

## СТРАТИГРАФИЯ РАННЕВАЛДАЙСКОГО ИНТЕРВАЛА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ (МИС 5d-4)

С.А. Сычева, Т.Г. Григорьева, П.Р. Пушкина

*Институт географии РАН. Старомонетный пер., 29. г. Москва. 119017. Россия sychevasa@mail.ru*

Ранний валдай на Русской равнине, как в ледниковой, так и перигляциальной зоне, является сложно структурированным интервалом. Он включает два интерстадиала: кукуевский (МИС 5с) и стрелецкий (МИС 5а), когда формировались палеопочвы, и три стадиала: сеймский (МИС 5d), млодательский (МИС 5b) и селиходворский (МИС 4), когда накапливались педоседименты и отложения другого генезиса; были эпизоды многолетней мерзлоты. Для сеймского и млодательского слоев получены ОСЛ-даты:  $115 \pm 7$  тыс. л.н. и  $91 \pm 1$  тыс. л.н. соответственно. Зона сплошной многолетней мерзлоты установилась на Среднерусской возвышенности в конце раннего валдая – в селиходворский стадиал (МИС 4). В кукуевский и стрелецкий интерстадиалы образовались одноименные палеопочвы, с которыми были связаны горизонты глубокого сезонного промерзания. Установлено, что палеоландшафты времени формирования этих почв представляли собой лесостепи, климат был более континентальный, чем современный. В конце интерстадиалов обе почвы пережили кратковременную стадию лесного почвообразования, почвы которой наложились на уже сформированный черноземовидный (для стрелецкой почвы) или луговой (для кукуевской почвы) профиль. Продолжительность развития ранневалдайских почв была меньшей (3–7 тыс. лет), чем межледниковой рышковской палеопочвы (12–15 тыс. лет). Проведена корреляция стратиграфических подразделений раннего валдая Русской равнины с западноевропейскими подразделениями этого интервала.

**Ключевые слова:** ранний валдай, интерстадиал, палеопочвы, ОСЛ-даты, Среднерусская возвышенность, криогенный горизонт, лесостепь, стратиграфия.

### Введение

Для перигляциальной и древнеледниковой областей Восточно-Европейской равнины события первой половины позднего плейстоцена, коррелируемой с морским изотопно-кислородными стадиями (МИС) 5d-4, не нашли детального отражения в известных отечественных стратиграфических схемах: МСК (Межведомственного стратиграфического комитета) [Стратиграфический..., 2006; Шик, Заррина, Писарева, 2006] и А.А. Величко с коллегами [Величко, Грибченко, Губонина и др., 1997; Величко, Морозова, Писарева, Фаустова, 2013]. Этому интервалу в лессовых районах Русской равнины соответствуют два уровня лесса (севский или внутримезинский и хотылевский), крутицкая почва, смоленский криогенный горизонт с фазами а и б (перед развитием крутицкой почвы и в последующее похолодание МИС 4). Схема создана на основании изучения плакорных лессово-почвенных разрезов и практически не ме-

нялись в течении последних 40 лет [Величко, 1969; Величко и др., 1997, 2004; Динамика, 2002].

Для ледниковых районов Восточно-Европейской равнины этого интервала разработана более детальная стратиграфия, включающая два интерстадиала и три стадиала (табл. 1) [Арсланов, 1987; Заррина, Краснов, Малаховский, Спиридонова, 1989].

В лессах Украины, Западной и Центральной Европы в ранневалдайское время (Early Weichselian) большинство исследователей выделяют 3–4 похолодания и 2–3 потепления – интерстадиалы амерфорт+бреруп (сен-жермен 1) и одерраде (сен-жермен 2), во время которых образовывались палеопочвы, имеющие местные названия [Герасименко, 2004; Gerasimenko, 2000; Frechen and et al., 2001; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Kukla, Koci, 1972; Pécsi, Richter, 1996; Terhorst, 2011, 2014; Van Vliet-Lanoë, Langohr, 1981; Zöllner, Oches, McCoy, 1994 и др.]. С чем связано такое противоречие и как его преодолеть?

Таблица 1. Корреляция стратиграфических схем первой половины позднего плейстоцена ледниковых и лессовых районов Восточно-Европейской равнины

Региональная унифицированная схема Европейской части			Арсланов, 1987, Зарина и др., 1989	Величко и др., 1997		Сычева и др., 2007, Сычева, 2012		М И С		
Раздел/ Звено	Над-горизонт	Горизонт	Ледниковые районы	Лессы и почвы внеледниковых районов	Криогенные горизонты внеледниковых районов	Лессы и почвы внеледниковых районов	Криогенные горизонты внеледниковых районов			
Поздний плейстоцен		Нижневалдайский (калининский)	Кругловское похолодание и оледенение	Хотылевский	Смоленская фаза «б»	Селиховодворский Лесс	Селиховодворский	4		
			Круглицкий межстадиал (Ионенис 2)	Мезинский комплекс	Круглицкая почва	Стрелецкая 75–80	Тускарский Лесс	Тускарский	5a	
			Похолодание						Кукуевская 95–100	5b
			Тосненский межстадиал Ионенис 1			Севский	Смоленская фаза «а»	Сеймский Педоседимент	Сеймский	5c
			Кругловское похолодание							5d
Микулинский	Микулинское межледниковье	Салынская	Рышковская почва или педолитокомплекс: 3–4 почвы. 130–117 тыс		5e					
Средний плейстоцен	Днепровский	Московский	Оледенение	Лесс	Московский	Лесс	Московский	6		

Прежде всего, различия в детальности стратиграфических схем связано с жесткой установкой А.А. Величко и его последователей в том, что только плакорные разрезы, расположенные на высоких поверхностях (водоразделах, верхних частей склонов, высоких древних террасах), ни в коем случае не склоновые или палеодепрессивные, пригодны для решения этой задачи. Эта установка связана с твердым убеждением многих исследователей, что лессы имеют преимущественно эоловое происхождение, и на плакорах почвы перекрываются новыми порциями лессов и не переоткладываются в отличие от почв склонов и депрессий.

Однако существуют и уже давно изучаются отложения и палеопочвы этого времени в разрезах склонов и погребенных московско-микулинских палеоформ [Сычева, 1997, 2003б; Беляев, Григорьева, Сычева, Шеремецкая, 2008; Григорьева, Сычева, Беляев, Шеремецкая, 2012; Сычева, Гунова, 2003, 2004 и др.]. Палеоврезы этого возраста широко развиты на возвышенностях Восточно-Европейской равнины – на междуречьях Днепра, Волги и Дона [Галицкий, 1962; Скоморохов, 1982; Шанцер, 1935 и др.] и

других территориях. Московско-микулинские палеоформы – это, как правило, фрагменты погребенных малых эрозионных форм (оврагов, ложбин, балок, малых водотоков) или депрессии другого генезиса. Они занимают стратиграфическое положение между днепровско-московским и валдайским лессами [Сычева, 1996, 1997, 2003б, 2006]. Хорошо сохранившаяся и легко узнаваемая рышковская почва (аналог салынской палеопочвы схемы А.А. Величко с соавторами [1997]) сформирована в микулинское межледниковье. Она широко развита на склонах и в днищах погребенных палеоформ и является главным репером (геосолю) позднего плейстоцена. Рышковская палеопочва позволяет очертить границы микулинского межледниковья, отделив его от заключительных этапах московского оледенения и начальных этапов валдайского оледенения, когда стали накапливаться отложения, заполняющие депрессии. Отложения первой половины позднего плейстоцена в палеоврезах достигают значительной мощности (6–7 м), как в опорном разрезе и геологическом памятнике в Александровском карьере Курской области, где проводились наши исследования.

**Цель работы** – охарактеризовать строение субэразальных отложений Среднерусской возвышенности первой половины валдайского оледенения.

**Объектом** наших исследований явились ранневалдайские отложения и палеопочвы в запово-

нении московско-микулинского палеовреза, представленного в стенках Александровского карьера (рис. 1). Карьер, по добыче сырья для производства кирпичей, расположен в 10 км к югу от г. Курска. Благодаря многолетним исследованиям



Рис. 1. Местоположение опорного разреза и памятника геологии в Александровском карьере

одного из авторов, данный объект не только является опорным разрезом позднего плейстоцена, но в силу своей уникальности объявлен памятником геологии регионального значения [Сычева, Шеремецкая, Григорьева и др., 2013].

### Подходы и методы исследования

Основными реперами для стратиграфического подразделения субаэральных отложений и индикаторами палеоэкологических условий в почвенно-седиментационных толщах кроме биотических (зоо-, фитоостатков), которые не всегда сохраняются, являются палеопочвы, следы мерзлоты и других деформаций, формы рельефа, коррелятные отложения, обладающие диагностируемыми текстурными характеристиками [Величко, Грибченко, Губонина и др., 1997; Герасименко, 2004; Глушанкова, 2008; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Сиренко, 1977; Сычева, 1978, 1998, 2012; Холмовой, Лаврушин, Шпуль, 2007 и др.]. Поэтому, ведущим подходом при изучении педоседиментационных архивов является комплексное исследование, включающее палеопедологический, палеогеоморфологический, палеокриолитогенный, палинологический анализы.

Необходимыми условиями для формирования почв являются относительная стабильность поверхности (скорости почвообразования должны превышать скорости осадконакопления) и благоприятные климатические факторы для поселения растительности (закрепления поверхности, образования, накопления гумуса и др.) на протяжении относительно длительного времени, достаточного для формирования дифференцированного на горизонты почвенного профиля (от тысячи до нескольких тысяч лет). Погребенные почвы, таким образом, фиксируют наиболее устойчивые этапы рельефообразования и благоприятные биоклиматические условия (теплые полуциклы разнопериодных климатических колебаний) по сравнению с нестабильными условиями, когда высокие скорости осадконакопления подавляли почвообразование и накапливались субаэральные или субаквальные отложения [Сычева, 2008].

Следы мерзлотных процессов, проявившиеся в изменение в специфических нарушениях первоначального залегания слоев и создание особых посткриогенных текстур, однозначно отражают наиболее неблагоприятные обстановки (холодные полуциклы разнопериодных климатических ритмов: не только оледенений, стадиялов, но и внутримежледниковых похолоданий) [Данилова, Баулин, 1973; Нечаев, 1981; Попов, 1967]. Термокарстовые и эрозионные формы рельефа: западины, промоины, ложбины, делли, овраги, балки и

отложения в их заполнениях – индикаторы нестабильных условий переходных периодов от холодных к теплым или от теплых к холодным [Величко, Нечаев, 1999; Воскресенский, 2001].

Для решения задачи детализации ландшафтно-климатических событий в прошлом лессово-почвенные архивы плакоров в значительной степени проигрывают по сравнению с почвенно-седиментационными архивами трансаккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов (склонов, палеодепрессий или палеоврезов). Это объясняется тем, что информация в плакорных разрезах сжата – несколько событий фиксируется в одном объеме породы, где профили разновозрастных почв наложены или даже совмещены друг с другом. В заполнениях палеоврезов палеопочвы отделены друг от друга отложениями, образуя книгоподобные записи (педолитокомплексы) [Сычева, 2008]. Палеоэкологическая и климатическая записи в этом случае наиболее полны, а их расшифровка более достоверна и проста.

Основными диагностическими показателями, используемыми для установления диагностики палеопочв, являются: строение почвенного профиля, особенности органического вещества (тип гумуса, оптические свойства гуминовых кислот), закономерности распределения основных компонентов вещественного состава, сочетание устойчивых признаков мезо- и микростроения в генетических горизонтах и в профиле палеопочв [Герасименко, 2004; Глушанкова, 2012; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Сиренко, 1977; Сычева, 1978, 1998 и др.].

Специфика условий плейстоценового педогенеза, почти полное отсутствие современных аналогов, особенно для почв интерстадиальных и межфазиальных потеплений, неполнота данных о факторах древнего почвообразования предоставляют возможность лишь в отдельных случаях (для межледниковых почв) диагностировать ископаемые почвы до уровня типа или подтипа современных почвенных классификаций [Глушанкова, 2012; Морозова, 1981].

Диагностирование почв в основном сводится к выявлению результатов элементарных почвенных процессов (по И.П. Герасимову, [1973]) и их сочетаний. В связи с этим возникают определенные терминологические трудности. Названия ископаемых почв, в значительной мере условны и не свидетельствуют о полной аналогии древних почв современным почвенным типам с близкими названиями.

Для лучшего понимания морфогенетических характеристик палеопочв и диагностики элементарных почвенных процессов (ЭПП) кроме основного полевого макроморфологического опи-

сания в лаборатории было проведено детальное мезоморфологическое описание штурфов – больших образцов ненарушенного строения размером 20×10×10 см.

Палеокриолитологическое исследование палеопочв и разделяющих отложений, включающее макроморфологическое изучение криогенных образований и микроморфологическое исследование текстур в шлифах, характеризует переходные и холодные фазы климатических ритмов (оледенения, стадиалы, похолодания).

Палеокриогенные образования имеют свои аналоги в современной криолитозоне, приуроченные к ее областям с разными климатическими условиями. Особое палеогеографическое значение придается псевдоморфозам по ПЖЛ (повторно жильные льды) [Попов, 1960; Бердников, 1976; Величко, 1969; Нечаев, 1981; Мельников, Спесивцев, 2000]. Размеры, форма псевдоморфоз, характер границ, вмещающих и заполняющих весьма специфичны, что делает их хорошо узнаваемыми при полевых исследованиях. Псевдоморфозы по ПЖЛ отражают наиболее суровые климатические условия, так как в настоящее время развиты в северной части зоны многолетнемерзлых пород, где температура грунтов опускается до  $-3^{\circ}$  и ниже [Каплина, Романовский, 1960]. Если эти криогенные образования, встречаются в разрезах, то можно уверенно говорить о существовании в прошлом сплошного распространения многолетней мерзлоте.

Размеры псевдоморфоз (вертикальные и размер полигонов) прямо отражают климатические и мерзлотные показатели. Крупные деформации: котлообразные псевдоморфозы, большие клиновидные структуры, несомненно, образовались в зоне сплошной мерзлоты, более мелкие клинья – в условиях прерывистой и островной мерзлоты [Данилова, Баулин, 1972; Каплина, Романовский, 1960; Москвитин, 1960; Конищев, Рогов, 1999 и др.].

Пятна-медальоны встречаются в северных областях прерывистой мерзлоты [Мельников, Спесивцев, 2000]. Увеличение размеров пятен показывает нарастание суровости климатических условий. Льдогрунтовые жилы характерны для островной мерзлоты.

Первично грунтовые жилы развиваются в пределах сезонного промерзания и не связаны с многолетнемерзлыми породами. Они обладают рядом диагностических признаков, но схожи с трещинами усыхания, так те и другие распространены в одних и тех же районах криолитозоны. Грунтовые жилы наиболее широко распространены в областях глубокого промерзания, также встречаются в подзонах прерывистой мерзлоты, и имеют смешанное происхождение (могут формироваться в

определенные моменты как трещины усыхания). Мелкополигональные клиновидные структуры, нарушающие почвы на глубину не более 30–40 см, характеризуют условия глубокого сезонного промерзания вне зоны многолетнемерзлых пород.

Солифлюкционные образования (террасы, слои, линзы) формируются на склонах в условиях многолетнемерзлых пород, когда есть хотя бы небольшой уклон, позволяющий течь водонасыщенному грунту по мерзлоте слою [Мельников, Спесивцев, 2000]. Другие аструктурные пластичные деформации: складки, петли, инволюции формируются в условиях сезонно-талого слоя, зажатого между многолетнемерзлыми породами и слоем сезонного промерзания. Аструктурные деформации характерны для более гумидных условий в области многолетней мерзлоты.

Важными криогенными индикаторами пегригляциальных условий в период деградации многолетней мерзлоты являются эрозионно-термокарстовые формы: овраги, делли, западины.

Текстурный анализ отложений позволяет подразделить процессы рельефообразования, и в том числе осадконакопления во времени, выявить их последовательности. На основной процесс отложения или удаления осадка непосредственно указывают как доседиментационные, возникшие посредством процессов денудации, так и синседиментационные текстуры, образовавшиеся в результате аккумуляции [Ботвинкина, 1965; Селли, 1981; Справочник по литологии, 2008]. Остальные текстуры дают представление об условиях среды осадконакопления (первичные, вторичные текстуры и текстуры смешанного типа) и процессов преобразования осадка (постседиментационные текстуры), через которые в свою очередь можно выйти на процесс образования осадка.

Для выявления процессов, создающих ту или иную осадочную толщу, формирующуюся на определенном этапе развития балочной формы, учитываются доседиментационные (эрозионные контакты и пр.) и синседиментационные (флювиальные косослоистые пачки и пр.) текстуры. Первичные, вторичные и смешанные текстурные признаки накладываются на уже образованный осадок (ходы корней, землероев, солифлюкционные складки, следы растрескивания). Происхождение постседиментационных текстур выясняется при анализе вышележащих толщ, после чего выбирается та толща, к которой они приурочены. Такие текстуры указывают в основном на обстановку преобразования осадка и отражают температурно-влажностные характеристики и их динамику.

На основе текстурного анализа сделаны выводы о тенденциях развития различных экзогенных процессов, изменения температурно-влажностных

характеристик грунта и нестабильности климатических условий в целом на рубеже микулинского межледниковья и раннего валдая. Рассмотрены и систематизированы текстурные признаки каждого этапа на макро- и микроуровне.

Проведено микроскопическое изучение текстурных особенностей ранневалдайских отложений, заполняющих погребенные врезы. Совместное изучение текстур отложений как на макро-, так и на микроуровне позволяет получить значительно более подробную информацию об условиях формирования отложений. Макротекстуры прежде всего указывают на первичный процесс образования осадка, в то время как микротекстуры по большей мере отражают его вторичные изменения, в частности ландшафтно-климатические условия среды осадконакопления. Изучение микротекстур может особенно успешно применяться при изучении слоистости, так как позволяет изучать характер сортировки частиц разной размерности, создающих те или иные слоистые текстуры.

Изучение почвенно-седиментационной толщи московско-микулинского палеовреза велось в искусственных обнажениях стенок карьера (шурфах и зачистках). Основным был вертикальный шурф глубиной более 10 м (в статье приводятся результаты исследования толщи от средневалдайской александровской палеопочвы до межледниковой рышковской палеопочвы) и прилегающая к нему горизонтальная зачистка размером 10×5 м. Шурф и зачистка заложены практически в центральной (притальвежной) части погребенной балки, которые наиболее полно отражают характер и дифференциацию текстурных признаков отложений во времени и пространстве и где наилучшая сохранность палеопочв в заполнении палеовреза.

### Материалы исследования

Изученная балочная форма заложилась в конце московской стадии днепровского оледенения, пройдя стадию перигляциального оврага [Беляев, Григорьева, Сычева, Шеремецкая, 2008; Сычева, 2003 б, 2006]. В микулинское межледниковье палеоформа была относительно стабильна, о чем свидетельствует хорошо развитая рышковская палеопочва на склонах, мощностью 1,2-1,8 м и трехметровый одноименный педолитокомплекс в днище балки (рис. 2) [Сычева, 1998; Сычева, Шеремецкая, Григорьева; Sycheva, 2000]. В погребенной балочной форме сверху вниз выделяются следующие слои (рис. 3):

1. Голоценовый типичный или выщелоченный чернозем мощностью 150–170 см.

2. Поздневалдайский буровато-палевый лесс мощностью 50–80 см.

3. Брянская интерстадиальная палеопочва: *A1-Bca-Bg-Cg* – перигляциальная лесостепная дерново-карбонатная мерзлотно нарушенная почва. Мощность – 60–80 см до 110 см. Ее радиоуглеродный возраст – 33140±230 BP или 37620±670 cal BP (Ki-8211).

3а. Тускарский оглееный лесс развит над днищем палеобалки. Мощность 30–50 см. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. <sup>14</sup>C-даты, полученные по коллагену костей: 39710±580 BP или 43600±640 cal BP, 40200±420 BP или 43870±670 cal BP (Ki-10868).

4. Александровская интерстадиальная палеопочва: *A1-Bg-Cg* – лесостепная влажно-луговая почва, нарушена солифлюкцией. Мощность – 40–60 см. <sup>14</sup>C-возраст почвы – 49500±520 BP или 53740±2120 cal BP (Ki-15275).

4а. Селиховодворский слой – педоседимент стрелецкой палеопочвы с котлообразными псевдоморфозами, разбивающими стрелецкую и кукуевскую палеопочвы. Мощность 10–70 см.

5. Стрелецкая интерстадиальная палеопочва: *A1-ABca-BC* – лесостепная лугово-черноземная с гумусовыми языками. Мощность – 60 см, с педоседиментом – 70–130 см.

5а. Млодатьский слой – педоседимент кукуевской палеопочвы. Мощность 10–25 см.

6. Кукуевская интерстадиальная палеопочва: *A1-BC* – лесостепная черноземно-луговая почва с гумусовыми языками. Мощность – 20–25 см, с педоседиментом – 30–50 см.

7. Сеймские ранневалдайские солюфлюкционно-делювиальные суглинки. Мощность 300–400 см.

8. Рышковская палеопочва микулинского межледниковья. В днище палеобалки это – сложная циклично построенная почвенно-седиментационная толща, включающая 3–4 почвенные профиля: *Ao-A11-E1g-A12E-E2p-A1Vt-Vt-BC*, мощностью 150–180 см до 340 см. На склонах развита погребенная лесная почва – аналог современных текстурно дифференцированных дерново-подзолистых почв (альбеловисолей): *A1-E-Vt-BC* мощностью от 100 до 200 м.

9. Московский лесс – палевый легкий суглинок, карбонатный.

### <sup>14</sup>C- и ОСЛ-даты палеопочв и отложений и сопоставление с МИС

Особый интерес для данной публикации представляют отложения (слой 7), непосредственно связанные с началом заполнения балки в конце микулинского межледниковья – начале ранневалдайского похолодания (сеймский педоседимент или слой 7, рис. 2, 3). Сеймский педоседимент

– продукты последовательного разрушения и переотложения материала различных горизонтов рышковской почвы микулинского межледниковья (рис. 4). Он занимает стратиграфическое положение внутримезинского (севским) лесса схемы А.А. Величко [Величко и др., 1997], возраст которого не определен. В плакорных разрезах Русской равнины (вне палеоврезов и склонов) севский лесс в чистом виде, практически, не встречается.

Кроме того, объектами нашего исследования явились ранневалдайские палеопочвы: кукуевская (слой 6) и стрелецкая (слой 5), разделяющий их млодательский лесс (слой 5а) и перекрывающий стрелецкую почву селиховодворский лесс (слой 4а) (рис. 5, 6, 7). Почвы образовались в течении двух интерстадиалов, следовавших за микулинским межледниковьем. На Среднерусской возвышенности ранневалдайские палеопочвы сохранились в особых условиях – в заполнениях погребенных московско-микулинских палеоврезов или на склонах современных балок (в прислонениях) [Скоморохов, 1982; Сычева, 1997, 2003а, 2008]. Датирование ранневалдайских почв невозможно как радиоуглеродным, а также оптически люминесцентными методами, поэтому мы выполнили датирование разделяющих почвы лессов.

Возраст сеймского лесса в его верхней части был определен с помощью ОСЛ-датирования как  $115 \pm 7$  ка лет [Сычева, Седов, Фрехен, Терхорст, 2015]. Полученная дата позволяет отнести образование сеймского слоя к первому ранневалдайскому похолоданию (МИС 5d). Для млодательского лесса, разделяющего кукуевскую и стрелецкую почвы получена ОСЛ-дата –  $91 \pm 1$  тыс. лет, подтверждающая ранневалдайский возраст почв и позволяющая отнести время его формирования к МИС 5b. Палеопочвы, таким образом, формировались в интерстадиалы, соотносимые с МИС 5с (кукуевская) и МИС 5а (стрелецкая). Они разбиты крупными псевдоморфозами по ПЖЛ, приуроченными к перекрывающему селиховодворскому лессу. Это дает основание приурочить образование селиховодворского лесса и криогенного горизонта в наиболее холодный стадиал раннего валдая – МИС 4.

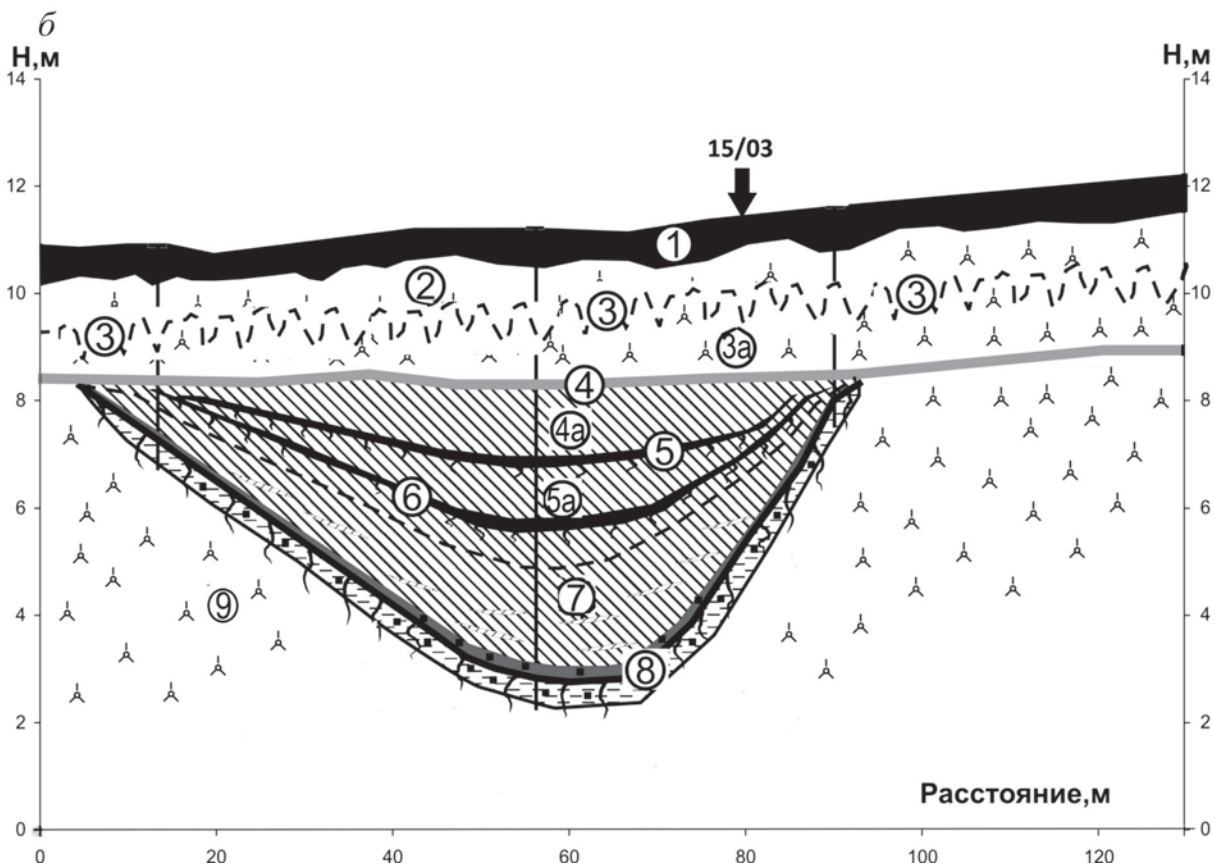
Полученная  $^{14}\text{C}$ -дата александровской палеопочвы –  $53740 \pm 2120$  cal BP вызвала необходимость пересмотра возраста почвы – отнесения ее к не ранневалдайскому, как мы считали ранее [Сычева, Гунова, 2003, 2004], а средневалдайскому времени [Сычева, Гунова, Симакова, 2007; Сычева, 2012]. Этот возраст был подтвержден ОСЛ-датой, полученной для перекрывающего александровскую почву тускарского лесса –  $50 \pm 3$  тыс. лет [Сычева, Седов, Фрехен, Терхорст, 2015]. Возраст селиховодворского лесса с учетом длительности

формирования александровской почвы не может быть моложе 58 тыс. лет.

Стратиграфическое положение почв, радиоуглеродные и ОСЛ – даты, морфотипические характеристики позволяют сопоставить их с теплыми стадиями кислородно-изотопной кривой океанических осадков: брянскую и александровскую – с МИС 3, стрелецкую – с МИС 5а, кукуевскую – с МИС 5с, рышковскую (микулинскую) – с МИС 5е [Сычева, Гунова, Симакова, 2007; Сычева, 2012; Сычева и др., 2015]. Разделяющие их лессы и другие отложения коррелируются со следующими МИС: поздневалдайский – с МИС 2, тускарский – с МИС 3, селиховодворский – с МИС 4, млодательский – с МИС 5b, сеймский – с МИС 5d, московский лесс – с МИС 6.

### *Морфологический анализ почв и отложений*

Вся ранневалдайская почвенно-лессовая толща разбита широкими клиновидными или котлообразными трещинами, начинающимися от верхней границы перекрывающего стрелецкую палеопочву делювия. Этот слой 4а (310–350 см) с криогенными деформациями, сложенный педоседиментом стрелецкой почвы, назван нами селиховодворский лессом с одноименном криогенным горизонтом (рис. 7) [Сычева, 2012]. Верхняя часть деформаций имеет ширину 40–60 см. К горизонтам А и В кукуевской почвы трещины сужаются до 5–10 см и проникают на глубину до 180–200 см, разбивая не только почву, но и проникают в сеймский слой, а на склонах палеобалки даже в слой 7 – рышковскую почву. При этом, проходя через кукуевскую почву, клинья частично аккумулируют гумус. По своему облику эти деформации отнесены нами к следам многолетней мерзлоты (псевдоморфозы по повторно-жильным льдам). Они отражают важное палеоэкологическое событие – сильное похолодание, произошедшее на границе раннего и среднего валдая, сопровождающееся установлением многолетней мерзлоты в регионе [Величко, Зеликсон, Борисова и др., 2004; Сычева, 2012]. Сохранились и другие признаки многолетней мерзлоты, связанные с этим этапом, в виде наклонной мерзлотной текстуры в нижележащем слое 5 (стрелецкая палеопочва) и слое 5а (млодательский лесс), образовавшейся после вытаивания шлиров льда (рис. 8). Селиховодворский криогенный горизонт, вероятно, является временным аналогом смоленского КГ, фазы «б» [Величко, Грибченко, Губонина и др., 1997]. На морозобойные трещины селиховодворского КГ наложились мелкие трещины, заполненные материалом из средневалдайского (тускарского) лесса [Сычева, 2012], залегающего над александровской почвой.



**Рис. 2.** Погребенная балка в Александровском карьере

а – общий вид, б – форма и схема строения отложений. Нумерация слоев см. в тексте: 1 – голоценовая почва, 2 – поздневалдайский лесс, 3 – брянская палеопочва, 3а – тускарский лесс, 4 – александровская палеопочва, 4а – селиховодворский лесс, 5 – стрелецкая палеопочва, 5а – млодательский лесс, 6 – кукуевская палеопочва, 7 – сеймский слой, 8 – рышковская палеопочва, 9 – московский лесс.

Под биноклем селиховодворский педоседимент (310–350 см) неоднороден: на общем охристо-коричневом фоне белесо-коричневые и черные пятна [Пушкина, Сычева, 2013]. На субгоризонтальных и субвертикальных поверхностях отмечаются карбонатные прожилки, мицелий, единичные нодулы, куколки, пятна, в мелких порах карбонаты представлены отдельными кристаллами, встречаются Fe-Mn примазки и округлые

конкреции. На субвертикальных поверхностях поры крупнее, чем на субгоризонтальных. Зерна кварца 0,2–0,4 см, чешуйки слюды. С уменьшением структурных отдельностей сохраняются карбонатный мицелий и карбонатные пятна (зарождающиеся конкреции), Fe-Mn конкреции и пятна, единичные зерна кварца; размер и количество пор уменьшается. Элементарный пед – орех, призма размером 2,5×1×1 см; 2×0,5×0,5 см.





**Рис. 3.** Строение позднеплейстоценовых отложений  
а – общий вид, б – схема разреза. Нумерация слоев см. в тексте и рис. 2.

Стрелецкая палеопочва разбита морозобойными трещинами из селиховодворского криогенного горизонта на отдельные блоки (рис. 7) [Пушкина, Сычева, 2013].

A1 350–370/20 см. Серо-коричневый, пылеватый средний суглинок, мелкопористый, уплотненный, структура призмочно-порошистая; вторичный мицелий, связанный с вышележащим лессом. Граница гумусовыми языками и трещинами.

Под бинокляром горизонт A1 коричнево-бурый, хорошо оструктурен, преобладают субвертикальные трещины, единичный карбонатный мицелий, силтана на субвертикальной поверхности. На субгоризонтальной поверхности много пор диаметром 0,5–1 мм. На меньших структурных порядках на субгоризонтальной поверхности поры до 2 мм в диаметре, глинистые кутаны по порам, силтана, количество которой уменьшается по горизонту. Единичные поры заполнены кристаллами кальцита. Элементарный пед – орех (1×1,3×0,9 см) и призма (1,5×0,5×1 см).

AB 370–388/18 см. Горизонт сохранился пятнами. Окраска неоднородная: буро-серые и палево-серые пятна, пылеватый средний суглинок, разнопористый, уплотненный, структура породная; отмечен вторичный мицелий, а также белесые силтаны и кутаны на поверхности педов, затеки гумуса.

В 370–410/40 см. Горизонт не однороден по цвету: светло-коричневый и желто-коричневый пятна, встречаются мелкие фрагменты горизонта А буровато-палевого цвета, пылеватый средний су-

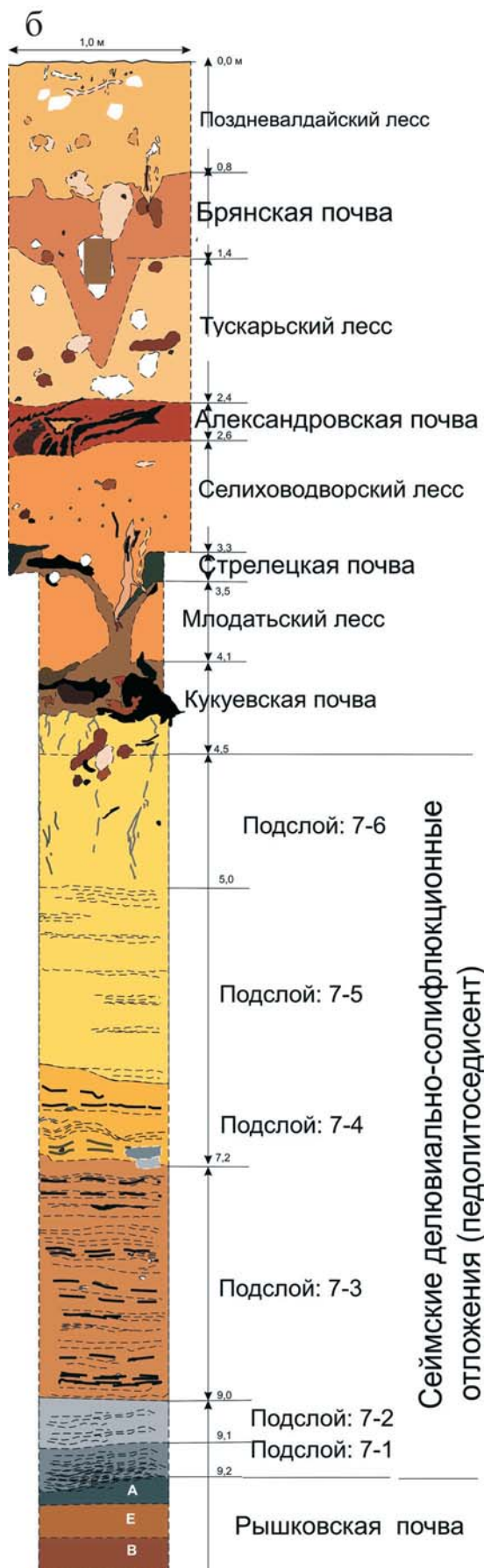
глинок, структура порошистая и мелкоореховатая, плотноватый, влажноватый; глинистые кутаны на поверхности педов. С глубины 390 см встречаются черные Fe-Mn примазки, тонкие глинистые кутаны не перекрывающие поры, силтана. Мелкие поры кутана заполняет полностью. Кроме кутан в крупных порах присутствует единичный карбонатный мицелий. Граница гумусовыми языками.

Под бинокляром горизонт В коричнево-желтый, светлее предыдущего. Отмечаются Fe-Mn потеки, пятна, плохо оформленные конкреции, единичные крупные поры, по стенкам пор Fe-Mn пленки. Силтана встречается на субвертикальных и субгоризонтальных поверхностях. С глубиной ее количество уменьшается. Цвет становится однородным – бурый. Элементарный пед – треугольные и квадратные призмы (4×3×2,5 см), орехи 1,5×1,5×0,5 см; 1,3×1×0,3 см.

Горизонты АВ и В сформированы на млодательском лессе. В них сохранилась нечеткая слоистость.

Млодательский лесс в основном является педоседиментом кукуевской почвы, образованный за разрушения и переотложения склоновыми процессами горизонтов этой палеопочвы. Он представлен буровато-серым средним суглинком, неоднородным, крупнослоистым, со слабо выраженной таблитчатой структуры, со значительным количеством скелетаны [Пушкина, Сычева, 2013].

Кукуевская палеопочва нарушена трещинами, проникающими из селиховодворского и млодатель-



ского лессов, и гумусовыми языками стрелецкой палеопочвы.

A1 420–448/28 см. На серо-коричневом фоне отмечаются светло-коричневые пятна, средний суглинок, плохо выраженной ореховато-порошистой структуры, много пор до 0,5 мм, уплотнен; присутствуют: силтана, черно-бурые Fe-Mn примазки, глинистые кутаны, покрывающие поры. В верхней части горизонта кутаны более светлые и менее мощные, чем в нижней части, где они темно-коричневые, почти черные (гумусово-глинистые) и покрывают поверхность педов. Присутствуют также глинистые бурые кутаны по порам.

Под бинокляром горизонт A1 – серо-коричневый с желто-коричневыми прожилками (затеки) и единичными темно-серыми Fe-Mn пятнами (диаметром 1,5–2 см), единичный карбонатный мицелий в нижней части горизонта, редкие Fe-Mn конкреции погружены в ВПМ. Глинистые кутаны отмечаются на поверхности пор, по ходам корней и мелким трещинам. На субвертикальных и субгоризонтальных поверхностях отмечается темно-коричневая гумусово-глинистая кутана. Кутаны часто перекрывает силтана. Присутствуют друзы и мелкие зерна гипса. Поры округлые и продолговатые, их мало, диаметр до 0,1 см. С глубиной исчезают Fe-Mn образования, количество силтаны и кутан сокращается, но они не исчезают полностью. Элементарные педы – зерна.

В 450–500/50 см. Желтовато-коричневый, структура комковато-порошистая, уплотнен; Fe-Mn примазки, силтаны, светло-коричневые глинистые кутаны, перекрывающие поры, поверхность крупных пор так же перекрыта глинистой кутаной.

Под бинокляром горизонт В желто-коричневый с темно-коричневыми пятнами и затеками, Fe-Mn прожилки и пятна – черные блестящие, внутри бурые, многочисленные мелкие Fe-Mn конкреции до 0,1 см в диаметре, прожилки карбонатов, единичный карбонатный мицелий, силтана, желто-коричневая глинистая кутана как на субвертикальных, так и на субгоризонтальных поверхностях. Иногда она перекрыта силтаной. На силтане иногда встречаются Fe-Mn примазки или карбонатный мицелий. Эта кутана сохраняется и на педях меньших порядков. Элементарный педы – зерна.

По сравнению со стрелецкой палеопочвой профиль кукуевской почвы менее дифференцирован, но ее гумусово-аккумулятивный горизонт мощнее и лучше сохранился (рис. 5).

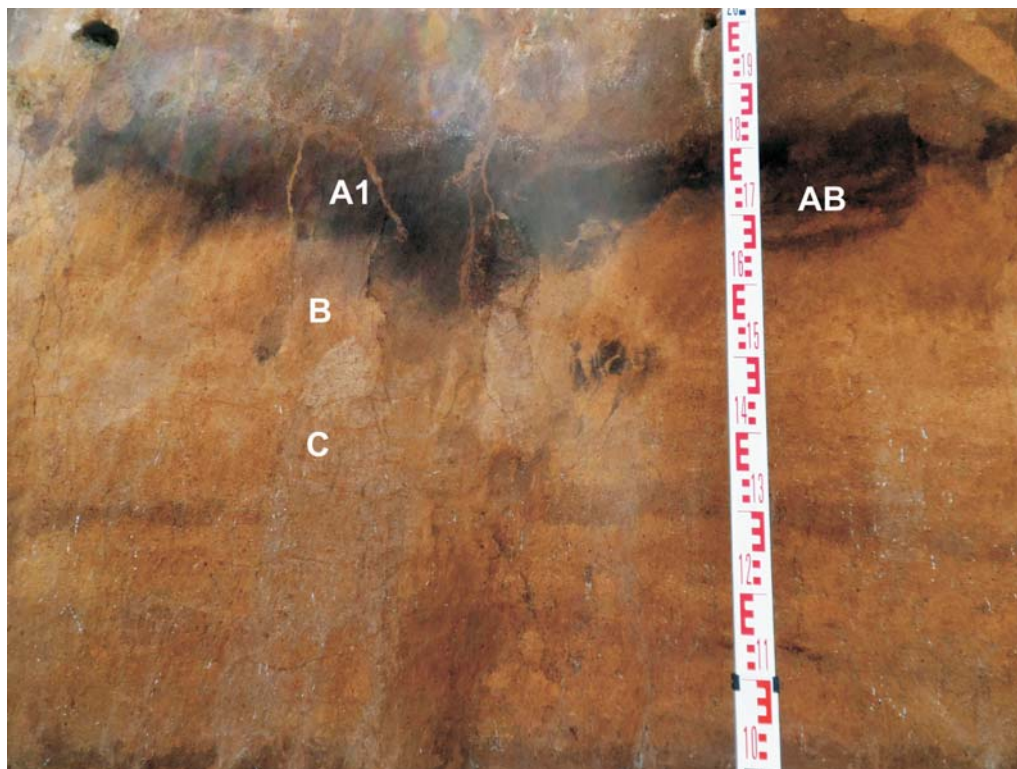
Сеймский горизонт (слой 7), перекрывающий межледниковую рышковскую почву, состоит из нескольких слоев (от 4 до 7 фаций), обладающих неоднозначными текстурными особенностями,



**Рис. 4.** Рышковская межледниковая палеопочва и ранневалдайский сеймский педоседимент  
 Нумерация слоев см. в тексте и рис. 2.



**Рис. 5.** Два уровня псевдоморфоз по ледяным жилам  
 Верхняя псевдоморфоза возникла после формирования стрелецкой почвы; нижняя заложена в кровле кукуевской почвы.



**Рис. 6.** Стрелецкая палеопочва.



**Рис. 7.** Псевдоморфозы по ледяным клиньям.

что свидетельствует, об их неоднозначном генезисе и закономерной смене экологических условий (табл. 2, рис. 4) [Григорьева, Сычева, Беляев, Шеремецкая, 2012].

По микроморфологическим данным, материал сеймского слоя, как и характерно для лессовидных суглинков, относительно однороден по гранулометрическому составу – преобладание пылеватых зерен, практически нет песчаных включений. В целом строение плазменно-пылеватое (более ярко выявляется для слоистой толщи заполнения (слои № 7-3, 7-4) с закономерным увеличением доли пылеватых частиц снизу-вверх) и пылевато-плазменное (приурочено к гумусированным прослоям – слои № 7-1, 7-2). Материал плотный, строение агрегатов выражено плохо, лишь для некоторых шлифов отмечено отчетливое округлое (для более рыхлых прослоев заполнения) строение. Новообразования встречаются в виде глинистых кутан, конкреций и нодулей в основном железистого и марганцевого состава (скопления приурочены в основном к почвенным горизонтам и продуктам их переотложения). Карбонатные новообразования представлены единичными пылеватыми включениями. В слоистой толще заполнения (слои № 7-2) наблюдается микрослоистость, выраженная сортировкой материала, хорошо наблюдаемая при скрещенных николях.

### Палинологические исследования

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен ранее для ранневалдайской толщи притальвеговой части склона московско-микулинской балки [Сычева, Гунова, 2003. 2004]. Образцы отбирались из генетических горизонтов кукуевской и стрелецкой палеопочв и разделяющих их отложений. Частота отбора образцов позволила получить общие представления о характере растительного покрова в периоды формирования исследуемых погребенных почв и разделяющих отложений.

В спорово-пыльцевом спектре образца, взятого из сеймского педоседимента, непосредственно перекрывающего рышковскую почву – из слоя 7-1 (глубина 7,9–8,0 м), первенствует пыльца березы древовидной (до 69%). Пыльца широколиственных пород представлена единичными зёрнами. Здесь же отмечается пыльца кустарничковых форм березы (*Betula sect. Fruticosa*), холодолюбивый вид плауна *Selaginella selaginoides*. Содержание пыльцы травянистых растений невелико (16%). Спорово-пыльцевой спектр носит смешанный характер.

В спорово-пыльцевом спектре образца, соответствующем переотложенному материалу горизонтов E и AY рышковской почвы (слой 7-2), в общем составе доминирует пыльца трав (51%).

Таблица 2. Текстурные особенности нижней части заполнения погребенной балки (слой 7 – сеймский педоседимент) и их интерпретации

	Слой 7-1	Слой 7-2	Слой 7-3	Слой 7-4
Макротекстуры	Субгоризонтальная волнистая слоистость	Субгоризонтальная волнистая слоистость, отдельные косостонные пачки	Горизонтальная, линзовидная, косяя слоистость, мелкие эрозийные формы, текстуры течения: солифлюкционные языки и др.	Отдельные горизонтальные прослои и линзы, элементарные жилы
Микротекстуры	Субгоризонтальная слоистость, выраженная микрозональностью компонентов грунта, железистые кольца и нодули с резкими краями	Субгоризонтальная слоистость, выраженная микрозональностью компонентов грунта, окатыши вдоль слоевых контактов	Субгоризонтальная и косяя слоистость, выраженная микрозональностью компонентов грунта, слои, имеющие микростроение горизонта Vt микулинской почвы, окатыши	Дифференциация пылеватых зерен по трещинам и шлирам, обломки глинистых кутан, кольцевая группировка скелета и плазмы
Процессы и явления	Делювиальные Выпадение железистых соединений из раствора	Делювиальные (заметна роль струйчатого смыва), Солифлюкционные,	Солифлюкционные, делювиальные (велика роль струйчатого смыва), пролювиальные	Температурно-влажностное растрескивание грунта, морозная сортировка, делювиальные
Климатические условия	Умеренные, влажные (окислительные условия)	Холодные, умеренно влажные	Холодные, от умеренно влажных до умеренно сухих	Наиболее суровые: холодные и сухие
Связь с климатическим ритмом	Похолодание, конец микулинского межледниковья	Похолодание, начало ранневалдайского стадиала	Похолодание, ранневалдайский стадиал	Пик первого ранневалдайского похолодания, стадиал

Преобладает разнотравье (72%), в основном представленное пылью семейств *Apiaceae* и *Polygonaceae*. Пыльца злаков (*Poaceae*) составляет 21%. В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы (до 74%). Описанный палиноспектр характеризует, скорее всего, растительность склонов и днища балки.

Спорово-пыльцевые спектры образцов, отобранных из горизонтов АУ и В кукуевской почвы довольно близки. В общем составе господствует пыльца древесных пород (53–60%), среди которой превалирует пыльца березы (67–77%). Содержание пыльцы сосны не превышает 25%. Пыльца травянистых растений на 40–58% состоит из пыльцы мезофильного разнотравья (семейства астровых, цикориевых, гречишных, гвоздичных и др.). Высоко участие пыльцы злаков (40–44%). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров из образца горизонта АВ, господствовали лесостепные ландшафты. Березовые и сосново-березовые группировки чередовались с разнотравными и злаково-разнотравными сообществами. Присутствие в спектре, соответствующем горизонту АУ, пыльцы ели, ольхи, осок, свидетельствует о более гумидных условиях в период формирования этого горизонта.

Палинологически охарактеризованы горизонты АВ и АУ стрелецкой данной почвы. В общем составе образца, взятого из горизонта АВ, преобладает пыльца трав (66%). Господствует пыльца злаков (42%) и разнотравья (38%). Пыльца древесных растений представлена в основном пылью березы (51%) и сосны. Встречена пыльца дуба (9%), липы (1%). Распространение получили лесостепи. Преобладают разнотравно-злаковые ассоциации. Лесные группировки, в основном сосново-березовые с участием широколиственных пород, занимают меньшие площади.

В образце, взятом из горизонта АУ доминирует пыльца древесных пород (80%), среди которой безраздельно господствует пыльца сосны (82%). Присутствует пыльца дуба, липы. Сосновые леса с участием широколиственных пород вытесняют степные сообщества. Таким образом, описанные спорово-пыльцевые спектры отражают различные фазы в развитие растительности во время формирования стрелецкой почвы. Климатические условия более благоприятны, чем в период образования кукуевской почвы.

## Интерпретация

### *Стратиграфия и хронология раннего валдая*

В погребенном московско-микулинского палеовремени изучена толща позднеплейстоценовых

суглинков общей мощностью более 10 м, причем ее значительная часть накапливалась в ранневалдайское время. Благодаря природной ситуации – перегораживанию части русла конусом выноса отвершка и постепенного снижения скоростей переноса, в днище балки возникла своеобразная седиментационная «ловушка» [Сычева, 1996, 1997, 2003б]. Материал, поступавший со склонов балки, не сносился транзитом дальше в русло реки, а накапливался в днище, наращивая мощность, погребая и сохраняя межледниковую, а затем интерстадиальные палеопочвы, образовавшиеся в периоды замедления скоростей осадконакопления.

Таким образом, в заполнении балки образовалась сложно построенная почвенно-седиментационная толща, отражающая климатические колебания более низкого ранга, чем лессово-почвенные серии плакорных разрезов. Изучение этого и подобных разрезов (Железнодорожск, Танеевский карьер, Новопоселковский карьер) позволило значительно дополнить и детализировать стратиграфическую схему перигляциальной области Восточно-Европейской равнины. Вместо одной ранневалдайской (крутицкой) почвы в палеодепрессии присутствуют две: кукуевская и стрелецкая. Увеличилось количество холодных интервалов, характеризующихся разными условиями, в том числе для возникновения многолетнемерзлых пород (сеймский, млодательский и селиховодворский криогенные горизонты).

Проведенное ОСЛ-датирование позволило более конкретно говорить о возрасте выделенных ранневалдайских стратиграфических уровней [Сычева, Седов, Фрехен, Терхорст, 2015]. Возраст сеймского КГ и педоседимента послемиккулинский, в верхней части  $115 \pm 7$  тыс. лет. А вся его толща накопилась, вероятно, очень быстро, за 3–5 тыс. лет (с конца микулинского межледниковья – около 117 тыс. лет). Возраст млодательского лесса –  $91 \pm 1$  тыс. лет. Датирование лессов, позволяет говорить, что условия для повышенного осадконакопления возникали в холодные полуциклы (стадиалы) примерно через 25–30 тыс. лет, чередуясь с эпохами почвообразования в теплые полуциклы.

### *Ранневалдайский морфолитокриогенез*

Основной тенденцией развития эрозионных форм в конце микулинского межледниковья – начале раннего валдая было направленное заполнение, интенсивность которого постепенно убывала по мере приближения к пессимуму первого ранневалдайского похолодания.

Анализ полученных результатов позволяет вы-

делить следующие этапы в рамках общего заполнения палеобалки в конце микулинского – начале ранневалдайского времени (табл. 2):

В основании *слоя 7-1* – неоднородный илистый темно-серый прослой, в нижней части которого отмечено накопление пирогенных углей, силикатно-карбонатных конкреций (спекшаяся зола), фрагментов красно-бурого обожженного суглинка. Следовательно, первопричиной начала активного заполнения был пожар на водосборе и днище балки. Пожары в переходную эпоху с неустойчивым климатом (на границе теплой и холодной фаз ритмов) были характерны особенно для пересеченной местности [Сычева, Дайнеко, Чичагова, 1992; Сычева, 2006]. Наличие мощного прослоя, содержащего пирогенные угли в кровле рышковской палеопочвы, которые связаны с лесными пожарами, вызванными засухами, начавшимися в конце межледниковья (для переходного периода характерна нестабильность природной обстановки) [Сычева, 2006]. Сильные лесные пожары, уничтожили растительный покров, и тем самым активировали процессы эрозии почв: смыв верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта межледниковой почвы со склонов и водоразделов и переотложение гумусированного материала в днище балки. Таким образом, происходил первый этап заполнения балочной формы и погребение межледниковой почвы. Ведущим процессом на склонах был делювиальный смыв, скорость которого была невысокой. В днище балки сносимый гумусированный материал гор. А1 рышковской почвы вовлекался грязевыми потоками. Признаков солифлюкции в данном слое не наблюдается, можно предположить, что условия были все еще теплыми и влажными, но периодически возникали сильные засухи. По времени этот этап можно отнести к концу межледниковья (табл. 2).

*Слой 7-2.* Здесь наблюдаются изменения, свидетельствующие об усилении процессов делювиального смыва: появляются более светлые (сизовато-серые) прослои, то есть на приводораздельной части начал размываться нижележащий элювиальный горизонт E, прослеживаются небольшие косослоистые серии – признак балочного аллювия (увеличилась интенсивность смыва вследствие появления временного малого водотока – ручья в днище) [Беляев, Григорьева, Сычева, Шеремецкая, 2008; Сычева, 1996, 1997]. Также одним из ведущих процессов здесь явно становится солифлюкция (текстуры течения и др.), что свидетельствует о появлении мерзлоты [Данилова, Баулин, 1973; Мельников, Спесивцев, 2000]. В целом, эта толща является делювиально-солифлюкционным образованием. Условия в этот период были довольно влажными, но уже холод-

ными. Время – начало ранневалдайского похолодания – МИС 5d.

*Слой 7-3.* В нижней части наблюдается большое количество мелких эрозионных форм, что указывает на усиление роли пролювиальных процессов [Любимов, Ковалев, 2006]. Снизу вверх по разрезу их формы становятся более угловатыми и резкими. Роль солифлюкции снижается. Скорее всего, происходило постепенное иссушение климата.

*Слой 7-4.* На увеличение похолодания и переход к типичным перигляциальным условиям указывают многочисленные признаки криогенных процессов в микростроении осадка: кольцевая ориентировка, ориентировка вдоль трещин и шпиров зерен и плазмы, обломки глинистых кулан [Микроморфология..., 1973; Морозова, 1981]. Главным процессом становится накопление лесса (судя по однородности осадка), но также продолжает происходить делювиальный смыв, на что указывают небольшие горизонтальные слои и линзы более светлого материала (переотложенный московский лесс).

Реконструирована история начального этапа заполнения балочной формы от активизации аллювиально-делювиально-солифлюкционных процессов после лесного пожара в конце микулинского межледниковья до образования пологих ложбин (относительной стабилизации в кукуевский и стрелецкий интерстадиалы) и продолжившегося их заполнение в селиховодворское похолодание (МИС 4). Для ранневалдайского сеймского стадиала выявлен направленный тренд к похолоданию, направленно-колебательный влажностного режима, к увеличению засушливости, что свидетельствует об эпизоде установления перигляциальных условиях уже в МИС 5d (табл. 2) [Григорьева, Сычева, Беляев, Шеремецкая, 2012].

Результаты микроморфологического анализа, сопряженного с анализом макротекстур свидетельствуют о ведущей роли делювиальных (на склонах) и аллювиальных (в днище балки) процессов на начальных этапах заполнения палеобалки, на отдельных этапах сопровождавшегося активизацией солифлюкции и пролювиальных процессов. В дальнейшем, иссушение климата не способствовало возникновению, а привело к доминированию незначительных по интенсивности и дискретных по времени делювиальных процессов, развивающихся с долей эолового осадконакопления и процессов температурно-влажностных растрескивания и сортировки грунта.

Полученные данные свидетельствуют о нескольких этапах возникновения на Среднерусской возвышенности в позднем плейстоцене многолетней мерзлоты: как сплошной, так и прерывистой,

а также о периодах глубокого сезонного промерзания почв и грунтов (табл. 3).

Изучение следов мерзлотных процессов в Александровском карьере позволяет выделить структурные и аструктурные криогенные деформации, а также уровни криогенной (постшлировой) текстуры и реконструировать условия их образования.

К индикаторам многолетней мерзлоты первой половины валдайского оледенения в Александровском карьере относятся деформации селиховодворского КГ – конец ранневалдайского времени (МИС 4). Тогда формировались крупные котлообразные псевдоморфозы, разбивающие обе ранневалдайские палеопочвы (стрелецкую и кукуевскую) и проникающие в сеймские отложения. С селиховодворским криогенным горизонтом также связан уровень криогенной полосчатой текстуры (постшлировой), затронувшей стрелецкую палеопочву и млодательский лесс. Индикаторами прерывистой (островной и спорадической) многолетней мерзлоты являются солифлюкционные деформации и небольшие криогенные псевдоморфозы в слое 7 – сеймский КГ (МИС 5d). Свидетелями глубокого сезонного промерзания являются грунтовые жилы по нижней границе гумусовых горизонтов кукуевской (МИС 5с) и стрелецкой (МИС 5а) почв.

Сложная история криогенных процессов валдайского оледенения, таким образом, начинается с первого ранневалдайского стадиала (МИС 5d). По всей видимости, уже тогда, появились первые перелетки многолетней мерзлоты в особых локальных условиях (на балочных склонах северной

экспозиции) в малоснежные зимы. Менее холодным был второй стадиал раннего валдая (МИС 5b). Но определенно, многолетняя мерзлота существовала в заключительный третий стадиал раннего валдая (МИС 4). Форма, размеры псевдоморфоз селиховодворского КГ и связанная с ними криогенная полосчатая (постшлировая) текстура позволяют уверенно утверждать о существовании многолетнемерзлых пород в конце раннего валдая в перигляциальной зоне на Среднерусской возвышенности.

### *Ранневалдайский педогенез*

Перед интерпретацией почвенных характеристик отметим, что изучаемые палеопочвы развивались в днище и на склонах ложбин, причем в первый ранневалдайский интерстадиал глубина ложбины была больше (даже происходило врезание), чем второй. Различием локальных условий (глубины ложбин) может быть объяснены некоторые генетические особенности палеопочв.

Анализ морфо-аналитических данных позволил выделить следующие группы процессов стрелецкой и кукуевской палеопочвах: а) элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП): гумусонакопление, структурообразование, начальная сегрегация соединений Fe и Mn, текстурная дифференциация по илу; б) диагенетические: морозобойное растрескивание, трещины усыхания, зоотурбации, гипсообразование [Пушкина, Сычева, 2013]. Гумусонакопление было можно считать ведущим ЭПП как для кукуевской, так и стрелецкой палеопочвы. Его индикаторы: увели-

Таблица 3. Криогенез с конца микулинского межледниковья – до середины валдайского оледенения

Формы рельефа, текстуры и структуры	Палеопочвы и отложения	Возраст	Генезис	М И С	КГ по Сычевой	КГ по Величко, Нечасву
Пластичные деформации, небольшие псевдоморфозы	Нижняя и средняя часть сеймского лесса	Ранневалдайский стадиал 1	Многолетняя прерывистая мерзлота	5 d	Сеймский, фазы а и б	Смоленский фаза а
Грунтовые жилы – гумусовые языки	Нижняя часть гор. А кукуевской почвы	Ранневалдайский интерстадиал 1	Сезонная мерзлота и усыхание	5 с		
Небольшие клинья	Млодательский лесс	Ранневалдайский стадиал 2	Прерывистая мерзлота	5 b	Млодательский	
Грунтовые жилы гумусовые языки-космы	Нижняя часть гор. А1 стрелецкой почвы	Ранневалдайский интерстадиал 2	Сезонная мерзлота и усыхание	5 а		
Псевдоморфозы по ПЖЛ	Селиховодворский лесс	То же	Многолетняя сплошная мерзлота	4	Селиховодворский	Смоленский фаза б
Криогенная текстура	Гор. А1 стрелецкой почвы	Ранневалдайский стадиал 3	То же	4	То же	



чение содержания гумуса по сравнению с выше и нижележащими горизонтами, серо-коричневый цвет горизонта А, мощность этого горизонта.

Отмечена начальная сегрегация соединений Fe и Mn, свидетельствующая о процессах оглеения, происходящих в палеопочвах (сильнее для кукуевской, что связано с более глубокой ложбиной). Индикаторами этого ЭПП являются новообразования соединений Fe и Mn в виде примазок и стяжений.

Уверенно диагностируется текстурная дифференциация, лучше выраженная для стрелецкой палеопочвы. Ее можно проследить по образованию силтан и глинистых кутан, а также по аналитическим данным, иллюстрирующим наличие начальной миграции илистых частиц вниз по профилю. Наличие текстурной дифференциации в сочетании с ярким проявлением гумусонакопления, позволяет говорить о двухстадийности почвообразования – смене лесостепного почвообразования лесным.

В стрелецкой и кукуевской палеопочвах является одинаковый качественный набор ЭПП, однако интенсивность и выраженность процессов различны [Пушкина, Сычева, 2013]. Структурообразование, лучше выражена в стрелецкой палеопочве. Текстурная дифференциация по илу и по аналитическим данным также выражена четче и сильнее в стрелецкой палеопочве, морфологическая выраженность кутан сложнее. В стрелецкой глинистые кутаны преобладают в горизонте В. В горизонте А они присутствуют в единичном числе по порам и в мелких трещинах. Кутаны горизонта В кукуевской палеопочвы мощнее кутан горизонта В стрелецкой палеопочвы. Вероятно, кутаны в горизонте А кукуевской палеопочвы принесены из горизонта В стрелецкой палеопочвы, то есть иллювиально-глинистый горизонт стрелецкой почвы наложен на гумусовый горизонт кукуевской. В кукуевской почве четче выражены процессы начальной сегрегации соединений Fe и Mn и образования кутан. Эти свойства позволяют считать почву луговой, развивавшейся с периодами сезонного (весеннего) переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях лесостепи более континентального типа, чем современная лесостепь Среднерусской возвышенности.

В стрелецкой палеопочве сильнее выражены процессы гумусонакопления, структурообразования и выноса илистых частиц [Пушкина, Сычева, 2013]. Стрелецкая почва более развитая, чем кукуевская, она имеет наиболее дифференцированный профиль: А1-АВ-ВС. Комплекс свойств почвы позволяет отнести ее к лугово-черноземным, развивавшимся более длительное время, чем кукуевская почва. Более интенсивное проявление

процессов почвообразования в стрелецкой почве, чем в кукуевской, может быть связано не только с различными палеоэкологическими условиями, но и с длительностью почвообразования. Вероятно, второй ранневалдайский интерстадиал был продолжительней первого.

Нижняя граница горизонта А1 стрелецкой нарушена крупными трещинами – языками, заполненными гумусированным суглинком, проникающими на глубину до 0,8–1,2 м и заканчивающимися бахромой мелких прожилок (рис. 6). Такие трещины-языки характерны для нижней границы горизонта А1 современных промерзающих черноземов Казахстана и Сибири [Лебедева, 1974]. Гумусовые трещины-языки больших размеров свидетельствует о суровых условиях последних этапов развития почвы при переходе к заключительному стадиалу раннего валдая.

Проведенные исследования кукуевской и стрелецкой палеопочв позволяют говорить о том, что обе почвы формировались в зоне лесостепи, сменившейся более гумидными лесными ландшафтами. Стрелецкая палеопочва формировалась в более благоприятных условиях с господством промывного водного режима. Во время развития кукуевской палеопочвы водный режим был переменный. Для обеих почв было характерно двухстадийное развитие: сначала формировались черноземовидно-луговые почвы, затем серые лесные, и на заключительных этапах испытывали глубокое сезонное промерзание, особенно стрелецкая почва. Сложность развития выражена лучше для стрелецкой почвы, и, следовательно, длительность почвообразования во второй ранневалдайский интерстадиал была продолжительней на 1–2 тысячи лет: для стрелецкой – 4–7 тыс. лет, для кукуевской почвы не менее 3–5 тысяч лет.

### *Растительность в ранневалдайское время*

Полученные нами палинологические данные позволяют проследить развитие растительности и климата в ранневалдайское время. Спорово-пыльцевые спектры в основном отражают состав пыльцы переотложенных почвенных горизонтов с увеличением доли травянистых растений, что свидетельствует о господстве лесостепных ландшафтов.

В пределах раннего валдая фиксируются два потепления интерстадиального типа, во время которых формируются почвенные горизонты: кукуевская и стрелецкая почвы.

В кукуевский интерстадиал господствовали лесостепи с преобладанием сосново-березовых и березовых группировок, наряду с разнотравно-

злаковыми ассоциациями. В начале стрелецкого интерстадиала были развиты лесостепи с господством остепненных участков (злаково-разнотравных ассоциаций) и с участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород. В конце интерстадиала в лесостепных ландшафтах стали преобладать сосновые леса с участием широколиственных пород. Условия в стрелецкий интерстадиал были более благоприятные, чем в период формирования кукуевской почвы.

### Заключение

Динамика основных ландшафтоформирующих процессов: морфолито-, крио- и педогенеза отражают направленно-ритмичные изменения палеоэкологических условий в полном межледниково-ледниковом макроцикле – основном климатическом ритме Квартера. Палеопочвы – индикаторы теплых фаз, криогенные горизонты – индикаторы холодных фаз, и вместе отражают структуру климатических ритмов разной продолжительности. Эрозионно-термокарстовые и эрозионные формы рельефа и коррелятные отложения: делли, ложбины, овраги, балки и их заполнения являются индикаторами холодных эпох и нестабильных переходных фаз от теплых к холодным и от холодных к теплым.

Ранний валдай для перигляциальной области Восточно-Европейской равнины обладает гораздо более сложной временной структурой, чем это принято в стратиграфических схемах МСК и А.А. Величко. Ранневалдайское время, как в ледниковой, так и перигляциальной зоне Восточно-Европейской равнины, характеризовалась неоднократной сменой интерстадиалов и стадиялов (табл. 1). Он включает два интерстадиала: кукуевский (МИС 5с) и стрелецкий (МИС 5а), когда формировались палеопочвы, и три стадияла: сеймский (МИС 5d), млодательский (МИС 5b) и селиходворский (МИС 4), когда накапливались педоседименты и другие отложения, а также возникали эпизоды развития многолетней мерзлоты. Похолоданиям соответствуют три криогенных этапа: сеймский, млодательский и селиходворский КГ. При чем последний отличался наиболее суровыми климатическими условиями. Зона сплошной многолетней мерзлоты установилась на Среднерусской возвышенности в конце раннего валдая (МИС 4). Зона прерывистой мерзлоты появлялась в раннем валдае дважды: в первом стадияле (МИС 5d) и во втором стадияле (МИС 5b). Условия для глубокого сезонного промерзания почв создавались в конце интерстадиалов.

В кукуевский и стрелецкий интерстадиалы

образовались одноименные палеопочвы, с которыми были связаны горизонты глубокого сезонного промерзания. Обе почвы формировались под разнотравной растительностью в зоне умеренной лесостепи (но более континентальной, чем современная) с лесами по верховьям балок. Они формировались в условиях переменного (стрелецкая почва) или постоянного (кукуевская почва) влажного режима, его колебания которого были выражены сильнее в первую половину потеплений. Обе почвы прошли кратковременную лесную стадию почвообразования, которая наложилась на уже сформированный черноземовидный или луговой профиль. Климатические условия в стрелецкий интерстадиал были благоприятнее, чем в кукуевский. Продолжительность развития ранневалдайских почв была меньшей (3–7 тыс. лет), чем межледниковой рышковской палеопочвы (12–15 тыс. лет).

Палинологические данные достаточно хорошо согласуются с палеопочвенными исследованиями. Реконструируемому типу растительности соответствует определенный тип палеопочвы. Каждая из ранневалдайских палеопочв, как кукуевская, так и стрелецкая, имеет близкие палеоландшафтные характеристики, которые позволяют их сопоставлять с межстадиалами амерсфорд+бреруп, отделе Западной Европы.

Вероятно, обе ранневалдайские палеопочвы или какая-то из них коррелируют с крутицкой почвой мезинского лессового-почвенного комплекса стратиграфической схемы А.А. Величко. Более определенно решить этот вопрос можно будет после датирования крутицкой почвы в разных разрезах Восточно-Европейской равнины.

Таким образом, ранний валдай на Русской равнине выступают как сложный структурированный период. Это вполне согласуется с представлениями средне- и западноевропейских исследователей и позволяет провести следующие корреляции. Выделенные палеопочвы соответствуют интерстадиалам: кукуевская – тосненскому межстадиалу (ионенис 1) или амерсфорту+брерупу (сен-жермен 1) (100–95 тыс. л.н.); стрелецкая – круглицкому (ионенис 2) или оддерате (сен-жермен 2) (80–75 тыс. л.н.).

Подготовлено при поддержке РФФИ, грант № 14-27-00133.

### Литература

- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Ленинград: ЛГУ, 1987, 300 с.  
Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шере-мецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего-

- позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. №1. С. 43–55.
- Бердников В.В.* Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. Геол. ин-т. Труды. Вып. 119. М.: Наука, 1965, 260 с.
- Величко А.А.* Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене // Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: ИГАН. 1969. С. 429–438.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И.* Основные черты строения лессово-почвенной формации. // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, 1997, С. 5–24.
- Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П.* Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. АН. Сер. Геогр. 2004, № 1. С. 7–25.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Писарева В.В., Фаустова М.А.* Хроностратиграфические подразделения четвертичной системы по материалам исследования ледниковых и перигляциальных областей Восточно-Европейской равнины // Материалы Всероссийской конференции «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства». Москва, ГИН РАН, 2013. С. 379–381.
- Величко А.А., Нечаев В.П.* Методы палеоклиматических реконструкций // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 8–20.
- Воскресенский К.С.* Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. М.: МГУ 2001. 263 с.
- Галицкий В.И.* О древних погребенных формах рельефа на северо-восточном борте Днепровско-Донецкой впадины // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1962. С. 79–80.
- Герасименко Н.П.* Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины // Автореферат дис. ... докт. географ. наук. Киев, 2004. 40 с.
- Герасимов И.П.* Элементарные почвенные процессы как основа для генетической диагностики почв. // Почвоведение. 1973. №5. С. 102–114.
- Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. М.–Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.
- Григорьева Т.М., Сычева С.А., Беляев, Шеремецкая Е.Д.* Текстурированный анализ отложений в погребенной миклуинской палеобалке и связь с начальным этапом ее заполнения в ранневалдайское похолодание (МИС 5d) // Почвоведение. 2012. № 2. С. 200–210.
- Данилова Н.С., Баулин В.В.* Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. С. 66–79.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография, под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
- Заррина Е.П., Краснов И.И., Малаховский Д.Б., Стиридонова Е.А.* Климатические ритмы позднего плейстоцена (Северо-Запад и Центр Европейской части СССР) // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 47–58.
- Зыкина В.С.* Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири // Автореферат дис. на соиск. уч. ст. дгмн. Новосибирск, 2006.
- Каплина Т.Н., Романовский П.Н.* О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Наука, 1960.
- Конищев В.Н., Рогов В.В.* Методы криолитологических исследований. М.: МГУ, 1994. 136 с.
- Лебедева И.И.* Генетический профиль черноземов и его изменение в зависимости от биоклиматических условий // Черноземы СССР. Т.1. М.: Колос, 1974. С. 84–108.
- Любимов В.П., Ковалев С.Н.* Особенности развития овражной эрзи во времени и в разных природных условиях // Геоморфология, 2006, № 3. С. 66–77.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия). Новосибирск: СО РАН, 2000. 343 с.
- Микроморфология почв и рыхлых отложений, под ред. Зонна С.В. М.: Наука, 1973, 92 с.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Москвитин А.И.* «Ледяные» клинья – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1940. Т. 18. Вып. 2.
- Нечаев В.П.* О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 211–219.
- Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре. (Криолитология). М.: МГУ, 1967. 304 с.
- Пушкина П.Р., Сычева С.А.* Палеопочвы ложбин Среднерусской возвышенности в ранневалдайское время // Почвоведение, 2013, № 4. С. 1037–1046.
- Селли Р.К.* Введение в седиментологию (перевод Чекиной С.С. книги 1976 года). М.: Недра, 1981. 370 с.
- Сиренко Н.А.* Плейстоценовые ископаемые почвы Украины. Автореф. дисс. на соиск. степени доктора географ. наук. Киев. 1977. 70 с.
- Скоморохов А.И.* Структура чехла субаэральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма). // Пограничные горизонты неогена и антропогена КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1982. С. 101–107.
- Справочник по литологии. Под ред. Вассоевича Н.Б. М.: Недра, 1983, 509 с.
- Сычева С.А.* Почвы мезинского комплекса Окско-Донской равнины // Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 3. С. 81–92.

- Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозийных форм // Геоморфология. 1996. №3. С. 31–38.
- Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенения – межледниковье – оледенение» // Геоморфология. 1997. №2. С. 100–110.
- Сычева С.А. Новые данные о строении и эволюции мезинского лессово-почвенного комплекса // Почвоведение. 1998. №10. С. 1177–1189.
- Сычева С.А. Почвы крутицкой фазы мезинского комплекса в погребенных балках Среднерусской возвышенности // Проблемы эволюции почв. Пушкино, 2003а. С. 107–116.
- Сычева С.А. Эволюция почв и балок лесостепи Русской равнины в позднеплейстоценовом климато-эрозийном цикле // Изв. АН СССР, сер. географ. 2003б.
- Сычева С.А. Жизненный путь микулинской балки // Природа. № 10. 2006. С. 65–72.
- Сычева С.А. Морфолитообразование в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. Глава 5. М.: ЛКИ, 2008. С. 128–160.
- Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т. 16, № 4. С. 45–56.
- Сычева С.А., Гунова В.С. Эволюция ландшафтов Среднерусской возвышенности в микулинско-валдайский макроцикл (по результатам изучения мезинского лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе) // Диагностика и корреляция палеогеографических событий плейстоцена в бассейнах Дона, Волги, Оби. М.: МГУ, 2003. С. 48–63.
- Сычева С.А., Гунова В.С. Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Средне-Русской возвышенности // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–101.
- Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 404–407.
- Сычева С.А., Дайнеко Е.К., Чичагова О.А. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности. // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука. 1992. С. 34–40.
- Сычева С.А., Седов С.Н., Фрехен М., Терхорст Б. Стратиграфия и хронология позднеплейстоценовой почвенно-седиментационной серии перигляциальной области Русской равнины (по результатам изучения палеодепрессий, склонов и террас) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2015». М.: МГУ, 2015. С. 197–198.
- Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д., Григорьева Т.М., Бронникова М.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Памятник природы Александровский карьер // Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению М.: ИГРАН. С. 14–39.
- Холмовой Г.В., Лаврушин Ю.А., Шпиль В.Г. Эрозия и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории на примере бассейна Дона // Вестник ВГУ. 2007. Серия: Геология, №2. 37–49.
- Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Санкт-Петербург: Недра, 2006. С. 85–121.
- Gerasimenko, N., 2000. Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions. GeoLines 11, 86–89.
- Frechen, M., van Vliet-Lanoë, B., van den Haute, P., 2001. The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 173, 175
- Haesaerts, P., Mestdagh H. Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // Netherlands Journal of Geosciences 79 (2/3): 313–324 (2000).
- Kukla, G.J., Koci, End of the last interglacial in loess record // Quaternary Research 2: 374–383 (1972).
- Pécsi, M., Richter, G. Löss. Herkunft – Gliederung – Landschaften. Zeitschrift für Geomorphologie, 1996. Neue Folge 98; 392 pp.
- Sycheva S.A. Aleksandrov quarry. Late Pleistocene-Holocene. Cover complex: soils, loesses, buried balka // Paleogeography and Paleohydrology of Lowland River Basins (guide-book for field excursion). Moscow, Institute of Geography RAS, 2000, pp. 31–39.
- Terhorst, B., Thiel, Ch., Peticzka, R., Sprafke, T., Frechen, M., Fladerer, F.A., Roetzel, R., Neugebauer-Maresch, Ch., 2011. Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria; Eiszeitalter und Gegenwart. Quaternary Science Journal 60, P. 270–277.
- Terhorst, B., Kühn, P., Damm, B., Hambach, U., Meyer-Heintze, S., Sedov, S., 2014. Paleoenvironmental fluctuations as recorded in the loess-paleosol sequence of the Upper Paleolithic site Krems-Wachtberg. Quaternary international 351, 67–82.
- Van Vliet-Lanoë, B., Langohr, R. Correlation between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France // Catena 8: 137–154, 1981.
- Zöller, L., Oches, E.A., McCoy, W.D. Towards a revised chronostratigraphy in Austria with respect to key sections in Czech Republic and in Hungary // Quaternary Science Reviews 13: 465–472, 1994.

**S.A. Sycheva, T.G. Grigoryeva, P.R. Pushkina**  
**STRATIGRAPHY OF THE EARLY VALDAI (MIS 5D-4) DEPOSITS IN NON-GLACIATED AREAS**  
**OF THE RUSSIAN PLAIN**

Both in glaciated and periglacial regions of the Russian Plain, the Early Valdai is the period with a complicated temporal structure. It includes two interstadials: Kukuevsky (MIS 5c) and Streletsky (MIS 5a) when palaeosoils were forming, and three stadials: Seimsky (MIS 5d), Mlodatsky (MIS 5b) and Selikhodvorskyy (MIS 4) stadials, when pedosediments and other deposits were accumulated and permafrost emerged. For the Seimsky and Mlodatsky layers, OSL dates of  $115 \pm 7$  ka and  $91 \pm 1$  ka were obtained. Continuous permafrost was established in the Srednerusskaya Upland in the Selikhodvorskyy Stadial (MIS 4). In the Early Valdai interstadials, the Kukuevskaya and Streletskaya palaeosoils were formed in conditions of deep seasonal freezing. During these interstadials, vegetation corresponded to temperate forested-steppe (with higher continentality compared to the present) with forests located in upstream parts of small dry valleys (balkas). In the end of interstadials, both soils survived a short forest stage, which superposed over the existing chermozem-like (for the Streletskaya palaeosoil) or meadow (Kukuevskaya palaeosoil) soil profile. The duration of the Early Valdai soils formation (3–7 ka) was less than that of the interglacial Ryshkovo soil (12–15 ka). Palynological data and OSL dating results allow to correlate the Kukuevsky and Streletsky interstadials with the Amersfoort+Broerup and Odderade interstadials in West Europe. The recognized palaeosols correspond to the interstadials: Kukuevskaya palaeosoil – to the Tosnensky (Ionensis 1) or Amersfoort+Broerup (Saint Germain 1) Interstadial (100-95 ka BP), Streletskaya palaeosoil – to Kruglitsky (Ionensis 2) or Odderade (Saint Germain 2) (80–75 ka BP).

Keywords: Early Valdai, interstadial, palaeosoils, OSL dates, Srednerusskaya Upland, cryogenic horizon, forested steppe, stratigraphy