворчатые моллюски подрода *Palaeomutela* (*Palaeoanodonta*) с относительно тонкостенной (менее 1 мм) раковиной и упрощенным (редуцированным) замочным аппаратом. Такое строение раковины указывает на относительно «слабую» гидродинамику бассейна и относительно более осолоненные условия его центральных частей или

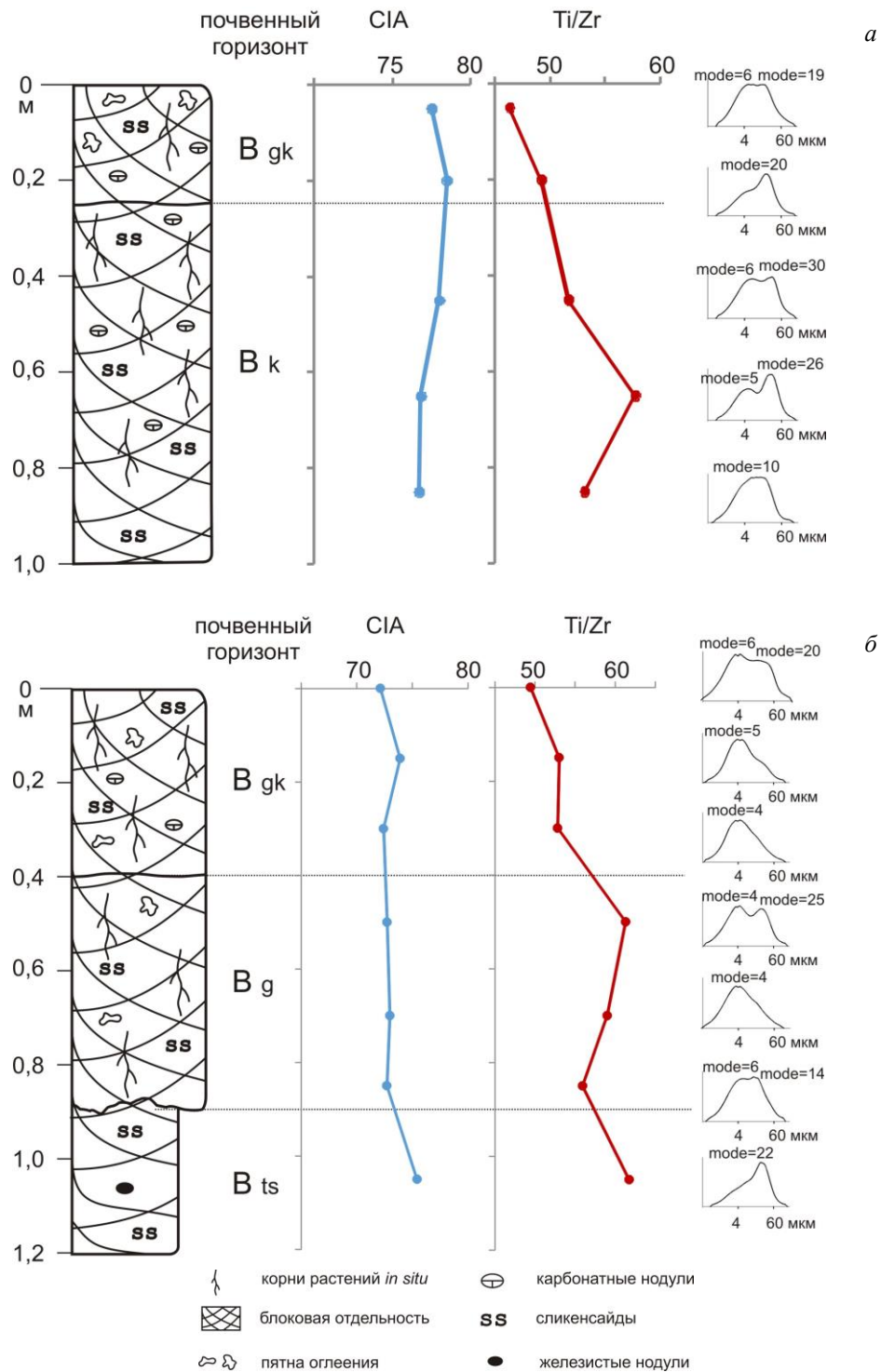


Рис. 6. Вертикальные геохимические профили и гистограммы гранулометрического состава палеопочв на красноцветных алевропелитах: *а* – глеевая кальцисоль, слои M06/1-2, уржумский ярус, средняя часть; *б* – глеевая вертисоль, слои M08/30-31, уржумский ярус, верхняя часть. Сликенсаиды – зеркала скольжения на поверхностях блоков

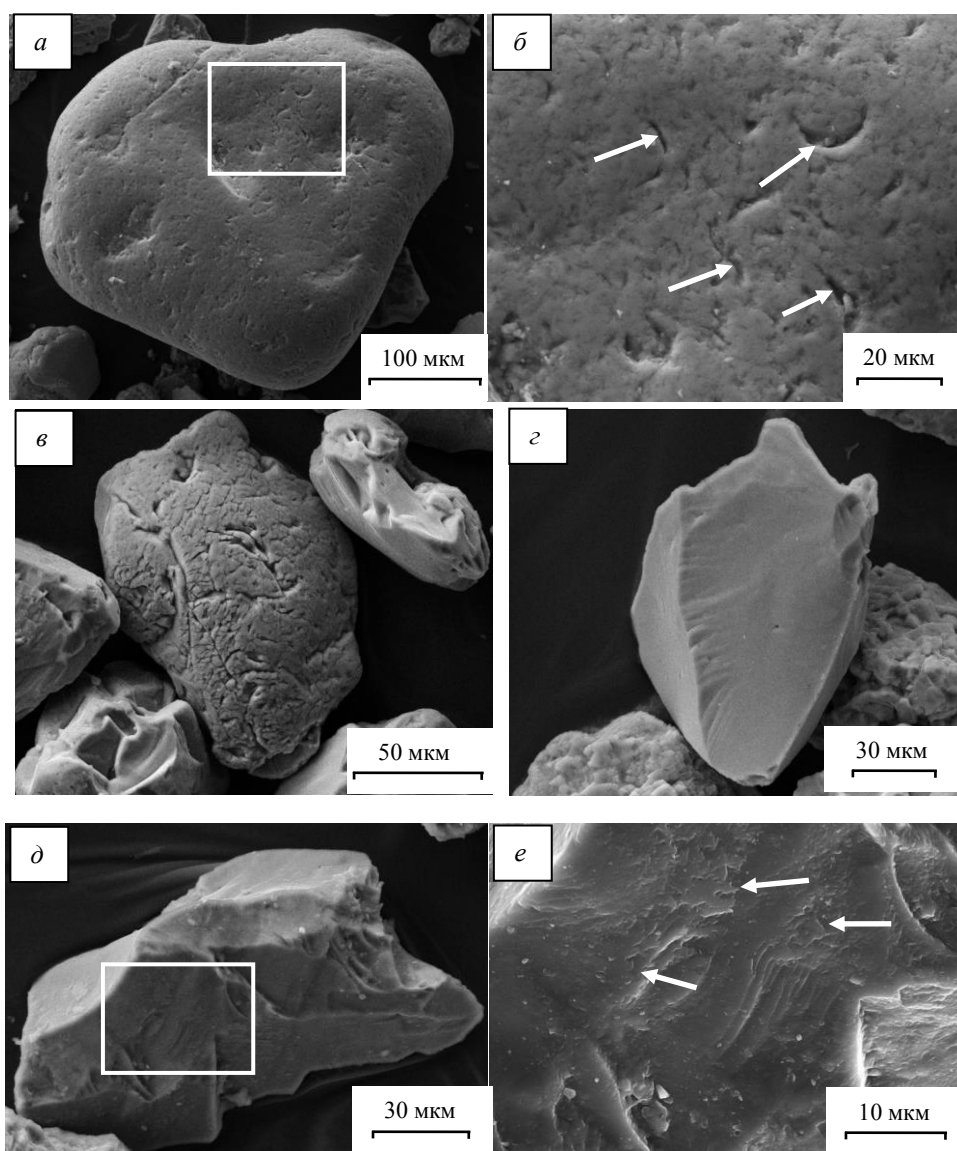


Рис. 7. Морфология поверхности кварцевых зерен красноцветных алевропелитов: *a* – песчаное зерно окатанной формы с многочисленными дугообразными знаками ударов, палеопочва, слой M06/2, уржумский ярус; *б* – детальное изображение области, выделенной на *a*, дугообразные знаки ударов показаны стрелками; *в* – в центре зерно с дугообразными знаками ударов, расширенными выщелачиванием, рядом более мелкие зерна с выбоинами с раковистым изломом, массивный алевропелит, слой M08/69, уржумский ярус; *г* – плоские поверхности свежих сколов на мелком зерне, палеопочва, слой M06/2, уржумский ярус; *д* – песчаное зерно угловатой формы, слоистый алевропелит, слой M15/34, северодвинский ярус; *е* – детальное изображение области, выделенной на *д*, стрелками показаны новообразования кремнезема

изолированных лагун. К этим же породам приурочены скопления раковин конхострак, остракод, чешуек (ихтиолитов) и местонахождения целых скелетов рыб [18].

Изучение педогенных нодулей и особенностей строения палеопочв, развитых на массивных алевропелитах, позволило реконструировать полуаридный климат в уржумском веке с некоторой гумидизацией в северодвинском веке и выраженной сезонностью выпадения осадков [19]. Массивные алевропелиты в каждом циклите формируются в его конечную стадию, когда осушаются большие площади, сложенные терригенными осадками, на которых происходит формирование почвенного покрова. Принимая во внимание отсутствие слоистости, незрозионный характер контактов массивных алевропелитов, преобладание фракций средней и крупной пыли и угловатость зерен, а также рассмотренные выше геохимические особенности, можно предположить, что во время накопления данных отложений происходил привнос эоловой пыли, то есть их можно отнести к лесситам [33, 35, 40], или палеолессам. В полуаридном климате с четкой сезонностью выпадения осадков эоловый перенос пыли происходил в сухие сезоны, когда преобладающие ветры дули со стороны Урала [41, 42]. Одновременное с почвообразованием накопление эоловой пыли затушевывало процесс выветривания и дифференциации почвенного профиля.

Обобщая вышесказанное, можно утверждать, что источником сноса материала для алевропелитов уржумского и северодвинского седиментационных бассейнов служили красноцветные породы нижней и средней перми обширной аллювиально-озерной равнины [1], примыкающей к Уралу. В формировании слоистых пород преобладал флювиальный механизм поступления пылеватого материала, а в формировании массивных пород большую роль играл эоловый способ поступления пыли.

### Заключение

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. В разрезе Монастырского оврага красноцветные алевропелиты слагают свыше половины объема и по структурно-текстурным признакам делятся на массивные и слоистые. Оба типа пород имеют схожий минералогический и химический состав, высокую степень выветрелости и представляют собой многократно испытывавшие циклы выветривания и переотложения продукты разрушения пермских красноцветных пород Приуралья.

2. Слоистые алевропелиты формировались в обстановке мелководных, периодически усыхающих озер. Благодаря солоноватому и бессолевому составу воды в этих озерах не происходило интенсивного накопления эвапоритов, но осаждались карбонаты (кальцит, доломит) и местами палыгорскит. Продвижение флювиальной равнины при регрессии озерного бассейна приводило к иссушению осадков и усилению эоловой деятельности. Массивные алевропелиты формировались на плоских равнинах, заливаемых в сезоны дождей и покрываемых эоловой пылью в сухие сезоны. Одновременно здесь происходили процессы почвообразования. Эти палеогеографические обстановки, сменяющие друг друга во времени и по латерали, существовали в условиях полуаридного климата с контрастной сезонностью выпадения осадков, о чем свидетельствует красная окраска пород, карбонатный цемент и карбонатные нодули в палеопочвах, трещины усыхания и другие признаки.

3. Прогибание седиментационного бассейна Приказанского Поволжья в уржумский и северодвинский века полностью компенсировалось преимущественно терригенным осадконакоплением.

**Благодарности.** Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров, а также частично при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00706 и 16-04-01062).

#### Литература

1. *Игнатъев В.И.* Закономерности фациальных изменений верхнепермских отложений Урало-Поволжья // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. – Казань: Экоцентр, 1996. – С. 191–207.
2. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – Вып. 36. – 64 с.
3. Геологические памятники природы Республики Татарстан / Под ред. И.А. Ларочкиной. – Казань: Акварель-Арт, 2007. – 296 с.
4. *Форш Н.Н.* О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных // Труды ВНИГРИ. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. – Вып. 204. – С. 175–211.
5. *Сементовский Ю.В.* Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. – Казань: Тат. кн. изд-во, 1973. – 256 с.
6. *Силантьев В.В., Есин Д.Н.* Опорный разрез татарского яруса в Монастырском овраге (Приказанское Поволжье) // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4: Геология. – 1993. – № 4. – С. 38–48.
7. *Гусев А.К.* Татарский ярус // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. – Казань: Экоцентр, 1996. – С. 113–141.
8. *Силантьев В.В., Жарков И.Я., Сунгатуллин Р.Х., Хасанов Р.Р.* Международный симпозиум «Верхнепермские стратотипы Поволжья». Путеводитель геологической экскурсии. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1998. – 79 с.
9. *Наугольных С.В.* Казанская и татарская растительность пермского периода // Геологические памятники природы Республики Татарстан / Под ред. И.А. Ларочкиной. – Казань: Акварель-Арт, 2007. – С. 236–254.
10. *Миних М.Г. Миних А.В., Молостовская И.И., Андрушкевич С.О.* К вопросу о точке стратиграфической границы северодвинского яруса. // Недр Поволжья и Прикаспия. – 2009. – Вып. 58. – С. 31–38.
11. *Иноземцев С.А., Наугольных С.В., Якименко Е.Ю.* Верхнепермские палеопочвы на известняках: Морфология и генезис (среднее течение р. Волга) // Почвоведение. – 2010. – № 6. – С. 660–674.
12. *Нурғалиева Н.Г., Силантьев В.В., Ветошкина О.С., Уразаева М.Н.* Изотопные углеродные и кислородные индикаторы эталонного разреза уржумского и татарского ярусов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2012. – Т. 154, кн. 1. – С. 189–196.



13. Храмов А.Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы // Труды ВНИГРИ. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. – Вып. 204. – С. 145–175.
14. Westfahl M., Surkis Yu.F., Gurevich E.L., Khramov A.N. Kiama-Illavarra geomagnetic reversal recorded in a tatarian stratotype (the Kazan Region) // *Izv., Phys. Solid Earth.* – 2005. – V. 41, No 8. – P. 634–653.
15. Буров Б.В., Боронин В.П. Палеомагнитная зона Иллаваара в отложениях верхней Перми и нижнего триаса Среднего Поволжья // Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. – С. 25–52.
16. Gialanella P.R., Heller F., Haag M., Nurgaliev D., Borisov A., Burov B., Jasonov P., Khasanov D., Ibragimov S., Zharkov I. Late Permian magnetostratigraphy on the eastern Russian platform // *Geol. Mijnbouw.* – 1997. – V. 76, No 1–2. – P. 145–154. – doi: 10.1023/A:1003114003686.
17. Балабанов Ю.П., Миних М.Г., Миних А.В. Граница Киама-Иллаваара в опорном разрезе пограничных отложений биармийского и татарского отделов перми в овраге Монастырском // Материалы Второй Всерос. конф. «Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ». – Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. – С. 168–169.
18. Nurgaliev D.K., Silantiev V.V., Nikolaeva S.V. (Eds.) Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama river regions. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. – Kazan: Kazan Univ. Press, 2015. – 208 p.
19. Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Khasanova N.M., Nizamutdinov N.M., Trifonov A.A. Red paleosols in the key sections of the Middle and Upper Permian of the Kazan Volga region and their paleoclimatic significance // *Paleontol. J.* – 2015. – V. 49, No 10. – P. 1150–1159. – doi: 10.1134/S0031030115110064.
20. Арефьев М.П., Силантьев В.В. Седиментологические и геохимические критерии выделения цикличности в эталонном разрезе уржумского и северодвинского яруса «Монастырский овраг» (Казанское Поволжье) // Материалы 10 Уральского литологического совещания «Виртуальные и реальные литологические модели». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С. 18–20.
21. Хазиев Р.Р., Кринари Г.А., Нургалиева Н.Г., Гареев Б.И., Баталин Г.А. Некоторые аспекты формирования глинистых отложений уржумского яруса по геохимическим данным эталонного разреза // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2015. – Т. 157, кн. 2. – С. 106–117.
22. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 352 с.
23. Retallack G.J. Paleosols and Applications // Reinhardt J., Sigleo W.R. Field recognition of paleosols. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1988. – Art. 216, P. 1–21. – doi: 10.1130/SPE216-p1.
24. Mack G.H., James W.C., Monger H.C. Classification of paleosols // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1993. – V. 105. – P. 129–136. – doi: 10.1130/0016-7606(1993)105<0129:COP>2.3.CO.
25. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* – 1982. – V. 299. – P. 715–717. – doi: 10.1038/299715a0.
26. Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // *Chem. Geol.* – 2014. – V. 363. – P. 56–75. – doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.027.
27. Blott S.J., Pye K. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth Surf. Processes Landforms.* – 2001. – V. 26, No 11. – P. 1237–1248. – doi: 10.1002/esp.261.

28. *Folk R.L.* Petrology of sedimentary rocks. – Austin, Tex.: Hemphill Publ. Comp, 1980. – 184 p.
29. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). – Л.: Недра, 1987. – 269 с.
30. *Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary-rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. – 1995. – V. 23. – P. 921–924. – doi: 10.1130/0091-7613.
31. *Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б.* Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // *Геология и геофизика*. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 2110–2121.
32. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* – 1983. – V. 91, No 6. – P. 611–627.
33. *Soreghan G.S., Soreghan M.J., Hamilton M.A.* Origin and significance of loess in Late Paleozoic Western Pangaea: a record of tropical cold // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2008. – V. 268. – P. 234–259. – doi: 10.1016/j.palaeo.2008.03.050.
34. *Sweet A.C., Soreghan L.S., Sweet D.E., Soreghan M.J., Madden A.S.* Permian dust in Oklahoma: source and origin for middle Permian (Flowerpot-Blaine) redbeds in Western Tropical Pangaea // *Sediment. Geol.* – 2013. – V. 284–285. – P. 181–196. – doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.12.006.
35. *Giles J.M., Soreghan M.J., Benison K.C., Soreghan G.S., Hasiotis S.T.* Lakes, loess, and paleosols in the Permian Wellington Formation of Oklahoma, U.S.A.: Implications for paleoclimate and paleogeography of the Midcontinent // *J. Sediment. Res.* – 2013. – V. 83, No 10. – P. 825–846. – doi: 10.2110/jsr.2013.59.
36. *Foster T.M., Soreghan G.S., Soreghan M.J., Benison K.C., Elmore R.D.* Climatic and paleogeographic significance of eolian sediment in the Middle Permian Dog Creek Shale (Midcontinent U.S.) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2014. – V. 402. – P. 12–29. – doi: 10.1016/j.palaeo.2014.02.031.
37. *Lopez M., Gand G., Garric J., Körner F., Schneider J.* The playa environments of the Lodève Permian basin (Languedoc-France) // *J. Iberian Geol.* – 2008. – V. 34, No 1. – P. 29–56.
38. *Obrist-Farner J., Yang W.* Implications of loess and fluvial deposits on paleoclimatic conditions during an icehouse–hothouse transition, Capitanian upper Quanzijie low-order cycle, Bogda Mountains, NW China // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2016. – V. 441, Part 4. – P. 959–981. – doi: 10.1016/j.palaeo.2015.10.041.
39. *Vos K., Vandenberghe N., Elsen J.* Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Sci. Rev.* – 2014. – V. 128. – P. 93–104. – doi: 10.1016/j.earscirev.2013.10.013.
40. *Наугольных С.В.* Палеопочвы перми и раннего триаса // Семихатов М.А., Чумаков Н.М. (ред.) *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. – М.: Наука, 2004. – С. 221–229.
41. *Gibbs M.T., Rees P.M., Kutzbach J.E., Ziegler A.M., Behling P.J., Rowley D.B.* Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments // *J. Geol.* – V. 110, No 1. – P. 33–55. – doi: 10.1086/324204.
42. *Parrish J.T.* Geologic Evidence of Permian Climate // Scholle P.A., Tadeusz M.P., Ulmer-Scholle D.S. (Eds.), *The Permian of Northern Pangea*. – London: Springer-Verlag, 1995. – P. 53–61.

**Муравьев Федор Александрович**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры общей геологии и гидрогеологии

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия  
E-mail: *fedor.mouraviev@kpfu.ru*

**Арефьев Михаил Павлович**, младший научный сотрудник НИЛ стратиграфии нефтегазоносных резервуаров; научный сотрудник лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов; научный консультант

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия  
Геологический институт РАН  
Пыжевский пер, д. 7, г. Москва, 119017, Россия  
Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни  
село Новоалексеевка, Ярославская область, 152049, Россия  
E-mail: *mihail\_3000@inbox.ru*

**Силантьев Владимир Владимирович**, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой палеонтологии и стратиграфии

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия  
E-mail: *vsilant@gmail.com*

**Гареев Булат Ирекович**, ассистент кафедры геофизики и геоинформационных технологий

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия

**Баталин Георгий Александрович**, инженер-проектировщик НИЛ палеомагнетизма и магнетизма горных пород кафедры геофизики и геоинформационных технологий

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия

**Уразаева Миляуша Назимовна**, ассистент кафедры палеонтологии и стратиграфии

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия  
E-mail: *urazaeva.m.n@mail.ru*

**Кропотова Татьяна Владимировна**, ассистент кафедры теории относительности и гравитации

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия  
E-mail: *Tatyana.Kropotova@kpfu.ru*

**Выборнова Ирина Борисовна**, инженер межфакультетской лаборатории экологического контроля

Казанский (Приволжский) федеральный университет  
ул. Кремлевская, д. 18, г. Казань, 420008, Россия  
E-mail: *irflying@mail.ru*

**Paleogeography of Accumulation of the Middle-Upper Permian Red Mudstones  
in the Kazan Volga Region**

*F.A. Mouraviev<sup>a\*</sup>, M.P. Arefiev<sup>a,b,c\*\*</sup>, V.V. Silantiev<sup>a\*\*\*</sup>, B.I. Gareev<sup>a</sup>, G.A. Batalin<sup>a</sup>,  
M.N. Urazaeva<sup>a\*\*\*\*</sup>, T.V. Kropotova<sup>a\*\*\*\*\*</sup>, I.B. Vybornova<sup>a\*\*\*\*\*</sup>*

<sup>a</sup>*Kazan Federal University, Kazan, 420008 Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

<sup>c</sup>*Natural History Museum, St. Alexis Hermitage, Novoalekseevka, Yaroslavl region, 152049 Russia*

E-mail: <sup>\*</sup>*fedor.mouraviev@kpfu.ru*, <sup>\*\*</sup>*mihail\_3000@inbox.ru*, <sup>\*\*\*</sup>*vsilant@gmail.com*,  
<sup>\*\*\*\*</sup>*urazaeva.m.n@mail.ru*, <sup>\*\*\*\*\*</sup>*Tatyana.Kropotova@kpfu.ru*, <sup>\*\*\*\*\*</sup>*irflying@mail.ru*

Received August 17, 2016

**Abstract**

In this work we focus on sedimentology, mineralogy, grain size, and geochemistry of red mudstones of the Urzhumian (Wordian) and Severodvinian (Capitinian) reference section of the Monastyrskii ravine to specify their depositional settings and paleoclimatic conditions.

In the section, two types of mudstones have been identified based on their structure: a) massive and b) laminated. The former ones do not contain faunal and plant remains and are often altered by pedogenic processes, the latter ones may have ostracod and bivalve shells or fish scales and sometimes bear the signs of short-term shallowing and drying. The bulk geochemical analysis of siliciclastics has revealed a high degree of weathering (chemical index of alternation, CIA ~ 72–79) of both types of mudstones, as well as their source rocks (Permian red beds of the Cis-Ural plains). Massive mudstones have non-erosional contacts, they are confined to the regressive stages of sedimentary cycles, and their composition is dominated by fine and medium silt with angular grains. In the geochemical profile of paleosols developed on massive mudstones, under almost constant CIA values, there have been found levels with the high Ti/Zr ratio, which corresponds to the bimodal distribution of grain size. This could be an evidence of an input of clastic material during the pedogenesis process, and the surface morphology of quartz grains indicates their aeolian origin. The study of the paleosol profiles widely represented in the section has allowed reconstruction of the semi-arid climate with distinct rainfall seasonality.

The clastic material has been transferred into the Urzhumian sedimentary basin from the Cis-Ural plains by the fluvial way under the semi-arid climate conditions, thereby leading to the formation of laminated mudstones in shallow lakes with periodical drying and on floodplains. An increase of the aeolian silt transport occurred in dry seasons during the stages of lake regressions, when the fluvial plains prograded basinwards simultaneously with the formation of soil cover.

**Keywords:** Permian, Urzhumian stage, Severodvinian stage, mudstones, paleosols, aeolian silt, sedimentary cycles

**Acknowledgments.** This study was funded by the subsidy allocated to Kazan Federal University as part of the state program for increasing its competitiveness among the world's leading centers of science and education, as well as supported in part by the Russian Foundation for Basic Research (projects no. 16-05-00706 and 16-04-01062).

**Figure Captions**

Fig. 1. The Urzhumian and Severodvinian section in the Monastyrskii ravine with sampling levels.

Fig. 2. The structural and textural characteristics of red mudstones: *a, b, c* – laminated mudstones, *a* – occurrence in the section, platy jointing visible; Severodvinian stage, layer M15/34, *b* – subhorizontal microlamination, lighter silt layers have sharp lower boundaries and graded upper boundaries, *c* – subrounded silt and fine-sand grains; *d, e, f* – massive mudstones, *d* – occurrence in the section,

- blocky structure and gleying spots visible, Urzhumian stage, layer M08/26, *e* – spotted microtexture, silt grains floated in the clayey-ferruginous matrix, *f* – angular and subangular silt and sand grains.
- Fig. 3. The grain size composition of red mudstones: *a* – “sand – silt – clay” diagram, by [28], *b* – “mean grain size ( $\bar{M}$ ) – sorting ( $\bar{\sigma}$ )” diagram. Hereinafter: triangles – massive mudstones, squares – laminated mudstones.
- Fig. 4. *a* – the mineralogical composition of mudstones, arrows show the directions of “maturation” of rocks in the sedimentation zone, by [29]; *b* – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaO+Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O diagram in mole fractions for mudstones, UCC – upper continental crust composition, gray region indicates the range of composition of normal igneous rocks, according to [30] (see text for explanation).
- Fig. 5. Ternary plots of the chemical composition of mudstones: *a* – SiO<sub>2</sub>/10–CaO+MgO–Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O plot, by [31]; *b* – CaO–Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O plot, by [32], A – andesites, Gr – granodiorites, G – granites, R – recycled sediments.
- Fig. 6. Vertical geochemical profiles and histograms of the grain size composition of paleosols on red mudstones: *a* – gleyed calcisol, layers M06/1-2, Urzhumian stage, central part; *b* – gleyed vertisol, layers M08/30-31, Urzhumian stage, upper part. Slickensides – slipping faults on the surfaces of blocks.
- Fig. 7. The morphology of the surface of quartz grains of red mudstones: *a* – sand grain of the rounded shape with numerous crescentic percussion marks, paleosol, layer M06/2, Urzhumian stage; *b* – detailed image of the area marked in *a*, crescentic percussion marks showed with arrows; *c* – a grain with crescentic percussion marks widened by leaching is in the center, smaller grains with conchoidal fracture near it, massive mudstone, layer M08/69, Urzhumian stage; *d* – flat surfaces of fresh fracture planes on the small grain, paleosol, layer M06/2, Urzhumian stage; *e* – sand grain of the angular shape, laminated mudstone, layer M15/34, Severodvinian stage; *f* – detailed image of the area marked in *e*, arrows show new silica formations.

#### References

1. Ignatiev V.I. Stratotypes and Basic Sections of the Upper Permian in the Volga Region and Pri-kamye. *Zakonomernosti fatsial'nykh izmenenii verkhnepermsskikh otlozhenii Uralo-Povolzh'ya* [Patterns of Facial Changes of Upper Permian Deposits of Ural–Volga Region]. Kazan, Ekotsentr, 1996, pp. 191–207. (In Russian)
2. Resolution of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and Its Standing Committees. St. Petersburg, VSEGEI, 2006, no. 36. 64 p. (In Russian)
3. Larochkina I.A. (Ed.) Geological Heritage of the Republic of Tatarstan. Kazan, Akvarel'-Art, 2007. 296 p. (In Russian)
4. Forsh N.N. On stratigraphic partition and correlation of the sections of the Tatarian stage in the east of the Russian Platform based on the complex of lithologic and stratigraphic, paleomagnetic, and paleontological data. *Tr. Vses. Neft. Nauchno-Issled. Geologorazved. Inst.*, Leningrad, Gostoptekhizdat, 1963, vol. 204, pp 175–211. (In Russian)
5. Sementovskii Yu.V. Conditions of Formation of Mineral Deposits during the Late Permian Era in the East of the Russian Platform. Kazan, Tatar. Kn. Izd., 1973. 256 p. (In Russian)
6. Silantiev V.V., Esin D.N. The reference section of the Tatarian stage in the Monastyrskii Ravine (Kazan Volga region). *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 4: Geol.*, 1993, no. 4, pp. 38–48. (In Russian)
7. Gusev A.K. Stratotypes and Basic Sections of the Upper Permian in the Volga Region and Pri-kamye. *Tatarskii yarus* [Tatarian Stage]. Kazan, Ekotsentr, 1996, pp. 113–141. (In Russian)
8. Silantiev V.V., Zharkov I.Ya., Sungatullin R.Kh., Khassanov R.R. International Symposium “Upper Permian Stratotypes of the Volga Region”. Guidebook of Geological Excursion. Kazan, Izd. Kazan. Univ., 1998. 79 p. (In Russian)
9. Naugol'nykh S.V. Geological Heritage of the Republic of Tatarstan. *Kazanskaya i tatarskaya rastitel'nost' permskogo perioda* [Kazanian and Tatarian Plants of the Permian Period]. Kazan, Akvarel'-Art, 2007, pp. 236–254. (In Russian)
10. Minikh M.G., Minikh A.V., Molostovskaya I.I., Andrushkevich S.O. On the question of the point of stratigraphic boundary of Severodvinian stage. *Nedra Povolzh'ya Prikaspiya*, 2009, vol. 58, pp. 31–38. (In Russian)

11. Inozemtsev S.A., Naugolnykh S.V., Yakimenko E.Y. Upper Permian paleosols developed from limestone in the middle reaches of the Volga River: Morphology and genesis. *Eurasian Soil Sci.*, 2011, vol. 44, no. 6, pp. 604–617. doi: 10.1134/S1064229311060068.
12. Nurgalieva N.G., Silantiev V.V., Vetoshkina O.S., Urazaeva M.N. Isotope carbon and oxygen indicators of the key section of Urzhumian and Tatarian Formations. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, 2012, vol. 154, no. 1, pp. 189–196. (In Russian)
13. Khramov A.N. Paleomagnetic study of Upper Permian and Lower Triassic sections in the north and east of the Russian Platform. *Tr. Vses. Neft. Nauchno-Issled. Geologorazved. Inst.*, Leningrad, Gostoptekhizdat, 1963, vol. 204, pp 145–175. (In Russian)
14. Westfahl M., Surkis Yu.F., Gurevich E.L., Khramov A.N. Kiama–Illavarra geomagnetic reversal recorded in a Tatarian stratotype (the Kazan Region). *Izv., Phys. Solid Earth*, 2005, vol. 41, no. 8, pp. 634–653.
15. Burov B.V., Boronin V.P. Palaeomagnetic Illawara zone in the Upper Permian and Lower Triassic deposits of the Middle Volga Region. *Materialy po stratigrafii verkhnei permi na territorii SSSR* [Materials on Stratigraphy of the Upper Permian in the Territory of the Soviet Union]. Kazan, Izd. Kazan. Univ., 1977, pp. 25–52. (in Russian)
16. Gialanella P.R., Heller F., Haag M., Nurgaliev D., Borisov A., Burov B., Jasonov P., Khasanov D., Ibragimov S., Zharkov I. Late Permian magnetostratigraphy on the eastern Russian platform. *Geol. Mijnbouw*, 1997, vol. 76, no. 1, pp. 145–154. doi: 10.1023/A:1003114003686.
17. Balabanov Yu.P., Minikh M.G., Minikh A.V. Kiama–Illavarra reversal in the reference section of Biarmian–Tatarian boundary deposits of Permian in Monastery Ravine. *Materialy Vtoroi Vseros. konf. "Verkhni paleozoi Rossii: Stratografiya i fatsial'nyi analiz"*. [Proc. 2nd All-Russ. Conf.: Upper Paleozoic of Russia: Stratigraphy and Facial Analysis]. Kazan, Izd. Kazan. Univ., 2009, pp. 168–169. (In Russian)
18. Nurgaliev D.K., Silantiev V.V., Nikolaeva S.V. (Eds.) Type and Reference Sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama River Regions. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan, Kazan Univ. Press, 2015. 208 p.
19. Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Khasanova N.M., Nizamutdinov N.M., Trifonov A.A. Red paleosols in the key sections of the Middle and Upper Permian of the Kazan Volga region and their paleoclimatic significance. *Paleontol. J.*, 2015, vol. 49, no. 10, pp. 1150–1159. doi: 10.1134/S0031030115110064.
20. Arefiev M.P., Silantiev V.V. Sedimentological and geochemical criteria for the determination of cyclicity in the reference section of Urzhumian and Severodvinian stages “Monastyrskii ravine” (Kazan Volga region). *Materialy 10 Ural'skogo litologicheskogo soveschaniya "Virtual'niye i real'niye litologicheskiye modeli"* [Proc. 10th Uralian Lithological Conf.: Virtual and Real Lithological Models]. Ekaterinburg, Inst. Geol. Geokhim. Ural. Otd. Ross. Akad. Nauk, 2014, pp. 18–20. (In Russian)
21. Khaziev R.R., Krinari G.A., Nurgalieva N.G., Gareev B.I., Batalin G.A. Some aspects concerning the formation of clayey sediments of the Urzhumian stage by the geochemical data on the reference section. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, 2015, vol. 157, no. 2, pp. 106–117. (In Russian)
22. Frolov V.T. Lithology. Handbook. Vol. 3. Moscow, Izd. Mosk. Univ., 1995. 352 p. (In Russian)
23. Retallack G.J. Paleosols and Applications. *Field Recognition of Paleosols*. Reinhardt J., Sigleo W.R. (Eds.). *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1988, art. 216, pp. 1–21. doi: 10.1130/SPE216-p1.
24. Mack G.H., James W.C., Monger H.C. Classification of paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1993, vol. 105, no. 2, pp. 129–136. doi: 10.1130/0016-7606(1993)105<0129:COP>2.3.CO.
25. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 1982, vol. 299, pp. 715–717. doi: 10.1038/299715a0.
26. Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol.*, 2014, vol. 363, pp. 56–75. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.027.
27. Blott S. J., Pye K. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Processes Landforms*, 2001, vol. 26, no. 11, pp. 1237–1248. doi: 10.1002/esp.261.
28. Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Tex., Hemphill Publ. Co., 1980. 184 p.



29. Shvanov V.N. Petrography of Sandy Rocks (Composition, Systematization, and Description of Mineral Classes). Leningrad, Nedra, 1987. 269 p. (In Russian)
30. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary-rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 1995, vol. 23, pp. 921–924. doi: 10.1130/0091-7613.
31. Letnikova E.F., Veshcheva S.V., Proshenkin A.I., Kuznetsov A.B. Neoproterozoic terrigenous deposits of the Tuva-Mongolian massif: Geochemical correlation, sourcelands, and geodynamic reconstruction. *Russ. Geol. Geophys.*, 2011, vol. 52, no. 12, pp. 1662–1671. doi: 10.1016/j.rgg.2011.11.013.
32. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 1983, vol. 91, no. 6, pp. 611–627.
33. Soreghan G.S., Soreghan M.J., Hamilton M.A. Origin and significance of loess in Late Paleozoic western Pangaea: A record of tropical cold. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2008, vol. 268, no. 3, pp. 234–259. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.03.050.
34. Sweet A.C., Soreghan L.S., Sweet D.E., Soreghan M.J., Madden A.S. Permian dust in Oklahoma: Source and origin for Middle Permian (Flowerpot-Blaine) redbeds in Western Tropical Pangaea. *Sediment. Geol.*, 2013, vols. 284–285, pp. 181–196. doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.12.006.
35. Giles J.M., Soreghan M.J., Benison K.C., Soreghan G.S., Hasiotis S.T. Lakes, loess, and paleosols in the Permian Wellington Formation of Oklahoma, U.S.A.: Implications for paleoclimate and paleogeography of the Midcontinent. *J. Sediment. Res.*, 2013, vol. 83, no. 10, pp. 825–846. doi: 10.2110/jsr.2013.59.
36. Foster T.M., Soreghan G.S., Soreghan M.J., Benison K.C., Elmore R.D. Climatic and paleogeographic significance of eolian sediment in the Middle Permian Dog Creek Shale (Midcontinent U.S.). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2014, vol. 402, pp. 12–29. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.02.031.
37. Lopez M., Gand G., Garric J., Körner F., Schneider J. The playa environments of the Lodève Permian basin (Languedoc-France). *J. Iberian Geol.*, 2008, vol. 34, no. 1, pp. 29–56.
38. Obrist-Farner J., Yang W. Implications of loess and fluvial deposits on paleoclimatic conditions during an icehouse–hothouse transition, Capitanian upper Quanzijie low-order cycle, Bogda Mountains, NW China. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2016, vol. 441, part 4, pp. 959–981. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.10.041.
39. Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Sci. Rev.*, 2014, vol. 128, pp. 93–104. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.10.013.
40. Naugolnykh S.V. Climate in the Epochs of Major Biospheric Transformations. *Paleopochvy permi i rannego triasa* [Paleosols of the Permian and Early Triassic]. Semikhatov M.A., Chumakov N.M. (Eds.). Moscow, Nauka, 2004, pp. 221–229. (In Russian)
41. Gibbs M.T., Rees P.M., Kutzbach J.E., Ziegler A.M., Behling P.J., Rowley D.B. Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments. *J. Geol.*, vol. 110, no. 1, pp. 33–55. doi: 10.1086/324204.
42. Parrish J.T. The Permian of Northern Pangea. *Geologic Evidence of Permian Climate*. Scholle P.A., Tadeusz M.P., Ulmer-Scholle D.S. (Eds.). London, Springer-Verlag, 1995, pp. 53–61.

**Для цитирования:** Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кротова Т.В., Выборнова И.Б. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2016. – Т. 158, кн. 4. – С. 548–568.

**For citation:** Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Gareev B.I., Batalin G.A., Urazaeva M.N., Kropotova N.V., Vybornova I.B. Paleogeography of accumulation of the Middle-Upper Permian red mudstones in the Kazan Volga Region. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*, 2016, vol. 158, no. 4, pp. 548–568. (In Russian)