

УДК 551.79

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ОКСКО-ДОНСКОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЁССОВОЙ ПРОВИНЦИИ: СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2021 г. Н. И. Глушанкова¹, *, А. К. Агаджанян²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

*e-mail: ni.glushankova@mail.ru

Поступила в редакцию 27.02.2020 г.

После доработки 07.10.2020 г.

Принята к публикации 19.02.2021 г.

В результате комплексных междисциплинарных исследований в неоплейстоценовой истории Окско-Донской лёссовой провинции выявлено существование значительно более сложной ледниково-межледниковой климаторитмики, чем представлялось ранее. Установлено 9 теплых эпох (7 межледниковых, 2 интерстадиальных, включая голоцен) и 8 разделяющих их ледниковых эпох за последние 0.7–0.8 млн лет. Существенно пересмотрена последовательность развития ледниковых покровов и разделяющих их межледниковий в раннем и среднем неоплейстоцене. В раннем неоплейстоцене выделен еще один ледниково-межледниковый макроцикл в интервале между ИКС 15 и ИКС 12, а в среднем неоплейстоцене вместо двух ранее выделенных макроциклов установлено чередование трех. Усложнилось представление о ландшафтно-климатических изменениях внутри межледниковых эпох. Палеопедологические материалы по ильинскому, мучкапскому, каменскому, микулинскому межледниковьям свидетельствуют о существовании внутри них нескольких фаз, отвечающих двум или более оптимумам. Показано, что в ряду межледниковых эпох самым гумидным и теплообеспеченным термохроном являлось мучкапское межледниковье. Прослежена эволюция межледникового педогенеза и природной среды за последние ~780 тыс. лет. Главный климатический тренд, определивший развитие природной среды и эволюцию ландшафтов в геологической истории Окско-Донской лёссовой провинции, заключался в направленном похолодании от ранне-неоплейстоценовой межледниковой эпохи к поздне-неоплейстоценовой. Сходная направленность в сторону нарастания суровости и континентальности климата отмечается и для ледниковых эпох. Выполнена межрегиональная корреляция отложений и событий неоплейстоцена в ледниковой и перигляциальной областях на территории бассейнов Дона, Днепра, Волги, Камы.

Ключевые слова: неоплейстоцен, новейшие отложения, лёссово-почвенная формация, палеопочвы, мелкие млекопитающие, стратиграфия, палеогеография, корреляция, события

DOI: 10.31857/S0869592X21050033

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего изучения новейших отложений с целью палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем, широко используемых в геолого-съемочных и поисковых работах, а также понимания общих тенденций развития природной среды в связи с прогнозами глобального изменения климата. Повышенный интерес к исследованию субэразовых отложений объясняется еще и тем, что ряд важных вопросов генезиса, расчленения и корреляции стратиграфических подразделений лёссового комплекса, определения хроностратиграфической позиции конкретных палеопочвенных образований, особенно раннего и среднего неоплейстоцена, до сих

пор остаются дискуссионными. К тому же в последнее время появился ряд новых данных, вносящих существенные изменения в представления о стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена центра Русской равнины.

Наиболее перспективным является изучение отложений, накопление которых происходило на протяжении длительных периодов. В этом отношении уникальны лёссовые покровы Русской равнины, прослеженные в едином, почти непрерывном разрезе и содержащие геохронологическую и палеогеографическую информацию о важнейших событиях неоплейстоцена. Максимально мощные и сложнопостроенные лёссовые толщи неоплейстоцена сосредоточены в бассейне Дона, на территории Окско-Донской перигляциально-лёссовой провинции. Здесь находятся представительные лёс-

сово-почвенные разрезы, в строении которых отчетливо проявились климатоседиментационные особенности, характерные для внеледниковой области лёссовой провинции. Наиболее полно лёссово-почвенная формация представлена на пониженных уровнях неогеновых террас и в междуречьях в центральной осевой части Окско-Донской равнины, где мощность ее достигает 20–25 м. На прилегающих выположенных, сильно расчлененных склонах Среднерусской, Приволжской и Калачской возвышенностей покровные суглинки маломощны (3–5 м) и распространены сравнительно небольшими участками. Существенное влияние на структуру субаэральных отложений оказывает также приуроченность региона к зонам трех разновозрастных оледенений – ранне-неоплейстоценовых донского и окского и средне-неоплейстоценового днепровского.

В статье в краткой форме излагаются основные данные многолетнего комплексного изучения перигляциально-лёссовой формации на территории Окско-Донской провинции, дополненные новым материалом, полученным в последнее время. В основу сопоставлений и обобщений положен обширный фактический материал по геологическому строению серии опорных и стратотипических лёссовых разрезов, по составу отложений, накопленный в результате полевых и аналитических исследований, с применением комплекса методов четвертичной геологии, палеогеографии, генетического почвоведения. Цель исследования – рассмотреть особенности геологического строения неоплейстоценового покрова, выполнить палеогеографические реконструкции, сделать выводы по некоторым вопросам стратиграфии, условиям формирования новейших отложений, а также по истории развития исследуемой территории.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными объектами многолетнего систематического изучения лёссово-почвенной формации на территории Окско-Донской лёссовой провинции послужили более 70 стратотипических и опорных разрезов естественных обнажений по древним речным долинам, придолинным частям древних водораздельных поверхностей и оврагам (рис. 1). Они являются ключевыми для понимания стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена региона и по своей полноте и возрастному диапазону не имеют аналогов на Русской равнине. Это позволило получить наиболее полное представление о геологическом строении и предоставило оптимальные условия для описания, зарисовок, отбора более 500 образцов из всех генетических горизонтов палеопочв и из всех слоев вмещающих их отложений, различающихся комплексом признаков. Для корреляции и детализации отложений закладывалась серия дополнительных геологических

разрезов, намного превосходящих число опорных и стратотипических разрезов. С их помощью подтверждался неслучайный характер свойств и особенностей горизонтов ископаемых почв, обладающих морфотипическими признаками. Последние включают, помимо морфологических особенностей почвенных профилей, также генетические типы и мощности перекрывающих и подстилающих пород, характер деформаций и вторичных изменений почв и лёссовых отложений. С целью выяснения литологических и фациальных изменений отдельных горизонтов по простираанию закладывались фронтальные расчистки, на основании которых можно было достаточно уверенно судить о последовательности их залегания, имеющей первостепенное значение при разработке стратиграфических схем.

Учитывая неразрывную связь (в диапазоне неоплейстоцена) горизонтов лёссов и сопряженных с ними ископаемых почв, а также криогенных явлений, хронологические и палеогеографические построения в статье даются в сочетании с указанными компонентами, т.е. рассматриваются лёссово-почвенные или лёссово-почвенно-криогенные серии. В основу стратиграфического расчленения лёссовых отложений были положены: установленные естественно-исторические этапы развития лёссово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдельных геохронологических этапов неоплейстоцена. Выявленное своеобразие позволило не только уверенно распознавать разновозрастные ископаемые почвы и их комплексы в одном разрезе, но и, благодаря генетической связи в древних почвенных покровах, проследить их непрерывно на значительные расстояния.

Основанием для сравнительно-аналитического метода является адекватность совокупности признаков современного и древнего почвообразования. Особенности последнего, с учетом сохранности устойчивых признаков первоначальных свойств почв, достаточно четко выявляются при использовании в диагностике почвообразовательных процессов комплекса показателей: органического вещества (общего содержания, распределения и соотношения групп гумусовых веществ, природы гумусовых кислот и др.), гранулометрического состава, валового химического состава, карбонатности и др. (Глушанкова, 1972, 1994, 2008).

В статье принято двучленное деление квартера на голоцен и плейстоцен, а последний делится на эоплейстоцен и неоплейстоцен (0.8–0.01 млн лет назад). Основание неоплейстоцена совпадает с рубежом палеомагнитных эпох Матуйма и Брюнес 0.78 млн лет назад (Шик, 2008, 2014). Приводимые в

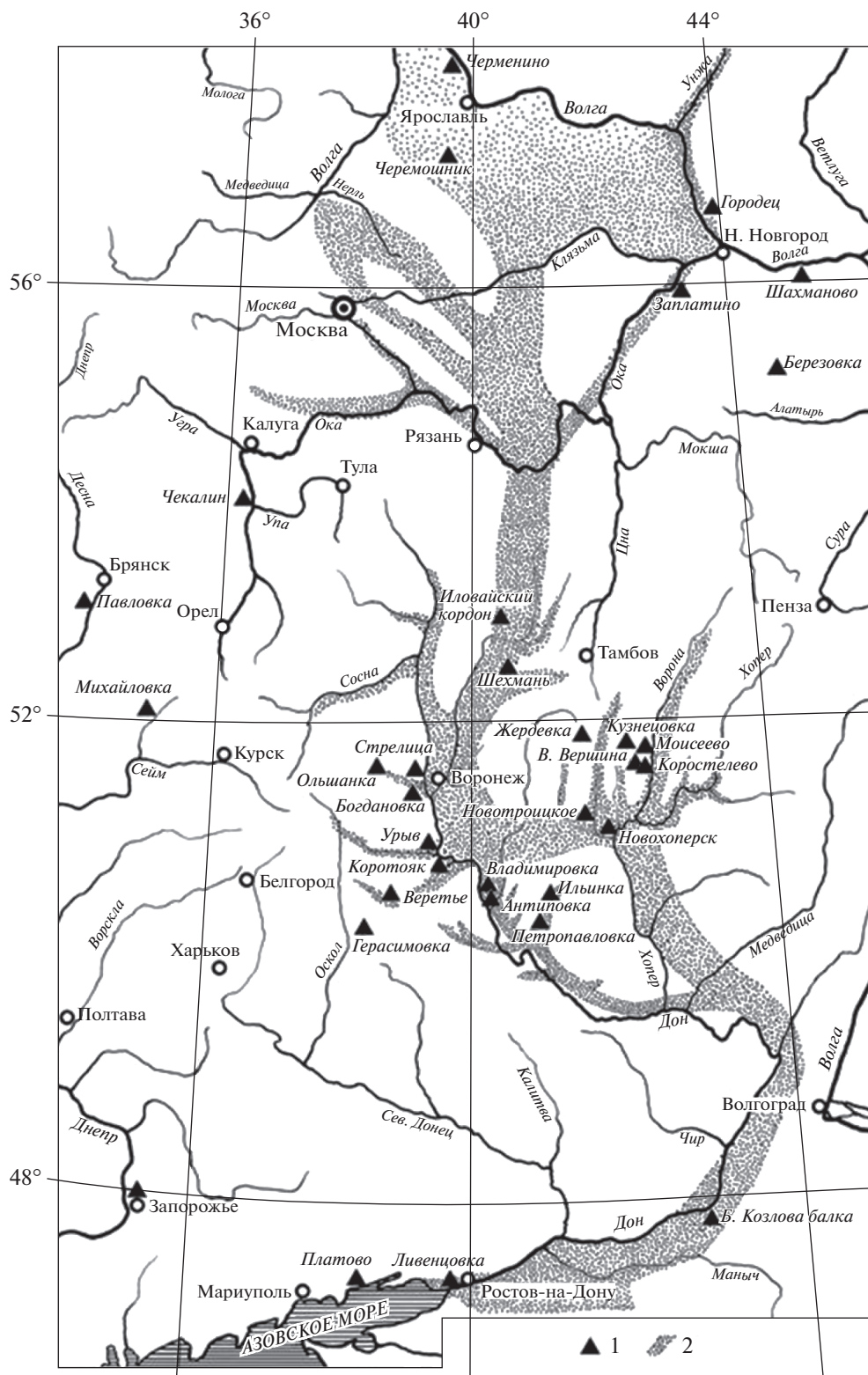


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов новейших отложений в бассейнах Дона и Верхней Волги. 1 — опорные разрезы; 2 — палеоруслу бассейна Дона (по Грищенко, 1952; Красненков и др., 1984; Холмовой и др., 1985).

статье рисунки, ранее частично опубликованные в монографии А.К. Агаджаняна (2009) и в статье А.К. Агаджаняна, Н.И. Глушанковой (2017), дополнены и отредактированы в соответствии с новыми данными.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Ранний неоплейстоцен

Ранний неоплейстоцен охватывает интервал от ~0.9 до 0.4 млн лет назад и характеризуется резкими ландшафтно-климатическими изменениями при смене теплых эпох холодными (ледниковыми) эпохами.

Петропавловский горизонт. В принятых стратиграфических схемах нижняя граница неоплейстоцена проводится в основании петропавловского горизонта, относящегося к палеомагнитной эпохе Матуяма (Шик, 2008) и коррелируемого нами с изотопно-кислородной стадией (ИКС) 19. Соответствующие ему аллювиальные отложения, изученные авторами статьи в стратотипическом разрезе Лог Денисов у поселка Петропавловка, содержат микротериофауну переходную от таманской к тираспольской. Облик сообщества Петропавловка-2 определяют полевки, с преобладанием среди них корнезубых форм рода *Mimomys*, при высокой численности некорнезубых полевок родов *Prolagurus*, *Eolagurus*, *Allophaiomys*. Среди последних бесцементные формы представлены раннеоплейстоценовой *Prolagurus rannonicus* (Kormos), а цементные — родом *Terricola* и редкими *Microtus*. Полевки рода *Terricola* достаточно архаичны. Треть из них принадлежит самому примитивному виду *Terricola hintoni* Kretzoi, а некоторые экземпляры имеют сходство с еще более архаичным родом *Allophaiomys*. В составе фауны присутствуют в заметном количестве суслики, единично представлены хомяк, слепыш, бобр, пищуха, еж. По экологическому облику эта фауна лесостепного типа, существовавшая в условиях теплого и умеренно влажного климата. Судя по наличию суслика, желтой пеструшки и хомяка, в это время локальное распространение получили сухие степи, которые чередовались с луговыми участками. Заметную роль в ландшафте играли кустарниковые заросли и небольшие лесные массивы, основу которых составляли деревья широколиственных пород (Красненков и др., 1984; Агаджанян, 1992) (рис. 1, 2).

Об аналогичных условиях свидетельствует петропавловская малакофауна из местонахождений Петропавловка и Ильинка в бассейне Среднего Дона (рис. 1). Моллюски обнаружены в аллювиальной толще, залегающей между красноцветными почвами и второй доднепровской почвой. В нижней части этой толщи встречены реофильные виды русловой фации, в основном униониды: *Unio*

pseudochosaricus Tshep, V. cf. *kalmysorum* Bog., V. cf. *maslakowetzianus* Bog., *Sphaerium rivicola* Leach., *Lithoglyphus neumayri* Brus. Эта фауна наиболее сходна с фауной из местонахождения Михайловка. В верхней части петропавловского аллювия моллюски представлены стагнофильной фацией, вероятно, пойменного стоячего водоема. Здесь преобладают современные виды родов *Lymnaea*, *Physa*, *Anisus*, *Planorbis*, *Gyraulus*, *Bithynia*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*. Большая часть видов в местонахождении Ильинка принадлежит реофилам. Как и в местонахождении Петропавловка, здесь преобладают крупные униониды михайловского комплекса с *Unio pseudochosaricus*, U. cf. *kalmysorum*, U. *maslakowetzianus*. Кроме того, встречены раковины наземных моллюсков *Vallonia costata*, V. *pulchella*, *Pupilla muscorum*, *Succinea oblonga* — обитателей открытых безлесных ландшафтов (Чепалыга, 1980).

В субэзральных отложениях петропавловскому горизонту отвечает полигенетическая красноцветная балашовская почва (табл. 1). Выявленные диагностические особенности указывают на наличие в палеопочве признаков почвообразования, похожего на субтропическое прерийное. Имеющиеся пространственные различия в строении палеопочвы позволили выделить две группы, одна из которых формировалась, судя по текстурно-дифференцированному профилю и наличию кутан иллювиирования в горизонте Bt, во влажных условиях. Во второй группе, расположенной территориально южнее первой, обнаружены признаки рубефикации, что характерно для более аридных условий (Величко и др., 1997; Величко, Морозова, 2005; Глушанкова, 2008).

Данные палинологического анализа также свидетельствуют о близости климата к субтропическому. Так, в бассейне Днестра в это время была распространена лесостепная растительность. Пониженные участки были заняты лесами, в которых постоянными компонентами, наряду с липой, орехом, буком, дубом, кленом и др., были кипарис, лох, сумах, виноград, маслиновые (Изменение..., 1999).

Палеомагнитные исследования М.А. Певзнера и В.А. Семенова показали, что генетический профиль палеопочвы лежит в пределах прямой полярности, а нижележащие суглинки, служащие материнской породой для нее, имеют обратную полярность (Красненков и др., 1984). Другие исследователи считают, что граница эпох Брюнес—Матуяма проходит в кровле палеопочвы (Величко и др., 1983).

В кротовинном горизонте палеопочвы в разрезе Новотроицкое на Дону была обнаружена самая древняя тираспольская фауна. Наиболее многочисленным в ней является суслик, по размерам близкий к *Spermophilus suslicus* Guldenstaedt.



Рис. 2. Стратиграфия и корреляция новейших отложений бассейнов рек Днепр, Дон, Волга, Кама. 1 – современные и ископаемые почвы; 2 – лёссовидный суглинок; 3 – песок средне-мелкозернистый; 4 – песок крупнозернистый; 5 – алеврит; 6 – галечник; 7 – глина; 8 – морена.

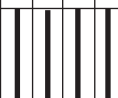
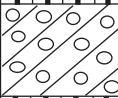
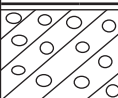
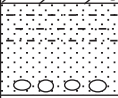
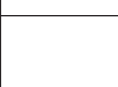
Бассейн Оки		
Почвы: разрезы	Литологические горизонты	Микротериофауна: местонахождения
Серые лесные: Чекалин		
		
Дерново-мерзлотно-глеевые с криогенными деформациями: Чекалин		
		
Лювисоли		
		
Псевдоглеевые, мерзлотно-таежно-глеевые		
		Dicrostonyx simplicior, Lemmus, Lagurus cf. transiens, Stenocranius gregalis: Лихвин
Бурые лесные лессивированные, серые лесные		
		
Элювиально-глеевые, псевдоглеевые, лювисоли: Чекалин		Apodemus sylvaticus, Clethrionomys glareolus, Arvicola mosbachensis, Microtus malei: Лихвингиттия
		
		
		
		
		
		
		

Рис. 2. Продолжение

Бассейн Дона и Верхней Волги		
Почвы: разрезы	Литологические горизонты	Микротериофауна: местонахождения
Черноземы выщелоченные: Коростелево, Коротояк,		
Дерново-мерзлотно-глеевые, тундрово-глеевые		
		Lemmus, Dicrostonyx henseli, Lagurus lagurus, Spermophilus: Черемошник, Левинка
Лювисоли, черноземовидные: Коростелево, Урыв,		Apodemus sylvaticus, Arvicola sapidus, Terricola subterraneus, Clethrionomys glareolus, Microtus agrestis: Черменино, Черемошня
Тундрово-глеевые (глееземы)		
Черноземовидные оглиненные и/или ожелезненные, серые лесные		
Бурые лесные лессивированные, брioniзмы, черноземы выщелоченные		Desmana ex gr. moschata, Apodemus sylvaticus, Clethrionomys glareolus, Arvicola mosbachensis, Lagurus transiens, Microtus malei, Microtus ex gr. agrestis: Стрелица, Владимировка
Бурые лесные, брioniзмы, лугово-черноземные: Коростелево, Коротояк		Drepanosorex savini, Trogontherium cuvieri, Mimomys intermedius, Clethrionomys glareolus, Terricola gregaloides, Apodemus sylvaticus: Кузнецовка, Вольная Вершина
		Lemmus sibiricus, Clethrionomys, Lagurus transiens, Mimomys intermedius, Terricola gregaloides, Microtus hyperboreus: Моисеево-2
Бурые лесные теплых фаций: Коростелево		Clethrionomys sp., Mimomys pusillus, Mimomys intermedius, Prolagurus pannonicus, Eolagurus simplicidens, Terricola hintoni, T. gregaloides, Microtus oeconomus, M. hyperboreus: Ильинка, Веретье
Буроземовидные: Коростелево		Desmana cf. moschata, Mimomys pusillus, M. intermedius, Prolagurus pannonicus, Eolagurus simplicidens, Terricola hintoni, Microtus cf. hyperboreus: Петропавловка

Рис. 2. Продолжение

Бассейн Средней Волги, Нижней Камы		
Почвы: разрезы	Литологические горизонты	Микротериофауна: местонахождения
Черноземы оподзоленные: Чирково, Коминтерн, Большие Тиганы		<i>Sorex araneus</i> , <i>Spermophilus</i> , <i>Ellobius</i> , <i>Arvicola terrestris</i> , <i>Cl. glareolus</i> , <i>L. lagurus</i> , <i>Microtus agrestis</i> : Б. Тиганы
		<i>Spermophilus</i> sp., <i>Arvicola terrestris</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Eolagurus</i> sp., <i>Dicrostonyx</i> sp., <i>Lemmus</i> sp., <i>Stenocranius gregalis</i> : Шахманово
Дерново-карбонатные		
Серые лесные, черноземы оподзоленные: Коминтерн, Раздольный, Татарская Чижма		<i>Spermophilus superciliosus</i> , <i>S. suslicus</i> , <i>Marmota</i> sp., <i>Spalax</i> sp., <i>Arvicola sapidus</i> , <i>Lemmus</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Eolagurus</i> sp., <i>Stenocranius gregalis</i> : Коминтерн, Бармино
Дерново-глеевые		
Черноземы выщелоченные, брүннземы, лугово-черноземные: Коминтерн, Рыбная Слобода		
Серые лесные, черноземы выщелоченные		
Лугово-черноземовидные: Речное		<i>Pteromys</i> sp., <i>Apodemus sylvaticus</i> , <i>Pliomys episcopalis</i> , <i>Clethrionomys glareolus</i> , <i>Mimomys pusillus</i> , <i>M. intermedius</i> , <i>Terricola gregaloides</i> , <i>Microtus oeconomus</i> : Березовка
		<i>Mimomys pusillus</i> , <i>Terricola gregaloides</i> , <i>Prolagurus pannonicus</i> : Заплатино, Чирково

Рис. 2. Окончание

Таблица 1. Стратиграфическая схема неоплейстоцена центра Русской равнины

Общая стратиграфическая шкала России		Международная стратиграфическая шкала		Возраст, млн лет	ИКС	Надгоризонты	Горизонты, подгоризонты (Шик, 2014)	Лёссово-почвенные образования (ЛПК — лёссово-почвенные комплексы; ПК — педокомплексы) (Величко и др., 1997; Глушанкова, 2004, 2008)	Криогенные горизонты (Величко и др., 2004)	Фаунистические комплексы мелких млекопитающих		
Раздел	Звено	Отдел	Подотдел									
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Верхнее	Верхний	0.1	1	ВАЛДАЙСКИЙ	Осташковский	Современная почва		Ярославский Владимирский	Верхнепалеолитический	
					2		Ленинградский	Гололобовский ЛПК				
	3				Калининский		Хотылевский лёсс	Брянская почва	Смоленский фаза “б”			
	4							Крутицкая почва	Севский лёсс	Смоленский фаза “а”		
	a											
	d				Микулинский		Железнодорожный ЛПК	Мерцаловский лёсс	Курская почва	Цнинский лёсс		
	e										Роменская почва	Игоревский
	Среднее				СРЕДНЕРУССКИЙ	Московский (днепровский)	Орчикский лёсс	Каменская почва	Клиновидные структуры			
										6	Горкинский	Борисоглебский лёсс
										7	Инжавинский ПК	
										8	Коростёвский лёсс	
						9	Воронский ПК	Клиновидные структуры				
						10	Донской лёсс					
						11	Ильинский	Клиновидные структуры				
	12				Покровский + Б							
	Нижнее				МИЧУРИНСКИЙ	Донской	Ржаксинский ПК	Бобровский лёсс	Клиновидные структуры			
										15	Балашовская почва	
										16	Петропавловский – М	
	ЭОПЛЕЙ-СТОЦЕН								17	Южноворонежский		
		18										
					19							

Примечание. Эпохи магнитной полярности: – М – Матюяма, + Б – Брюнес.

Обычен хомяк, похожий на *Cricetus cricetus*, и корнезубая полевка *Mimomys intermedius* Newton. Высока численность очень архаичной *Prolagurus pannonicus* (Kormos). Среди зубов *Microtini* четвертая часть M_1 имеет признаки *Allophaiomys*, а остальное — признаки *Terricola hintoni* Kretzoi, самой архаичной формы рода *Terricola*. Впервые для бассейна Дона отмечен заяц рода *Lepus*. Полевки рода *Microtus* не найдены. Экологический набор видов соответствует лесостепным ассоциациям (Агаджанян, 1992).

Покровский горизонт. Отвечает ИКС 18 (табл. 1). В бассейне Верхнего Дона он представлен погребенным аллювием, к которому приурочен стратотип — разрез Урыв-Покровка, и бобровским лёссом с мерзлотными деформациями типа “щельников”, которые характеризуются прямой намагниченностью и относятся к палеомагнитной эпохе Брюнес (рис. 1, 2). Покровские аллювиальные отложения содержат раннетираспольский комплекс мелких млекопитающих (покровский подкомплекс), в котором отсутствуют представители рода *Allophaiomys*. Преобладает *Mimomys pusillus*, а *Mimomys intermedius* имеет подчиненное значение. Наряду с *Microtus oesonomus* присутствуют архаичные формы *M. hyperboreus*. Из кустарниковых полевков преобладают *Terricola hintoni*, хотя уже появляется *T. gregaloides*. Необходимо заметить, что при отнесении грегалоидных полевков к современному роду *Terricola* один из авторов настоящей работы, А.К. Агаджанян, придерживается формально типологического подхода к систематике ископаемых форм. Он считает, что применение молекулярно-генетических методов в палеонтологии невозможно, пока не будут получены данные по ДНК ископаемых групп. История с афротериями подтвердила несостоятельность злоупотребления молекулярно-генетических данных для эволюционных моделей.

Среди моллюсков в отложениях покровского горизонта встречаются вымершие формы *Lithoglyphus pyramidatus* и др., а также *Vallonia tenuilabris* и *Succinea oblonga*. Наземные моллюски представлены “лёссовым комплексом” с *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Vallonia tenuilabris*, свидетельствующим о климатических условиях холоднее современных (Красненков и др., 1984). По данным М.Н. Валуевой, в покровское время в бассейне Дона существовали перигляциальные ландшафты (Валуева, Красненков, 1981). Похолодание сопровождалось лёссонакоплением и значительным усилением криогенных процессов, на что указывают клиновидные полигональные структуры размером по вертикали до 1.5 м в основании бобровского лёсса, эпигенетически рассекающие залегающую ниже балашовскую почву. О суровости климата свидетельствует также тот факт, что даже на крайнем юге могли встречаться биотопы с участием криофитов. Растительный покров Ниж-

него Дона был представлен тундро-лесостепными ассоциациями. В Подмоскowie в это время были развиты березовые редколесья. В перигляциальных ландшафтах на юге Восточно-Европейской равнины в условиях континентального климата доминировали степи с участками березово-сосновых редколесий и кустарниковых зарослей из березы *Betula fruticosa*, ольховника и ивы. По результатам изучения Ливенцовского разреза (рис. 1) растительный покров Нижнего Дона был представлен тундро-лесостепами с господством ерниковых формаций и кустарниковой березы *Betula fruticosa*, ольховника *Alnaster fruticosus* и ивы *Salix* sp., хвойно-березовых редколесий и открытых пространств, травянисто-кустарничковый покров которых составляли эфедра *Ephedra* sp., верескоцветные *Ericales*, злаки, осоковые, полынь *Artemisia* sp. и др. (Разрезы..., 1977; Валуева, Красненков, 1981; Маудина и др., 1985).

Ильинский горизонт. Сложный ильинский теплый интервал, пришедший на смену покровскому похолоданию и коррелируемый нами с ИКС 17, характеризовался неоднократными колебаниями ландшафтно-климатических условий, приведших к формированию трех аллювиальных комплексов (калачской, веретьевской, моисеевской свит) с раннетираспольской микротериофауной, различающейся по эволюционному уровню, и теплолюбивыми моллюсками. Для отложений этого времени характерно наличие двух разделенных лёссом тяжелосуглинистых почв (ранне- и позднеильинской), коррелируемых с двумя оптимумами ржаксинского почвенного комплекса (разрезы Ильинка, Моисеево, Коростелево и др.; рис. 1, 2). Особенности морфологического строения, физико-химические свойства палеопочв окатовского межледникового указывают на их сходство при некотором различии. Они представлены черноземовидными прерийными почвами, формирование которых происходило на фоне достаточной тепло- и влагообеспеченности при активном участии дернового процесса. Доминирующую роль в формировании почвы раннего оптимума, в условиях смены степных фитоценозов лесостепными, играли гумусово-аккумулятивные процессы, а в поздний оптимум, наряду с гумусово-аккумулятивными, в лесостепных ландшафтах имели место процессы лессиважа.

В оптимальные климатические фазы ильинского межледникового в центральных районах Русской равнины в умеренно теплом климате были развиты смешанные хвойно-широколиственные и широколиственные леса с участием неогеновых реликтов, а южнее, в большинстве лёссовых областей Восточной Европы, в условиях близкого к субтропическому климату преобладали лесостепные ландшафты. Изученная В.В. Писаревой (Маудина и др., 1985) раннеильинская (акуловская) флора Подмоскowie содержит представительную группу американско-евроазиатских и аме-

рикано-средиземноморских родов (сосны секций *Eupitus*, *Cembra*, *Strobus*, *Mirabilis*, ели секции *Omorica*, тсуги, тисса *Taxus* и др.), среди широколиственных пород, наряду с дубом, вязом, липой и грабом, присутствовали ореховые, эвкоммия, каштан, бук, хмелеграб и др. В бассейне Верхнего Дона на протяжении всего межледниковья доминировали степные и лесостепные ландшафты. Характерными таксонами дендрофлоры были ель *Picea s. Omorica*, сосны *Pinus s. Cembra*, *P. sylvestris*, березы *Betula s. Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescens*, дубы *Quercus robur*, *Q. ilex*, граб *Carpinus betulus*, грабинник *C. orientalis*, липы *Tilia cordata*, *T. tomentosa* и др.

Во время формирования горизонта лёсса, разделяющего палеопочвы, существовали перигляциальные ландшафты. В палиноспектрах холодных этапов этого времени, палеоботанически охарактеризованных в разрезе Новохоперск (рис. 1), наряду с пыльцой сибирского кедра и значительным участием березы, встречаются тундровые и степные виды. Растительность в это время напоминала лесостепь Сибири, позже сменявшуюся осоково-злаковыми и полынными степями (Зеликсон, 1980).

В позднеильинское время на Верхнем Дону доминировали лесостепи с участками елово-кедрово-сосново-широколиственных (липово-вязово-дубовых) лесов. В состав характерных таксонов позднеильинской дендрофлоры входили *Picea s. Omorica*, *Pinus s.g. Haploxyton*, *Betula s. Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescens*, *Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Quercus ilex*, *Q. robur*, *Tilia cordata* и др. (Болиховская, 2004).

Для фаун мелких млекопитающих ильинского межледниковья характерна высокая численность *Mimomys pusillus* Mehely, которую сопровождает *M. intermedius* Newton. Род *Terricola* представлен формой *Terricola hintoni-gregaloides*, и появляются единичные *T. arvaloides* (Hinton). Основная группа пеструшек *Lagurus transiens* Janossy архаичных морфотипов. Впервые в бассейне Дона в это время получила распространение полевка, близкая к современной *Microtus hyperboreus* Vinogradov.

Донской горизонт. Отвечает крупнейшему неоплейстоценовому оледенению Русской равнины, образующему донской ледниковый язык — важнейший стратиграфический репер, создающий исключительные возможности для корреляции разрезов, сопоставляемый нами с ИКС 16. Возраст его определяется по положению морены в разрезах между слоями с тираспольской микротериофауной, обнаруженной в аллювиальных осадках разрезов Коростелево, Моисеево, Вольная Вершина, Ильинка, Веретье и др. (рис. 1, 2, табл. 1). Это позволило датировать морену донского ледникового языка, ранее относимую большинством исследователей к среднеоплейстоценовому днепровскому оледе-

нению, второй половиной раннего неоплейстоцена и синхронизировать вначале с окским, а затем со вторым долихвинским оледенением (Величко и др., 1977; Величко, 1980; Красненков и др., 1980; Ударцев, 1980; Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1989).

Покровный ледник “языком” шириной более 400 км продвигался по Окско-Донской равнине — области его наибольшего развития, южнее 50° с.ш. За пределами ледника формировался мощный горизонт донского лёсса с мерзлотными деформациями (инволюции, солифлюкции и мелкие псевдоморфозы по жильным льдам). Мощность трехслойной морены, оставленной ледником, в бассейне Верхнего Дона (разрезы Урыв, Коростелево, Коростелево, Моисеево и др.; рис. 1, 2) колеблется в пределах 1.5–16.5 м, иногда достигая 20 м и более. Визуально цвет глинисто-алевритового моренного суглинка меняется от темно-серого в основании толщи, желто-серо-бурого в средней части до красно-бурого в верхнем слое. Эти слои различаются не только цветом, но и количеством и составом включений, ориентировкой обломочного материала. Так, преимущественно в верхнем слое сосредоточен крупнообломочный материал кристаллических пород. В гранулометрическом составе мелкозема ледниковых осадков доминирует пелитовая фракция, а алевритовая, уступаая ей, составляет 20–33%. По сравнению с более молодыми моренами, подавляющую часть минералогического спектра мелкозема донской морены в бассейнах Оки и Дона составляют минералы местных питающих провинций, а экзотические — роговая обманка, пироксены, биотит — обычно не превышают в сумме 6–10%. Больше всего обломков местных пород (до 93%) содержится в нижнем слое морены. В среднем и, особенно, верхнем (красно-буром) слоях содержится многочисленная галька и гравий изверженных пород (Glushankova et al., 1995; Красненков и др., 1997).

Вся толща донской морены характеризуется относительно близким химическим составом с заметной тенденцией увеличения содержания полуторных оксидов и щелочных металлов вниз по разрезу. В распределении углекислых солей по толще ясно выраженных закономерностей не обнаружено (Glushankova, Sudakova, 1995; Glushankova et al., 1995; Глушанкова, 2008, 2012).

На Окско-Донской равнине, области наибольшего развития оледенения, в раннеледниковые фазы, в период внутри донского межстадиала и в позднеледниковые доминировали перигляциальные степи с господством осоково-злаковых и полынно-маревых сообществ, соседствовавших с ольхово-ерниковыми зарослями из *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*. В фазы климатического пессимума в ледниково-перигляциальной зоне в бассейне Верхнего Дона преобладали перигляциальные тундры и лесотундры с господством

криофитов *Betula nana*, *Betula fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Selaginella selaginoides* и др. (Бוליховская, 2004).

Значительное похолодание в эпоху донского оледенения, влияние которого прослеживается до низовий Дона, фиксируется в экологическом облике мелких млекопитающих, представленных в местонахождениях Змеевка, Клепки-2, Моисеево 2, 3, Троица 1, Богдановка субарктическими видами: *Lemmus sibiricus*, копытным леммингом *Dicrostonyx* sp., северосибирской полевкой *Microtus hyperboreus*, архаичной узкочерепной полевкой *Terricola gregaloides* (рис. 1, 2).

Мучкапский горизонт. Выше горизонта донской морены и коррелятного ей донского лёсса в разрезах Коростелево, Урыв, Моисеево и др. залегает сложнопостроенная пачка отложений, относимая к мучкапскому (рославльскому, беловежскому) межледниковью. Она выделена на основании находок позднетираспольской фауны мелких млекопитающих в разрезах бассейна Верхнего Дона (Вольная Вершина, Коротояк-4, Коростелево, Кузнецовка, пос. Мучкапский; рис. 1) и коррелируется с ИКС 15 и отложениями разреза Фердинандов в Польше, на пылевой диаграмме которого выделяется два климатических оптимума (Janczyk-Korikova, 1991). На территории Окско-Донской лёссовой провинции мучкапский горизонт представлен палеонтологически охарактеризованными аллювиальными, озерными отложениями и лёссово-почвенной формацией. Стратотип горизонта — разрез Вольная Вершина (рис. 1, 2, табл. 1).

В лёссово-почвенной серии мучкапскому горизонту соответствует сложный полигенетический воронский педокомплекс, подстилаемый донской мореной и детально охарактеризованный в ряде опорных разрезов Окско-Донской лёссовой провинции (разрезы Коростелево, Посевкино, Перевоз и др.; рис. 1, 2, табл. 1). Педокомплекс представлен почвами по крайней мере двух этапов оптимального почвообразования, отражающих неоднократные изменения природно-климатических условий межледниковья и содержащих остатки позднетираспольский микротериофауны. Межледниковый педогенез отличался высокой интенсивностью, обусловившей формирование мощных оглиненных почвенных образований. В ранний оптимум в почвенном покрове автономных ландшафтов преобладали черноземовидные почвы прерий в сочетании с луговыми и бурыми лесными лессивированными почвами. По микроморфологическим данным, основная масса иллювиального горизонта бурой лессивированной почвы характеризуется чешуйчато-волокнистым микростроением основной массы иллювиирования, наличием глинистых кутан. Развитие палеопочв происходило под покровом полидоминантных широколиственных лесов, простиравшихся к се-

веру примерно до 59° с.ш. и к югу до 51° с.ш. В подчиненных ландшафтах основной фон почвенного покрова составляли темноцветные гидроморфные разности почв. Аналогичные сочетания почв в современном почвенном покрове наблюдаются в центральных районах Северной Америки, переходных от умеренных к субтропическим. Для формирования почв позднего оптимума, сопоставляемых с черноземовидными почвами, характерно сочетание процессов гумусонакопления, оглеения и слабых признаков иллювиирования. В южных районах Русской равнины в это время реконструируется лесостепь и степь. В интервалах между оптимумами расселялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами (Глушанкова, 2004, 2012; Величко, 2012).

Большую часть Русской равнины в мучкапское межледниковье занимала лесная зона, в составе которой в оптимумы межледниковья доминировали леса с участием плиоценовых реликтов. В климатическом отношении это существенное потепление на территории равнины отличалось от двух предшествующих межледниковий значительной влагообеспеченностью. Внутри него выделяются два хорошо выраженных климатических оптимума (первый глазовский и второй конаховский), разделенных подруднянским похолоданием, в котором количество недревесной пыли (главным образом пыльцы) возрастает до 60% и присутствует пыльца кустарничковых берез и лиственницы (до 5%). Во время глазовского оптимума господствовали полидоминантные широколиственные леса богатого видового состава из дуба, вяза, липы, в которых изредка встречались граб, орех и лапина. Количество пыльцы широколиственных пород достигало 75%. Севернее были развиты олигодоминантные смешанные леса с примесью широколиственных пород, а южнее — лесостепи. Во время второго оптимума (конаховского) сначала доминируют дуб и вяз, а позже граб (каждого примерно по 30%); липа (до 10%) равномерно распространена по всему оптимуму. Ольха (до 60%) преобладает позже дуба, но раньше граба, а пыльцы орешника не более 10%. Постоянно встречаются единичные пылевые зерна пихты. Количество вымерших видов в мучкапское межледниковье — до 4%, а экзотов — до 12% (Бирюков и др., 1992; Писарева, 1997; Шик, 2015). Для флоры второго оптимума мучкапского межледниковья характерно присутствие значительного количества видов, в настоящее время не произрастающих на Русской равнине (до 15%), включая *Ligustrina amurensis*, *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Fagus* sp., *Tillia* cf. *amurensis*, *Woodsia* cf. *manshuriensis* и др. (Писарева, 1997). Подобная реликтовая флора, как и фауна мелких млекопитающих, свидетельствует о раннеленоплейстоценовом (долихвинском) возрасте этих отложений. В палиноспектрах похолоданий

доминирует пыльца березы, что позволяет предполагать расселение березняков. В отдельные этапы похолодания они сменялись бореальной растительностью с преобладанием заболоченных еловых и елово-сосновых лесов. В ряде разрезов мучкапских отложений встречена богатая диатомовая флора, в которой около 5% таксонов вымершие (Шик, 2015). Значительное количество вымерших видов присутствует и в одновозрастной малакофауне (Красненков и др., 1984).

Во всех аллювиальных свитах стратотипического района Верхнего Дона (разрезы Урыв-4, Коротояк-4) и на юге Окско-Донской лёссовой провинции (разрезы Жердевка, Вольная Вершина, Кузнецовка, Коростелево-2), а также в бассейнах Оскола и Северского Донца в отложениях мучкапского межледникового были обнаружены прогрессивные корнезубые полевки *Mimomys intermedius* Newton при отсутствии других древних корнезубых полевок (рис. 2). Ядро фаун составляют степные пеструшки *Prolagus pannonicus* и *Eolagurus agropyrolopi* и полевки *Terricola hintoni*. Для этих фаун характерно также присутствие полевок *Mimomys intermedius* и *M. pusillus*. Последние виды представлены малым количеством костных остатков. Необходимо заметить, что *Mimomys intermedius* и *M. savini* принадлежат к разным эволюционным линиям полевок. Поэтому *Mimomys savini* никак не может быть синонимом *Mimomys intermedius*, как это принято в европейской литературе (Агаджанян, 2009).

По экологическому составу фауны соответствуют теплым условиям межледникового и характеризуются разнообразием видового состава, присутствием большого количества насекомоядных, заметным количеством лесных грызунов. Кроме того, во всех сообществах отмечены виды степных местообитаний: суслики, пеструшки, тушканчики. В фаунах млекопитающих отсутствуют субарктические виды (Агаджанян, Глушанкова, 1987).

Окский горизонт. Ранний неоплейстоцен, в соответствии с региональной хроностратиграфической схемой центральных районов, завершился окским оледенением, которое сопоставляется с эльстерским в Средней Европе и коррелируется нами с ИКС 12. Предполагается, что оно достигало бассейна Оки, однако вопрос о его границах до сих пор остается дискуссионным. По представлениям С.М. Шика, окское оледенение не распространялось южнее линии Рославль–Талдом–Кострома (История..., 1998).

В относительно недавнее время в результате междисциплинарного изучения разреза Мастоженка в бассейне р. Икорец (Воронежская область) обнаружены криотурбированные аллювиальные отложения, залегающие под инжавинской (лихвинской) почвой и содержащие межледниковую фауну мелких млекопитающих с архаичной *Arvicola*

mosbachensis Schmidtgen (Иосифова и др., 2009). Согласно морфометрическим данным, она заметно отличается от *A. mosbachensis*, характерной для лихвинских отложений (Решение..., 2009; Agadjanian, 2012). В то же время в мучкапских отложениях арвиолы вообще отсутствуют, встречается только предшествующая форма — *Mimomys intermedius* Newton.

Еще более убедительные данные были получены по разрезу Шехмань на р. Матыра в Тамбовской области (рис. 1). Здесь выше донской морены залегают два горизонта аллювия, верхний из которых содержит микротериофауну, типичную для лихвинского горизонта, а нижний (со следами криотурбаций) включает архаичных арвиол, близких к таковым разреза Мастоженка. Эволюционный уровень полевок соответствует заключительному этапу кромерского времени. Состав фауны млекопитающих, видовой состав рептилий и птиц свидетельствуют о теплом и умеренно влажном климате межледникового, названного икорским и коррелируемого с ИКС 13. К сожалению, пока отсутствует детальная палинологическая и палеопедологическая характеристика отложений этого межледникового, что затрудняет его сопоставление с другими теплыми эпохами. В палиноспектрах отложений, отнесенных к предшествующему холодному навлинскому горизонту, соответствующему ИКС 14, до 60% составляет пыльца трав, в которой преобладают лебедовые (до 30%) и полынь (до 40%). В составе фауны мелких млекопитающих присутствуют *Dicrostonyx* sp. и *Lemmus lemmus* (Агаджанян и др., 2009; Иосифова и др., 2009).

Согласно последним данным, окское (эльстерское) оледенение было значительно меньше предшествующего донского. Несмотря на ограниченные размеры оледенения, в перигляциальных регионах Русской равнины реконструируются суровые ландшафтно-климатические условия, которые Е.Н. Ананова характеризует как “совершенно особый, в основном безлесный ландшафт, в котором, может быть в непосредственной близости, произрастали представители сухих степей и тундр” (Ананова, 1964, с. 82). На Верхнем Дону в развитии ледниковых ландшафтов окского этапа вначале доминировали перигляциальные тундры с преобладанием березовых редколесий из *Betula tortuosa*, *B. pubescens*, *B. pendula* и ерниковых ассоциаций (*Betula fruticosa*, *Betula nana*), а впоследствии — перигляциальные лесотундры с господством сосново-березовых редколесий.

О перигляциальных ландшафтах окского времени свидетельствует широкое распространение на Русской равнине копытного и обыкновенного лемминга, ареалы которых спускались на юг до 50°–55° с.ш. В то же время наблюдается значительное смещение на север ареала распростране-

ния степной и желтой пеструшки. В результате возникла область совместного обитания этих тундровых и степных форм, характеризующая несуществующие ныне условия перигляциальных степей (Агаджаниян, Глушанкова, 1987; Маркова, 2004; Шик, 2008).

В бассейне Оки морена тесно связана с местными питающими провинциями. Ее составу свойственна большая глинистость (16.6–24.8%), высокая концентрация местных минералов — глауконита и ильменита. Для заполнителя морены характерна ставролит-ильменитовая ассоциация с незначительной примесью роговой обманки, а в петрографическом составе на долю экзотических обломков скандинавского происхождения приходится только около 5%. Минеральный состав глинистой фракции определяется высоким содержанием гидрослюда (~40%) и монтмориллонита (до 40–50%), значительным количеством каолинита (до 20%). Преобладание в окской морене минералов с лабильной решеткой свидетельствует о значительном участии мезозойских (преимущественно монтмориллонитовых) отложений в формировании ее состава. Вещественный состав окской морены, в которой содержание роговой обманки достигает 40–50%, и субмеридиональная ориентировка обломков указывают на распространение ледника с северо-запада (Разрезы..., 1977; Глушанкова, 2011).

В перигляциальной зоне рассматриваемой эпохи формировался горизонт коростелевского лёсса мощностью, как правило, не более 1.0–1.5 м, в основании которого часто фиксируются грунтовые жилы, эпигенетически рассекающие кровлю залегающей ниже воронской почвы и формирующие образования типа “щельников”. Из лёссового горизонта в разрезе Стрелица получена пыльца растений перигляциальной тундры с березовыми редколесьями из *Betula tortuosa*, *B. pubescens*, *B. pendula* и ерниковых ассоциаций (*Betula fruticosa*, *Betula nana*), а также перигляциальной лесотундры с господством сосново-березовых редколесий (содержание пыльцы березы секций *Fruticosa* и *Nanae* до 25%) (рис. 1, 2, табл. 1).

Средний неоплейстоцен

В последние десятилетия появляется все больше данных, свидетельствующих о сложной периодизации палеогеографических событий в среднем неоплейстоцене. Существующие разногласия касаются как крупных ледниковых покровов, так и количества и ранга теплых интервалов. Одни исследователи выделяют два межледниковья — лихвинское и горкинское или лихвинское и каменное, другие — три межледниковья и три оледенения (Былинский, 1992; Шик, 1998, 2004а, 2004б, 2005; Болиховская, 2004; Глушанкова, 2008), которые хорошо увязываются с изотопно-кислород-

ной шкалой, на которой они выражены ИКС 6–11 (Urban, 1995; Turner, 1998 и др.). На территории Чехии А. Смоликовой (Smolikova, 1984) показано развитие трех педокомплексов (ПК IV–ПК VI), нижний из которых соответствует гольштейнскому (лихвинскому) межледниковью, два вышележащих — теплым эпохам (демниц и тренте) внутри оледенения заале. Н. Стремме (Stremme, 1982, 1995) была предпринята попытка корреляции лёссово-почвенных серий от приморской территории Франции до Украины, по данным наиболее детальных исследований в этих районах. Обобщенные им данные показывают, что в интервале между концом оледенения эльстер и концом оледенения заале (стадия варта) наблюдалось три климатических оптимума, наиболее ранний из которых соответствует гольштейнскому межледниковью. Наличие трех ледниково-межледниковых ритмов удалось выделить в полном объеме в лёссово-почвенной формации на территории Окско-Донской лёссовой провинции (Глушанкова, 2015).

Лихвинский горизонт. После окского оледенения наступило лихвинское межледниковье, коррелируемое с западноевропейским гольштейном и сопоставляемое нами с ИКС 11 (табл. 1, рис. 1, 2). Ему соответствует инжавинская почва, формирование которой происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове получили почвы с генетическим профилем, дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу с признаками поверхностного оглеения. Ведущую роль в их формировании играли лессиваж и элювиально-глеевые процессы. Их близкими современными аналогами могут быть лювисоли, псевдоглеи или элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурыми лесными и бурыми лессивированными почвами). Южнее 52° с.ш. в почвенном покрове лесостепных ландшафтов преобладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. На границе лесостепи и степи формировались почвы, близкие к современным черноземам. Южная граница лесостепи в эпоху формирования инжавинской почвы примерно совпадала с ее современным положением (Глушанкова, 2008, рис. 2).

Согласно палеоботаническим данным, для отложений лихвинского межледниковья на Русской равнине характерно преобладание в первой половине климатического оптимума пыльцы дуба, вяза и липы, а во второй половине — граба. При этом в первой половине оптимума сохраняется много ели (до 80%), а во второй — ели и пихты (по 30–40%), в связи с чем количество пыльцы широколиственных пород обычно не превышает 50%. Ольха (до 40%) и орешник (не более 20%) образуют четкую кульминацию в первой половине

межледниковья. Количество вымерших видов не превышает 4%, а экзотов — 11% (Шик, 2015). В оптимальные фазы лихвинского межледниковья в бассейне Верхнего Дона сначала преобладали дубово-грабовые, елово-пихтовые и грабово-буково-дубовые формации, а затем лесостепи с господством дубрав и грабово-вязово-дубовых ассоциаций. В составе характерных родов и видов, отражающих климато-фитоценоотические особенности этих палеосообществ, присутствуют *Tsuga canadensis*, *Picea s. Omorica*, *Pinus s. Cembra*, *P. s. Strobus*, *Juglans regia* и другие плиоценовые реликты (Болиховская, 2004).

Принадлежность лихвинского межледниковья к первой половине среднего неоплейстоцена подтверждается данными изучения флоры из старичной фации аллювиальных отложений Лихвинского стратотипа у г. Чекалин, а также находками мелких млекопитающих (Разрезы..., 1977). В составе фауны отсутствуют субарктические виды мелких млекопитающих, но присутствует архаичная *Arvicola mosbachensis*, сменившая *Miomys intermedius*. Лихвинские фауны характеризуются разнообразием видового состава, высокой численностью насекомых, рыжей полевки, присутствием лесных мышей. Эволюционно эти сообщества отличаются рядом особенностей. Так, впервые на Дону появляется и широко радирует группа *Arvicola*, которая представлена здесь архаичной *A. mosbachensis*. Резко падает численность *Terricola*, которая представлена видом, близким к современной *T. subterraneus* (Selys-Longchamps), хотя существенно отличается от последней по ряду признаков. Продолжает нарастать численность и разнообразие *Microtus*, появляются формы, близкие к современным *M. agrestis* L. и *M. arvalis* Pallas. Из состава землероек исчезает *Drepanosorex*. Несколько увеличивается в размерах *Sorex ex gr. runtonensis* Hinton и *Neomys*. Последняя приобретает переходный характер между раннелепестовыми *Lagurus transiens* Janossy и современными *L. Lagurus* Pallas. В фаунах этого времени отсутствуют остатки холодолюбивых видов мелких млекопитающих (Агаджанян, 2009).

Калужский горизонт. Переход от лихвинского межледниковья к последующей днепровской (московской) ледниковой эпохе на Русской равнине характеризовался чередованием похолоданий и потеплений на протяжении длительного этапа. Выделяются не менее двух потеплений межстадиального ранга — кошинское и марьинское. Оледенение, следовавшее за лихвинским межледниковьем, скорее всего, не достигало центра Русской равнины. Отвечающий ему горизонт похолодания ледникового ранга, названный в региональной шкале калужским, хорошо выражен в Чекалинском разрезе, в бассейне Оки (рис. 1, табл. 1). Ему соответствует первое крупное продвижение ледникового покрова, названного печор-

ским, поскольку льды продвигались из Новоземельского и Пай-Хойского центров. Он сопоставляется с ИКС 10, и во внеледниковой зоне ему отвечает борисоглебский горизонт лёсса, залегающий на инжавинской (лихвинской) почве и являющийся материнской породой для более молодой каменской межледниковой почвы, разделяющей печорский и последующий ледниковые этапы (табл. 1).

Эпоха калужского похолодания, связанная с максимумом первой послелихвинской, печорской, ледниковой эпохи, началась с этапа, который привел к развитию мелкополигонального растрескивания, свидетельствующего об усилении континентальности климата, а возможно, его аридизации на завершающих стадиях лихвинского межледниковья (Разрезы..., 1977; Глушанкова, 1994; Длусский, 2001). Печорскому оледенению соответствует ступинский палеокриогенный горизонт. В его раннюю фазу “а” кровля инжавинской почвы была нарушена солифлюкцией и ледогрунтовыми мелкополигональными структурами размером по вертикали около 1 м. В позднюю фазу “б” в некоторых разрезах появляются псевдоморфозы по ледяным жилам с размером по вертикали не более 2 м (Величко и др., 2004).

В наиболее холодные фазы на территории Окско-Донской лёссовой провинции господствовали ландшафты перигляциальной тундры, лесотундры, тундро-лесостепей и тундро-степей. Приледниковые районы были ареной расселения бореально-лесных растений, крио- и ксерофитов: лиственницы *Larix* sp., сосны обыкновенной *Pinus sylvestris*, березы пушистой и повислой *Betula pubescens*, *B. pendula*, кустарниковой березы *B. fruticosa*, карликовой березки *Betula nana*, ольховника *Alnus fruticosa*, плаунка сибирского *Selaginella sibirica*, полыни подрода *Seriphidium* и др. В южной части внеледниковой зоны Русской равнины в это время доминировали перигляциальные ландшафты лесостепей и степей (Болиховская, 2004).

Чекалинский горизонт. Калужское похолодание сменилось потеплением межледникового ранга, названным чекалинским и сопоставляемым нами с ИКС 9 и началом ИКС 8, а также с каменской ископаемой почвой, сформированной в межледниковую эпоху, уступающую предшествующему лихвинскому межледниковью по теплообеспеченности (табл. 1, рис. 2).

Каменское межледниковье. Исследованиями последних лет существенно детализирована последовательность событий в интервале между горизонтом лихвинского межледниковья и горизонтом днепровской морены. Здесь в лёссовой серии, выше инжавинского педокомплекса, отвечающего лихвинскому межледниковью, был выделен еще один почвенный комплекс межледникового типа — каменский, содержащий, судя по разрезам Прилу-

ки (в бассейне Днепра) и Рассказово (в бассейне Дона), фауну хазарского комплекса, представленную главным образом степными видами: *Citellus* sp., *Lagurus* ex gr., *Lagurus*, *Microtus gregalis* (Глушанкова, 1994, 2008; Маркова, 2004; табл. 1).

На протяжении межледниковья сформировался почвенный покров, в котором на севере Русской равнины доминировали почвы — древние аналоги современных дерново-подзолистых, серых лесных почв. Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединилось оглинение *in situ* и гумусообразование. Основной фон почвенного покрова в ландшафтах бассейнов Верхнего и Среднего Дона составляли почвы — возможные аналоги современных серых лесных, бурых лесных лессивированных, черноземовидных почв луговых степей, выщелоченных черноземов (рис. 2). Формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, в бассейне Верхнего Дона — в ландшафтах лесостепи на ранней стадии развития, на последующей стадии — под разнотравно-злаковыми степями с участками грабово-дубовых лесов, березняков и ольшаников, а в наиболее гумидную лесную фазу — под дубово-грабовыми, сосново-березовыми и ольховыми лесами (Глушанкова, 2004; Болиховская, 2004).

Для палинологической характеристики этого межледниковья нами были использованы материалы по Литве, где к ИКС 9 относятся хорошо изученные снайгупельские отложения. Для них характерен четко выраженный климатический оптимум с содержанием широколиственных пород до 50–60%. В первой половине оптимума они представлены только дубом (до 40%), липой (до 20%) и вязом (до 10%), которые появляются и кульминируют практически одновременно; граб (до 50%) появляется только во второй половине оптимума. Пихта полностью отсутствует, а количество пыльцы ели, даже во второй половине оптимума, не превышает 15%. Ольха и орешник образуют растянутый максимум между максимумами смешанного дубового леса и граба (ольхи до 60%, а орешника более 100% от суммы пыльцы остальных древесных пород). В составе дендрофлоры, по сравнению с флорами предыдущих межледниковий, резко сократилось участие плейстоценовых реликтов. Наряду с широко распространенными древесными породами, на рассматриваемой территории встречались: *Larix* cf. *decidua* Mill., *Abies* cf. *alba* Mill., *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sec. Strobilus*, *Picea* sec. *Omorica*, *Betula* sec. *Costatae*, *Tilia platyphyllos* Scop., *T. tomentosa* Moench, *Carpinus betulus* L. (Кондратене, 1996).

Вологодский горизонт. Второе оледенение среднего неоплейстоцена — вологодское — сопоставляется нами с большей частью ИКС 8 (табл. 1).

Вологодская морена, широко развитая на северо-западе Русской равнины, в последнее время была обнаружена в северной части Тверской и Ярославской областей, где на ней, как и севернее, залегают горкинские межледниковые отложения (Шик и др., 2009). По многочисленным скважинам установлено, что южнее морена с таким вещественным составом отсутствует (Грибченко, Немцова, 2001). По составу обломочного материала вологодская морена существенно отличается от вышележащей московской разности.

В лёссово-почвенных образованиях бассейна Дона вологодскому горизонту отвечает орчикский лёсс, служащий материнской породой для роменской почвы (табл. 1, рис. 2). Это похолодание характеризуется господством в северных ледниково-перигляциальных областях Восточно-Европейской лёссовой провинции перигляциальных тундр, лесотундр и степей.

Горкинский горизонт. Значительное потепление в ранге межледниковья фиксируется данными ЭПР-анализа около 220 тыс. лет назад и соответствует большей части ИКС 7. В эту эпоху на Русской равнине господствовали широколиственные и хвойно-широколиственные леса и формировались почвы с монокристаллическим, слабо дифференцированным профилем, без признаков иллювиирования материала, в значительной степени оглеенные и криотурбированные (табл. 1). Палеопочвы, сформированные на маломощном орчикском лёссе, залегают в подошве днепровского лёсса и в разрезах Верхнего Дона, как правило, сближены с более древними почвами. В опорных разрезах бассейнов Сейма, Суры (разрезы Михайловка, Чирково) и Нижней Камы (разрезы Коминтерн, Раздольный, Татарская Чижма и др.) они образуют самостоятельный стратиграфический горизонт, отделяясь от нижележащей каменной почвы слоем лёссовидного суглинка (0.16–0.7 м), в значительной степени измененного педогенными процессами (рис. 1, 2, табл. 1). По сравнению с более древними среднеплейстоценовыми почвами, они менее четко характеризуются как в генетическом, так и в климатостратиграфическом плане. Некоторые исследователи выделяют их как самостоятельное образование, придавая им межледниковый ранг, другие трактуют их как межстадиальное образование (Величко и др., 1997; Величко, Морозова, 2005; Глушанкова, 1994, 2008; Длусский, 2001; Болиховская, 2004). Слабая выраженность этой почвы, многими исследователями принимавшейся за межстадиальную, хорошо увязывается с низким содержанием пыльцы широколиственных пород в климатическом оптимуме горкинского межледниковья (Шик, 2014).

Пространственная неоднородность почв менее отчетливо выражена, по сравнению с почвами более древних эпох среднего неоплейстоцена.

Можно предположить, что их изменение связано не со сменой характера почвообразования, а с условиями седиментации мелкозема и деформации профиля криогенной природы. В северных разрезах Окско-Донской лёссовой провинции роменская почва сильно нарушена, и на этом уровне выделяются оглеенные, криотурбированные образования со слабой сохранностью профиля. Возможно, это связано с активным последующим воздействием на профиль почвы экзогенных процессов в перигляциальной зоне днепровского оледенения. Вблизи верхнего контакта роменской почвы В.П. Нечаевым описаны фестончатые криогенные деформации, аналогичные сходным образованиям в современном деятельном слое на западе полуострова Ямал (Нечаев, 2005). Можно предположить, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) заключительной эпохи среднео-плейстоценового педогенеза находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры.

Четкие морфотипические признаки роменской почвы установлены в почвенном покрове южной половины Русской равнины, где она представлена ярко-бурой или красновато-бурой толщей с кротовинами и карбонатным горизонтом в основании. В ней выявлены микроморфологические признаки процессов оглинения *in situ*, без перемещения продуктов почвообразования по профилю. На юго-западе равнины им свойственна значительная выветрелость минеральной массы, оглинение, аккумуляция углекислых солей, высокая биогенная активность на фоне слабого гумусонакопления.

Согласно палинологическим данным, во время формирования роменской почвы в бассейне Оки доминировали леса с участием дуба, липы. В средней полосе Русской равнины содержание пыльцы широколиственных пород (дуба, вяза, липы) в палеопочве не превышает 15–20%, в других межледниковьях оно достигает 50–60% и присутствует пыльца граба, что свидетельствует о климате лишь немного теплее современного. В климатическом оптимуме количество пыльцы сосны достигает 40%, ели и березы — по 20%. Ольха (до 75% от суммы остальных древесных пород) кульминирует одновременно с широколиственными породами, а содержание пыльцы орешника не превышает 10%. По всему климатическому оптимуму присутствуют единичные пыльцевые зерна лиственницы. В составе преобладающей на протяжении всего потепления в бассейне Верхнего Дона лесной растительности постоянно участвовали грабинниково-дубовые, грабово-дубовые и хвойно-березовые леса (Шик и др., 2009; Шик, 2014, 2015).

Бедная по составу хазарская микротериофауна, извлеченная из кротовинного горизонта роменской почвы в разрезе Прилуки, указывает на

существование открытых ландшафтов в долине р. Сула во время формирования почвенного покрова (Маркова, 2004).

Московский (днепровский) горизонт. Днепровско-московская ледниковая эпоха, соответствующая большей части ИКС 6, пришедшая на смену теплым эпохам, является максимальной в среднем неоплейстоцене (табл. 1). Она сопоставляется с заальской эпохой в Центральной Европе и подразделяется на две стадии — раннюю собственно днепровскую (аналог стадии дренге) и позднюю московскую (аналог стадии варта). Исследование органо-генных осадков между днепровской и московской моренами в ледниковых районах и коррелятных им отложений в перигляциальных областях (курская почва) не позволяет выделить в этом хронологическом интервале межледниковых отложений.

В Лихвинском стратотипе к днепровско-московскому этапу относится мощная толща, состоящая из: 1) раннеднепровских водно-ледниковых алевритов; 2) трехслойной морены, отвечающей днепровской и московской стадиям оледенения и днепровско-московскому межстадиалу; 3) позднемосковских лёссовидных супесей. Костеносный горизонт с лемминговой фауной залегает во флювиогляциальных отложениях под днепровской мореной и выше лихвинской озерной толщи. В составе фауны преобладает копытный лемминг *Dicrostonyx cf. simplicior* Fejfar (Агаджанян, 1983). Для копытного лемминга среднего неоплейстоцена В.С. Зажигиным (2003) было предложено использовать название *D. henseli*. Однако это название было преокупировано ранее для одного из морфотипов позднеплейстоценового копытного лемминга. Нельзя использовать название *D. henseli* для леммингов среднего неоплейстоцена без анализа количественного соотношения морфотипов строения моляров сопоставляемых популяций (Агаджанян, 2009).

В указанном местонахождении довольно высока численность серого лемминга *Lemmus*, полевки-экономки, узкочерепной полевки. Малочисленные виды чекалинской пеструшки представлены формой *Lagurus transiens* Janossy. Аналогичная фауна найдена в разрезе Черменино на Верхней Волге (рис. 1). Причем, в отличие от фауны местонахождения Чекалин, здесь в составе сообщества присутствует *Arvicola*. По структуре эмали зубы этой полевки имеют признаки *Arvicola mosbachensis*. К сожалению, малое количество материала не позволяет выполнить количественную оценку признака (Разрезы..., 1977). В ряде местонахождений ледниковой эпохи в бассейнах Дона, Сейма, Оки, Волги были обнаружены остатки типичных животных Субарктики и перигляциальных степей: *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus sibiricus*, *Lagurus ex gr. lagurus*, *Microtus gregalis* (Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1989; Агаджанян, 2009).

В максимальную стадию развития ледниковый покров занимал обширные площади в северной части Русской равнины, проникая по долине Днепра на юг до устья р. Орель. Подобно другим ледниковым эпохам, в эпоху днепровского оледенения максимальное распространение имели тундростепи.

Наиболее ранние криогенные деформации, относящиеся к первому криогенному горизонту днепровской ледниковой эпохи (инволюции, солифлюкции, мелкие псевдоморфозы по жильным льдам), отмечаются в роменской почве. Наряду с этим, в отложениях днепровской и московской холодных эпох достаточно широко распространены псевдоморфозы по жильным льдам, относящиеся к двум более молодым палеокриогенным горизонтам, непосредственно связанным с эпохой аградации днепровского ледникового покрова. При этом отмечается тенденция к развитию более крупных псевдоморфоз (~3 м по вертикали) в московском горизонте (Величко и др., 2004).

В наиболее полных разрезах оставленная ледником красновато-коричневая морена достигает мощности нескольких десятков метров. В Боровско-Тарусском районе она неоднородна по минералогическому составу глинистой фракции: нижний слой по своим параметрам близок к окской морене, тогда как верхний определяется максимальным для Чекалинского района содержанием гидрослюда (до 50–60%) и каолинита (~30%), при незначительном (до 20%) включении минералов с лабильной решеткой. Такой состав глинистой фракции свидетельствует о значительном влиянии на формирование днепровской морены удаленных питающих провинций по сравнению с местными (Разрезы ..., 1977; Sudakova et al., 1995).

Поздний неоплейстоцен

Поздний неоплейстоцен представляет собой единый последний ледниково-межледниковый макроцикл, изучение которого имеет большое значение для эволюционного анализа современных природных условий. На территории Русской равнины он ознаменовался заметной перестройкой природной среды, выразившейся в усилении ритмичности и контрастности в изменении климата, в интенсивности и характере направленности педогенеза. Умеренный климат теплых и относительно теплых этапов сменялся периодически холодным, перигляциальным. Более контрастными стали и биоклиматические изменения на отдельных теплых и холодных этапах.

Поздненеоплейстоценовый этап является наиболее изученным в геологической истории Русской равнины. Тем не менее остается еще множество вопросов относительно хронологии и ландшафтно-климатических особенностей теп-

лых и холодных этапов разного ранга для последних ~130 тыс. лет. Прежде всего они касаются интервала, отвечающего ИКС 5d–5a (табл. 1). Этот интервал отличается своеобразными климатическими условиями — чередованием значительных похолоданий, возможно с развитием небольших материковых оледенений, с потеплениями. При этом климат в средних широтах все это время оставался холоднее современного. Большинство исследователей относит его к валдайской (вюрмской, вислинской) ледниковой эпохе, с ранне- и поздневалдайскими мегастадиями (ИКС 4 и 2), разделенными продолжительным (около 25 тыс. лет) мегаинтерстадиалом (ИКС 3). Некоторые считают возможным включить его в состав микulinского межледниковья (Шик и др., 2006). Разногласия вызывает также вопрос о положении границ крупных стадий (“мегастадий”) валдайского оледенения (Спиридонова, 1983; Евзеров, 2002; Шик, 2008).

Максимальная мощность и наиболее сложное строение верхнеплейстоценовых лёссов характерно для зоны их оптимального накопления в западном и центральном секторах Русской равнины. Эта зона включает в себя три уровня лёсса и три уровня ископаемых почв, два из которых образуют педокомплекс. Южнее мощности верхнеплейстоценовой лёссовой толщи значительно уменьшается, упрощается ее строение. Наблюдается существенное сокращение мощностей валдайских лёссов с выклиниванием брянской палеопочвы (Глушанкова, 1994, 2008). В восточном секторе Русской равнины лёссовый покров не образует сплошного массива, а носит прерывистый и островной характер (Глушанкова, 2012, 2015; Глушанкова и др., 2017; Судакова и др., 2017). Граница его сплошного и прерывистого распространения в общих чертах совпадает с восточной периферией Окско-Донской равнины. Далее, вплоть до южного Предуралья, лёссовые отложения представлены в редких небольших массивах, где они имеют малые мощности. Исключение составляет территория Камской лёссовой провинции, где они покрывают значительную площадь междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Их общая мощность неодинакова и, как правило, не превышает 25–30 м. В пределах водораздельной поверхности выделяется несколько распространенных типов лёссовых разрезов. Первый из них приурочен к современным водораздельным пространствам, которые в целом соответствуют древним доплейстоценовым водоразделам. Мощность лёссовой толщи на вершинных участках междуречий составляет 10 м и менее. На отдельных участках она уменьшается до 2.5 м. Второй тип приурочен к современным водораздельным участкам, соответствующим доплейстоценовым и плейстоценовым эрозионным

понижениям в кровле коренных отложений тарского яруса и более молодым эрозионным понижениям в подстилающих озерно-аллювиальных отложениях, мощность которых достигает 22 м. Мощность лёссовой толщи здесь превышает 10 м, реже составляет 20 м и более. Третий тип разрезов приурочен к современным водоразделам, соответствующим глубоким эрозионным врезам в толщу подстилающих среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений, мощность которых незначительна. Местами они полностью размыты. Мощность лёссовой толщи здесь достигает 18 м и более (Glushankova, 2015).

Фауны мелких млекопитающих позднего неоплейстоцена, изученные А.К. Агаджаняном по сборам Г.В. Холмового в бассейне Оскола и Р.В. Красненкова в бассейне Верхнего Дона, отличаются рядом особенностей. Водяная полевка этих сообществ по своей морфологии напоминает современную *Arvicola sapidus* Miller Пиренейского полуострова. Почти повсеместно получает распространение *Microtus agrestis* L., которая по строению зубов еще не идентична современной пашенной полевке. В большинстве сообществ присутствует подземная полевка *Terricola subterraneus* (Selys-Longchamps), но численность ее очень низкая. По строению M_2 и M_3 эта полевка еще отличается от современной *Terricola subterraneus* (Selys-Longchamps) центральных районов Русской равнины. В отличие от голоцена, в позднем неоплейстоцене бассейнов Дона и Верхней Волги повсеместное распространение имели узкочерепная полевка, желтая и обыкновенная пеструшка, степная пищуха, выхухоль (рис. 2).

Помимо перечисленных общих отличий эволюционного характера, различные фауны позднего неоплейстоцена имели свои региональные и экологические отличия, обусловленные, прежде всего, палеогеографическими условиями. Региональные отличия выражаются в том, что в бассейне Оскола и Верхнего Дона повсеместно присутствуют суслики, слепушонка, пеструшки и слепыш. В сообществах холодного времени бореальный элемент представлен лишь малочисленными представителями рода *Lemmus*. На Верхней Волге в сообществах позднего неоплейстоцена суслики и пеструшки очень редки, землерои *Ellobius* и *Spalax* вообще отсутствуют. Лемминги, напротив, обычны, а в фаунах максимума оледенения преобладает копытный лемминг *Dicrostonyx henseli* Hinton.

Микулинский горизонт. Исходя из стратиграфического положения, морфотипических показателей верхнеплейстоценовых почв, подтвержденных биостратиграфическими данными, установлено их соответствие микулинскому (земскому, ресс-вюрмскому, сангамонскому) межледниковью, сопоставляемому с ИКС 5e; интерстадиалу начала валдайской ледниковой эпохи (крутицкому, ИКС 5a),

хронологически сопоставляемому с интерстадиалом брёруп; дунаевскому (брянскому) интерстадиалу ИКС 3 (Чеботарева, Макарычева, 1974) (табл. 1, рис. 2).

В основании верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной серии залегает педокомплекс, имеющий наибольшую стратиграфическую выдержанность по площади среди неоплейстоценовых почв и сопоставляемый с ИКС 5. В опорных разрезах древних междуречных пространств почвы ранневалдайского интерстадиала и микулинского межледниковья, как правило, наложены одна на другую и образуют мощный (1.0–3.95 м), сложнопостроенный педокомплекс (“мезинский”), нарушенный деформациями фазы “б” смоленского криогенного горизонта. Теплые эпохи почвообразования разделены периодом похолодания, сопровождавшимся лёссонакоплением (севский лёсс мощностью 0.3–1.0 м) и формированием деформаций фазы “а” смоленского криогенного горизонта. В подавляющем большинстве опорных разрезов лёсс в первоначальном виде не сохранился. Он переработан почвообразованием ранневалдайского интерстадиала и является материнской породой для почв этой эпохи (табл. 1, рис. 2). Стратиграфическое положение педокомплекса определяется развитием нижней (“салынской”) почвы либо непосредственно на ледниковых отложениях днепровского возраста, как в бассейне Верхней Оки (Чекалинский разрез), либо на их возрастных аналогах — лёссах и лёссовидных суглинках в разрезах Окско-Донской равнины (разрезы Коротояк, Урыв, Коростелево и др.), Приволжской возвышенности (разрез Чирково и др.), в бассейнах Средней Волги и Нижней Камы (разрезы Коминтерн, Татарская Чишма, Тиганы, Раздольный и др.) (рис. 1, 2).

На территории Окско-Донской лёссовой провинции, а также в бассейнах Средней Волги, Нижней Камы в ландшафтах микулинского межледниковья преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения (рис. 2). Основной фон почвенного покрова в лесной зоне составляли текстурно-дифференцированные лессивированные почвы, возможные аналоги современных лювисолей, а на юго-западе равнины — аналоги бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых почв. В настоящее время они составляют основной фон почвенного покрова Центральной и Средней Европы. В лесостепных ландшафтах почвенный покров этого времени характеризовался сложным строением. Он был представлен комбинациями западинных почв с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем и почв лугово-черноземного генезиса. Степная зона была редуцирована. Она трансформировалась в лесостепь, а черноземовидные почвы занимали пространства на самом юге Русской равнины. По

генетическим свойствам, а также по закономерностям географического размещения почвы микулинского межледникового обнаруживают принципиальное сходство с почвами современной эпохи. Они почти идентичны современным почвам Западной и Средней Европы, так называемым парабраунерде, лессиве, фалерде, псевдоглеи (Морозова, 1981).

В почвенном покрове микулинского межледникового четко проявляется широтная зональность. Общий план почвенных зон обнаруживает сходство с существующими ныне зонами, отличающаяся в основном тем, что на территории Окско-Донской равнины южная граница лесных почв была сдвинута на 75–100 км к югу, а древняя лесостепная зона продвигалась южнее на 200–250 км. В настоящее время здесь проходит граница между подзонами типичных и обыкновенных черноземов. Граница между подзонами северной и южной лесостепи проходила южнее на 100–150 км. Площадь степных почв была вдвое меньше по сравнению с современной эпохой. В этой зоне выделяются участки почв лесного генезиса (Глушанкова, 2004).

Наиболее широко распространенным в ландшафтах микулинского межледникового был неморальный тип растительности, представленный формацией широколиственных лесов с доминантным положением граба обыкновенного (*Carpinus betulus*) или граба, дуба и липы. Южнее 52° с.ш. на большей части равнины леса сменялись лесостепными и степными ассоциациями. В лесостепной зоне роль граба в составе широколиственных лесов была гораздо большей, чем в настоящее время. Степной тип растительности занимал примерно ту же территорию, что и сейчас, но в фитоценоотическом отношении существенно отличался. Основное отличие заключалось в том, что это были формации луговых степей в сочетании с формациями грабово-дубовых (на западе) и дубовых (на востоке) лесов. Общий план растительных зон в микулинское межледниковье в целом был сходен с существующими ныне зонами. Основное отличие заключалось в смещении границ лесной зоны к северу и к югу от современного их положения, в отсутствии растительности тундрового типа на севере Русской равнины и широком распространении севернее 60° с.ш. березовых и еловых лесов с большим или меньшим участием дуба, граба и вяза (Гричук, 1989).

Сообщества мелких млекопитающих первой половины позднего неоплейстоцена, соответствующие микулинскому межледниковью, такие как Старый Оскол, Урыв-5, характеризуются присутствием землероек, выхухоли, лесных мышей, рыжей полевки, лесной соны. Аналогичные по составу фауны описаны в бассейне Сейма и Верхней Волги (Агаджаниян, 2009). В целом они

характеризуются таксономическим разнообразием и преобладанием видов хвойно-широколиственных лесов (рис. 1). Для подобной фауны из торфяника в местонахождении Черемошник на Верхней Волге (Агаджаниян, 1972) получены датировки 114.2 и 115.5 тыс. лет (Rusakov et al., 2015).

Валдайский надгоризонт. В позднем неоплейстоцене Окско-Донской лёссовой провинции, помимо межледникового микулинского горизонта, выделяется валдайский надгоризонт, подразделяющийся на три горизонта, отвечающих двум крупным ледниковым стадиям или “мегастадиям” (калининский и осташковский горизонты) и разделяющему их длительному (более 25 тыс. лет) мегаинтерстадиалу (брянский, дунаевский) (табл. 1, рис. 2).

Для валдайского холодного этапа хорошо известны три палеокриогенных горизонта. Наиболее ранний из них – смоленский – представлен двумя фазами. В более раннюю фазу “а” кровля микулинской почвы была нарушена солифлюкцией и ледогрунтовыми мелкополигональными структурами размером по вертикали около 1 м. В более позднюю фазу “б” в некоторых разрезах появились псевдоморфозы по ледяным жилам с размером по вертикали не более 2 м. Владимирский палеокриогенный горизонт почти повсеместно нарушает профиль брянской ископаемой почвы деформациями типа пятен-медальонов, что может свидетельствовать об условиях, по крайней мере, южной периферии области сплошной многолетней мерзлоты. Наиболее суровые условия существовали в фазу “а” ярославского криогенного горизонта. Для этого времени характерны наиболее крупные псевдоморфозы по ледяным жилам, обнаруженные в толще над брянским, деснинским, лёссом, с размером по вертикали до 3–4 м, а иногда и более. Фаза “б” отвечает смягчению мерзлотно-климатических условий и, вероятно, условиям области прерывистой мерзлоты (Величко и др., 2004).

Теплый климат микулинского межледникового постепенно сменился ранневалдайским похолоданием (~70–47 тыс. лет назад) с первой еще не очень суровой волной распространения мерзлотно-процессов, с возникновением многолетней мерзлоты не только на севере, но и в средней части Русской равнины. Внутри валдайского ледникового климатического периода (~70–10 тыс. лет назад, ИКС 4–2), характеризующегося сменой нескольких потеплений и похолоданий, реконструировано две интерстадиальные эпохи педогенеза – ранневалдайская крутицкая (ИКС 5а) и средневалдайская брянская, коррелируемая с ИКС 3. Хроностратиграфическое положение почв ранневалдайского интерстадиала (верхнего члена мезинского педокомплекса), последовавшего за микулинским межледниковьем и кратковременным

внутримезинским похолоданием, свидетельствует о том, что время их формирования совпадает с периодом смягчения климата, уступающим по термическим показателям микулинскому межледниковью.

Верхневолжский (крутицкий) интерстадиал. Длительное и сложное в палеогеографическом отношении время, последовавшее за микулинским межледниковьем, характеризовалось на начальных этапах многочисленными климатическими колебаниями — похолоданиями и потеплениями. Интервал смягчения климата, по термическим показателям уступающий микулинскому межледниковью, представлен в разрезах Окско-Донской лёссовой провинции почвой ранневалдайского (крутицкого) интерстадиала — верхнего члена полигенетического мезинского почвенного комплекса, сопоставляемого с ИКС 5а (табл. 1). К этому временному интервалу в пределах Средней Европы относят формирование верхних гумусированных почв полигенетических комплексов (аналогов мезинского педокомплекса), залегающих в основании вюрмских (вислинских) лёссов: Нетулиско 1 на Сандомирской возвышенности (Jersak, 1976; Konecka-Betley, 1994, 2001; Mojski, 2005), наумбургского и ломачского в Германии (Liberoth, 1964), гумусовых зон над ресс-вюрмской почвой в ФРГ (Semmel, 1973), ПК II в Чехии, почвы Варнетон в Бельгии (Paere et al., 1990) и др.

Результаты изучения почв ранневалдайского интерстадиала на территории бассейнов Дона, Днепра, Оки, Средней Волги, Нижней Камы свидетельствуют о почвообразовании в условиях открытых безлесных ландшафтов и формировании своеобразных почв, аналоги которых в современном почвенном покрове отсутствуют (рис. 2). Характер, направление педогенеза, строение почвенного покрова относительно микулинского межледниковья существенным образом изменилось. Морфологические признаки, основные показатели физико-химического состояния почв, в особенности однообразие свойств органического вещества (гуматно-кальциевый состав, слабая степень обуглероженности и окисленности высокоароматичных молекул гуминовых кислот), характеризующие почвообразование этой эпохи, указывают на относительное однообразие элементарных процессов педогенеза. Среди них явно доминировал дерновый процесс, способствовавший развитию почвенного покрова и почв с однотипным строением профиля, в котором гумусово-аккумулятивный горизонт почти повсеместно представлен темноокрашенным суглинком мощностью 0.6–1.5 м. Аналогами этих почв в современном почвенном покрове могут быть черноземовидные почвы под лугово-степной растительностью. Большинство зарубежных исследователей относят их к черноземам, однако отсутствие в профиле иллювиально-карбонатного горизонта проти-

воречит этому. В это время наблюдается деградация лесной зоны, ослабление структуры природной зональности. В составе однообразного по строению почвенного покрова преобладали почвы черноземовидного генезиса. На заключительных этапах или уже после завершения почвообразования почвы крутицкого интерстадиала подверглись воздействию криогенных процессов (смоленская криогенная фаза “b”). В некоторых разрезах появились псевдоморфозы по ледяным жилам с размером по вертикали не более 2 м. Коренное отличие этой эпохи заключалось не только в однообразии почвенного покрова и общей выравненности природных условий на значительных площадях, но и в принципиально иной зональной структуре по сравнению с микулинским межледниковьем и с современностью. В это время отсутствовали широтные изменения почв.

Вслед за ранневалдайской эпохой педогенеза наступил период похолодания, сопровождавшийся лёссонакоплением в обстановке господства холодных гиперзональных условий. В перигляциальной области началу среднего валдая отвечает маломощный горизонт хотылевского лёсса, являющегося материнской породой для почв брянской эпохи (табл. 1). Время его формирования может быть отнесено к ИКС 4 и частично к ИКС 3. Это подтверждают полученные в последние годы датировки по OSL этого горизонта лёсса в Лихвинском стратотипическом разрезе ($>70 \pm 7$ тыс. лет назад) и в разрезе Гололобово (34 ± 4 тыс. лет назад) в бассейне Оки (Little et al., 2002).

Дунаевский (брянский) интерстадиал. В интервале ~45–25 тыс. лет фиксируется этап смягчения климата с внутренними колебаниями от более теплых к более холодным условиям, который в целом рассматривается как средневалдайский мегаинтерстадиал. В ледниковой области это дунаевский интерстадиал (31–25 тыс. лет назад), а в лёссовой к нему относится брянский интерстадиал, сопоставляемый с верхней частью средневалдайского мегаинтерстадиала (поздняя фаза ИКС 3) и представленный брянской ископаемой почвой в центре и на востоке и дубновской почвой на юго-западе Русской равнины. В Западной и Центральной Европе к этому интерстадиалу относятся глайнский комплекс (Fink, 1969), ПК 1 в Чехии (Smolikova, 1984), Кессельт в Бельгии (Paere et al., 1990), сент-ромен во Франции, менде Е в Венгрии (Pecsi, 1991) и др. Хронологическое единство почв, генетически сопряженных между собой на значительной территории, установлено как по строению профиля типа A1–BCa, в отдельных случаях — A1–BCa–Cg, так и по характеру криогенных деформаций владимирского криогенного горизонта (мелкие структурные клиновидные деформации типа пятен-медальонов, солифлюкционные образования, характерные для центральных районов, и аструктурные образования, свойствен-

ные западным районам), нарушивших палеопочву, способствовавших перемешиванию почвенной массы и вторичному оглеению. Одновозрастность палеопочв подтверждается также многочисленными радиоуглеродными датами по однотипному материалу — препаратам гумусовых кислот из ископаемых почв и древесному углю из образцов в разрезах бассейнов р. Десна (Брянск — 24920 ± 1800 лет назад (Мо-387), Мезин — 24300 ± 320 лет назад (ИГАН-88)); р. Сейм (Михайловка — 26390 ± 900 лет назад (ИГРАН-333)); р. Ока (Фатьяновка — 22300 ± 250 лет назад (ИГРАН)); р. Дон (Новохоперск — 22840 ± 220 лет назад, ИГРАН)) и многих других. Они отражают верхний предел средневалдайского теплого интервала и генетическую сопряженность палеопочв в различных регионах Русской равнины (табл. 1, рис. 2).

Уровень брянской ископаемой почвы, диагностируемый на последней стадии развития как мерзлотно-глеевый, хорошо прослеживается в лёссовых разрезах уже к югу от границы валдайского оледенения, а также в пределах днепровского и донского ледниковых языков (рис. 2). Он отличается от межледникового и современного почвенного покрова отсутствием развитых в настоящее время на территории Русской равнины почв, древние аналоги которых составляли основной фон почвенных покровов в микулинское межледниковье. Отсутствие прямых аналогов среди современных почв, противоречивость в сочетании признаков строения профиля брянской почвы, свойственных широкому спектру типологически различных почв, педогенез которых определяется контрастными экологическими условиями, привели к различному, часто противоречивому, толкованию их генезиса, условий их образования и возрастных аналогов. Так, фульватный состав гумуса и упрощенное строение молекул гуминовых кислот, свойственные рассматриваемой почве, характерны для органического вещества широкого ряда современных почв от тундровых до пустынных сероземов, а также подзолистых почв. Но отсутствие в палеопочве признаков иллювиирования исключает их сопоставление с последними. Наличие в большинстве случаев хорошо оформленного карбонатного иллювиального горизонта в профиле палеопочвы присуще также как степным, так и палевым мерзлотным почвам Центральной Якутии, лугово-лесным почвам Восточной Сибири. Известно, что развитие первых происходит в условиях суббореального, слабо аридного климата с хорошо выраженной сезонной контрастностью, а формирование вторых связано с экстраконтинентальными криоаридными условиями (Глушанкова, 1999, 2008). Принимая во внимание сказанное выше и исходя из полученных результатов, генетическая общность почв средневалдайского интервала на территории бассейнов Дона, Оки, Волги, Камы установлена на основе следую-

щих признаков: 1) наличия гумусового горизонта с фульватным составом органического вещества; 2) присутствия иллювиально-карбонатного горизонта в основании профиля и ниже — признаков глеевого горизонта, не всегда четко проявляющегося; 3) увеличения глинистой фракции в профиле почв; 4) специфической ооидной агрегированности в микростроении. В формировании почвенного покрова активное участие принимали процессы относительного гумусонакопления, внутрисочвенного выветривания и накопления углекислых солей. Перечисленные показатели обнаруживаются в палевых мерзлотных почвах, развитых в современности на лёссовидных карбонатных суглинках в экстраконтинентальных, криоаридных районах Центральной Якутии, в бассейне р. Лена. Сочетание ряда признаков указывает на развитие почв в условиях провинциального изменения увлажнения. Специфической чертой природных условий этой эпохи является полная деградация почв лесного генезиса как зонального элемента (Глушанкова, 1994, 1998, 2004).

Исследования, проведенные в бассейне Десны, позволили установить в указанном выше диапазоне радиоуглеродных датировок не менее двух фаз педогенеза, а в бассейне Среднего Дона они подтвердили их разновозрастность и выявили наличие более ранних уровней в интервале ИКС 3 (Синицын, 2006). Исходя из сказанного, брянский горизонт в лёссовых разрезах высоких водоразделов и речных террас следует рассматривать как интегральный хроностратиграфический уровень, отражающий сложные события средневалдайского интерстадиала, соответствующего основной части ИКС 3. Брянский интервал завершается распространением волны криогенеза, зафиксированного в структуре владимирского криогенного горизонта, нарушившего почвенный комплекс и совпадающего, вероятно, с начальными этапами поздневалдайского оледенения (~24–10.3 тыс. лет назад). За пределами ледника располагалась обширная перигляциальная область. На водораздельных пространствах в субаэральной обстановке в это время шло интенсивное накопление лёссов. В долинах рек происходило формирование перигляциального аллювия. Спецификой природной обстановки этого времени было абсолютное преобладание седиментогенеза над почвообразованием, способствовавшее формированию своеобразных синлитогенных почв. В это время на Русской равнине наблюдается деструкция лесной зоны. Наступает господство открытых перигляциальных ландшафтов со слабо выраженной широтной дифференциацией.

Толща отложений, залегающая между брянской и голоценовой почвами, наблюдаемая в ряде опорных разрезов Окско-Донской лёссовой провинции, включает деснинский и алтыновский горизонты лёссов, разделенные уровнем слабого поч-

вообразования — трубчевской почвой. Время их формирования сопоставляется с ИКС 2 (24–10 тыс. лет назад) (табл. 1). На суровые условия этого времени указывают наиболее крупные псевдоморфозы (до 4–5 м) по льдам ярославского криогенного горизонта, отражающие существование за весь неоплейстоцен криогенных условий, близких к тем, которые сейчас господствуют в Восточной Сибири. К этому времени произошла кардинальная перестройка в структуре природной среды с абсолютным преобладанием лёссонакопления. Повсеместное развитие получили криогенные полигональные системы, сплошь покрывавшие междуречные пространства. Климат этого этапа характеризуется как экстрааридный, суровый (Изменение..., 1999; Нечаев, 2005; Величко, 2012).

Сообщества мелких млекопитающих валдайской холодной эпохи характеризуются относительной бедностью видового состава и сочетанием тундровых и степных видов: леммингов, суслика, пеструшек, а в южных районах — тушканчиков. Фауна этого времени детально описана в местонахождении Черемошник на Верхней Волге. Отложения, из которых получены остатки леммингов и которые расположены над микулинским торфяником (Агаджанян, 1972, 1973), имеют датировки 27480–19790 тыс. лет (Rusakov et al., 2015).

Голоцен

Формирование современных ландшафтных зон на Русской равнине, начатое по завершению последней ледниковой эпохи, как и везде в умеренных широтах, относится к голоцену — современному межледниковью. Оно связано с крупнейшим климатическим рубежом, имевшим место около 10–12 тыс. лет назад. В это время в связи с потеплением климата сократилась интенсивность геологических и мерзлотных процессов, началось формирование современного почвенного покрова на фоне существенных изменений природной среды: от холодных перигляциальных условий позднеледниковья до условий с высокой тепло- и влагообеспеченностью в середине голоцена (атлантическое время) и к более низкому уровню термообеспеченности современного этапа (Глушанкова, 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов комплексного междисциплинарного исследования опорных разрезов неоплейстоцена Окско-Донской лёссовой провинции позволило выявить сложнейшую динамику изменений природной среды, обусловленную последовательной сменой 9 теплых и относительно теплых эпох (7 межледниковых и 2 интерстадиальных) и 8 разделяющих их холодных эпох (ледниковых или приравненных к ним похолода-

ний ледникового ранга). Удалось реконструировать 17 палеогеографических этапов в развитии природной среды и не менее 9 существенных перестроек почвенного покрова на протяжении последних 0.8–0.7 млн лет.

Изложенные выше материалы показывают, что ранний неоплейстоцен в бассейне Дона охватывает 4 межледниковья и 4 холодные эпохи: петропавловское межледниковье, покровское оледенение, ильинское межледниковье, донское оледенение, мучапское межледниковье и окское оледенение. В последнее время, в результате изучения некоторых разрезов в области донского оледенения, был выделен еще один ледниково-межледниковый макроцикл в интервале между мучапским межледниковьем (ИКС 15) и окским оледенением (ИКС 12).

В среднем неоплейстоцене выделяется: лихвинское межледниковье, калужское похолодание ледникового ранга, каменское межледниковье, вологодское оледенение, горкинское межледниковье, днепровское (московское) оледенение. В настоящее время в среднем неоплейстоцене вместо двух ранее выделенных ледниково-межледниковых макроциклов установлено чередование трех. Представление о наличии трех межледниковий и трех оледенений хорошо увязывается с изотопно-кислородной шкалой, на которой они выражены ИКС 6–11 (табл. 1).

В позднем неоплейстоцене выделяется: микулинское межледниковье, валдайское оледенение с ранне-поздневалдайскими мегастадиями (калининский и осташковский горизонты), разделенными продолжительным брянским мегаинтерстадиалом. Завершает поздний неоплейстоцен продолжающееся современное (голоценовое) межледниковье.

Сложная последовательность природно-климатических событий прослеживается внутри межледниковых эпох. Анализ палеопедологических материалов по ильинскому, мучапскому, лихвинскому, каменскому, микулинскому межледниковьям свидетельствует о существовании внутри их структуры нескольких фаз, отвечающих двум или более оптимумам. Непростая климаторитмика реконструирована по палинологическим данным для 4 ледниковых этапов неоплейстоцена: в образованиях донского и калужского ледниковых этапов выявлено по одному интерстадиалу; днепровский ледниковый ритм разделялся межстадиалом на две (днепровскую и московскую) стадии; более сложное строение характерно для валдайского этапа. Для покровской, донской, окской, днепровской холодных эпох установлено развитие покровных оледенений.

Межледниковый почвенный покров на протяжении неоплейстоцена формировался на территории Окско-Донской лёссовой провинции, образуя сложный зональный спектр почв. Развитие

его на водораздельных пространствах и высоких террасах происходило в условиях лесных, лесостепных и степных ландшафтов преимущественно суббореального почвенно-климатического пояса. Самый древний, балашовский, почвенный уровень, соответствующий петропавловскому горизонту (ИКС 19) и перекрытый бобровским лёссом (ИКС 18), формировался в условиях, отличных от суббореального педогенеза. Второму теплому этапу раннего неоплейстоцена, ильинскому межледниковью (ИКС 17), пришедшему на смену покровскому похолоданию, соответствуют два сближенных уровня черноземовидных прерийных почв (ранне- и позднеильинская), коррелируемых с двумя оптимумами ржаксинского педокомплекса и перекрытых отложениями донского ледникового комплекса — мореной или фациально связанным с ней донским лёссом (ИКС 16). В основании днепровской покровной толщи развит воронский педокомплекс мучапского (беловежского, рославльского) межледниковья (ИКС 15), перекрытый горизонтом коростелевского лёсса (ИКС 12). В основании последнего фиксируются грунтовые жилы, проникающие из окского горизонта лёссов, формирующие образования типа “щельников” и эпигенетически рассекающие кровлю залегающего ниже воронского педокомплекса. Последний представлен бурыми лесными, прерийными, лугово-черноземными почвами двух этапов оптимального почвообразования. Подобные сочетания почв в современном почвенном покрове существуют в центральных районах Северной Америки.

Серия средненеоплейстоценовых почв, состоящая из инжавинского, каменского, роменского горизонтов, перекрывается горизонтом днепровского лёсса (ИКС 6), в котором прослеживаются несколько уровней слабого почвообразования и проявлений криогенеза. Самый ранний из трех палеокриогенных горизонтов холодного этапа представлен инволюциями, нарушающими профиль роменской почвы. Два более молодых горизонта представлены псевдоморфозами по ледяным жилам. При этом отмечается тенденция к развитию более крупных псевдоморфоз (~3 м по вертикали) в московском горизонте. Лихвинскому межледниковью (ИКС 11) соответствует инжавинский педокомплекс, формирование которого происходило в две стадии в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове имели почвы с дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем, с признаками поверхностного оглеения. Их близкими современными аналогами могут быть лювисоли, псевдоглеи или элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурыми лесными и бурыми лессивированными почвами), в верховьях Рейна и Дуная. Калужское похолодание ледникового ранга, следовавшее за

лихвинским межледниковьем (ИКС 10), сменилось чекалинской межледниковой эпохой, на протяжении которой сформировался почвенный покров, представленный горизонтом полигенетической каменной почвы, сопоставляемым с ИКС 9. Эта эпоха характеризуется преобладанием текстурно-дифференцированных почв в раннюю фазу развития и бурых лесных лессивированных почв в позднюю фазу. В комплексе с бурыми лесными почвами они широко распространены в настоящее время в Западной Европе и на юге Центральной Европы, в частности в верховьях Вислы. В заключительную эпоху среднего неоплейстоцена, в горкинское межледниковье (ИКС 7), на территории Окско-Донской лёссовой провинции формировались почвы с монолитным, слабо дифференцированным профилем, без признаков иллювиирования материала, в значительной степени оглеенные и криотурбированные. Можно предположить, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры.

Основным маркирующим горизонтом поздне-неоплейстоценовой лёссово-почвенной серии является мезинский педокомплекс. Формирование почв в раннюю фазу педогенеза, соответствующую микулинскому межледниковью (ИКС 5e), происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Их текстурно-дифференцированный профиль с обилием глинистых кутан иллювиирования свидетельствует об участии процессов лессиважа в педогенезе почв. Их современными аналогами могут быть лювисоли, составляющие основной фон почвенного покрова Центральной и Средней Европы. Формирование почв крутицкого интерстадиала (ИКС 5a), соответствующего поздней фазе развития мезинского педокомплекса, происходило в условиях открытых безлесных ландшафтов. Аналогами этих почв в современном почвенном покрове можно рассматривать черноземовидные почвы под степной растительностью. В заключительную фазу брянского интерстадиала (ИКС 3), сопоставляемого со средневалдайским интерстадиалом, происходило формирование тундрово-глеевых (глееземов) и дерново-мерзлотно-глеевых почв континентального холодного климата, с особой системой закономерностей географического размещения, отражающих провинциальные изменения увлажнения. Специфической чертой природных условий этой эпохи является полная деградация почв лесного генезиса как зонального элемента. Владимирский криогенный горизонт (ИКС 2) почти повсеместно нарушил профиль брянской почвы деформациями типа пятен-медальонов. Современными аналогами почв брянского интерстадиала могут быть почвы в верховьях р. Лена. Наиболее суровые условия существовали в фазу “а” ярославского криогенного горизонта. Для этого времени характерны наиболее крупные псев-

доморфозы по ледяным жилам, обнаруженные в толще над брянским (деснинским) лёссом, с размером по вертикали до 3–4 м, а иногда и более.

Из 7 межледниковых эпох, выделенных выше палеомагнитной границы Брюнес–Матуяма и сопоставленных с глобальными климатическими изменениями, наиболее тепло- и влагообеспеченным было мучкапское межледниковье.

Установлено, что межледниковое почвообразование эволюционировало от отдаленно похожего на субтропическое в раннем неоплейстоцене до суббореального в среднем и позднем неоплейстоцене и бореального, свойственного максимально холодной фазе валдайской ледниковой эпохи, с абсолютным преобладанием седиментации над педогенезом.

Главный климатический тренд, определивший развитие и эволюцию почвенного покрова в неоплейстоценовых ландшафтах бассейна Дона, заключался в направленном похолодании от ранненеоплейстоценовой межледниковой эпохи к позднеоплейстоценовой. Сходная направленность в сторону нарастания суровости и аридности климата отмечается и для ледниковых эпох. В максимум холодной фазы (пессимум) вместо полизональной системы, свойственной межледниковьям, образовалась единая (или слабо дифференцированная) область со сходными биоклиматическими особенностями.

Формирование современных ландшафтных зон на Русской равнине, начатое по завершению последней ледниковой эпохи, как и везде в умеренных широтах, относится к голоцену – современному межледниковью. Оно связано с крупнейшим климатическим рубежом, имевшим место около 10–12 тыс. лет назад. В это время в связи с потеплением климата сократилась интенсивность геологических и мерзлотных процессов, началось формирование современного почвенного покрова на фоне существенных изменений природной среды от холодных перигляциальных условий до условий с высокой тепло- и влагообеспеченностью в середине голоцена (атлантическое время) и к более низкому уровню термообеспеченности современного этапа.

Полученные результаты в основных чертах корреспондируются с имеющимися данными по сопредельным территориям и служат основой для проведения широких палеогеографических реконструкций и межрегиональных корреляций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1972. № 39. С. 67–81.
Агаджанян А.К. Копытные лемминги плейстоцена // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 320–355.

Агаджанян А.К. Раннеднепровская фауна Чекалинского (Лихвинского) разреза // История и эволюция современной фауны грызунов. М.: Наука, 1983. С. 204–263.

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 2009. 679 с.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 145–170.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития Среднерусской перигляциально-лессовой провинции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 4. С. 89–107.

Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Шик С.М. Разрез нижнего плейстоцена Мастюженка и его значение для региональной стратиграфии // Материалы Всероссийского научного совещания “Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе”. М.: ГЕОС, 2009. С. 20–24.

Ананова Е.Н. Новые данные о флоре лихвинского межледниковья // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1964. Т. 69. Вып. 6. С. 78–90.

Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н., Величко Ф.Ю., Шик С.М. Новые данные стратиграфии четвертичных отложений Рославльского страторайона // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 152–180.

Болховская Н.С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом “Городец”, 2004. С. 567–582.

Былинский Е.Н. Детализированная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Русской платформы // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 1992. Вып. 1. С. 142–148.

Валуева М.Н., Красненков Р.В. Результаты палинологических исследований верхнеплиоценовых и нижне-четвертичных отложений опорного верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов европейской части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981. С. 5–13.

Величко А.А. О возрасте морен днепровского и донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–20.

Величко А.А. Основные черты ландшафтных изменений на территории Северной Евразии в позднем плейстоцене и голоцене // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. Ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 2002. С. 109–114.

Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.

- Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в плейстоцене // Многоликая география. М.: Ин-т географии РАН, 2005. С. 65–75.
- Величко А.А., Ударцев В.П., Морозова Т.Д., Маркова А.К., Певзнер М.А., Грибченко Ю.Н., Сычева С.А. О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 5. С. 1142–1145.
- Величко А.А., Маркова А.К., Певзнер М.А., Ударцев В.П. Положение границы эпох магнитной полярности Матуама–Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1147–1150.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 115–140.
- 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., Чиколени Н.И. Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: Ин-т географии РАН, 1997. 141 с.
- 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 // Известия РАН. Сер. географ. 2004. № 1. С. 7–25.
- Глушанкова Н.И. Органическое вещество погребенных почв, новейших отложений и его палеогеографическое значение. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. М.: МГУ, 1972. 25 с.
- Глушанкова Н.И. Плейстоценовый педогенез и палеогеография ископаемых почв Русской равнины. Автореф. дисс. ... докт. географ. наук. М.: МГУ, 1994. 50 с.
- Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги и Нижней Камы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 91–107.
- Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования четвертичных отложений в бассейне Верхней Оки // Известия РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 30–42.
- Глушанкова Н.И. Развитие почвенного покрова в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом “Городец”, 2004. С. 538–560.
- Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск–Москва: Маджента, 2008. 348 с.
- Глушанкова Н.И. Геологическое строение и палеогеография неоплейстоцена в бассейне Нижней Камы (по материалам изучения опорных разрезов) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 134–155.
- Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Верхнего Дона (по материалам изучения разреза Коростелево) // Литология и полезн. ископаемые. 2012. № 3. С. 231–244.
- Глушанкова Н.И. Палеопедогенез в климатических циклах позднего плейстоцена и голоцена на Русской равнине // Изв. РГО. 2015. Т. 147. Вып. 1. С. 65–82.
- Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Палеогеографическая обусловленность формирования и распространения перигляциально-лёссовой формации неоплейстоцена в бассейнах рек Суры, Вятки, Камы // Изв. РГО. 2017. Т. 149. Вып. 5. С. 56–80.
- Грибченко Ю.Н., Немцова Г.М. Участок оз. Белое–Вологда–Носарь–Трубника–Яковлевское // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 64–74.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Грищенко М.Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде СССР // Материалы по четвертичному периоду СССР. 1952. Вып. 3. С. 145–157.
- Длусский К.Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2001. 24 с.
- Евзеров В.Я. Валдайское оледенение в Кольском регионе // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 71–75.
- Зажигин В.С. О копытных леммингах (*Dicrostonyx*, *Microtinae*, *Rodentia*) Ойогос-Яра Восточной Сибири и о видовом статусе среднелепестчатого вида рода *Dicrostonyx* // Естественная история Российской Восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. Сборник статей. М.: ГЕОС, 2003. С. 14–26.
- Зеликсон Э.М. О флоре из подморенных отложений бассейна Дона (по данным изучения Новохоперского разреза) // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 168–189.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Ратников В.Ю., Шик С.М. Об икорецкой свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 89–104.
- История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. 406 с.
- Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартала Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Академия, 1996. 213 с.
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешикина Е.А., Либерман Ю.Н. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка (по данным изучения мелких млекопитающих) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 677–680.
- Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В., Иосифова Ю.И. Опорные разрезы нижнего плейстоцена в бассейне Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1984. 212 с.
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.
- Маркова А.К. Плейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной Европы // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом “Городец”, 2004. С. 583–598.

- Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю. Единцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1195–1199.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Нечаев В.П. Субаэральная криолитозона в структуре природной зональности Земли // Материалы Третьей конференции геокриологов России. Т. 3. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2005. С. 12–13.
- Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–133.
- Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
- Решение рабочей группы по мелким млекопитающим (8–9 октября 2007 г.) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 27–29.
- Синицын А.А. Геологическая и культурная стратиграфия палеолитической стоянки Костёнки 14 (Маркина Гора), Средний Дон. Проблемы хронологии // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Международное рабочее совещание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 92–93.
- Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 42–57.
- Судакова Н.Г., Немцова Г.М., Глушанкова Н.И. Закономерности пространственной и временной изменчивости состава морен в центральном регионе Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 62–68.
- Судакова Н.Г., Введенская А.И., Глушанкова Н.И., Костомарова В.А. Палеогеографические провинции перигляциально-лессовой формации Средневолжского бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2017. № 3. С. 61–68.
- Ударцев В.П. К вопросу о соотношении покровных и ледниковых комплексов Окско-Донской равнины // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 20–72.
- Холмовой Г.В., Красенков Р.В., Иосифова Ю.И. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1985. 137 с.
- Чеботарева Н.С., Макарышева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
- Чепалыга А.Л. Раннеплейстоценовые моллюски перигляциальной зоны бассейнов Дона и Днепра // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 140–153.
- Шук С.М. Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины // Тезисы докл. Международного симпозиума “Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли”. Петрозаводск, 1998. С. 94.
- Шук С.М. Некоторые проблемы глобальной и региональной стратиграфии четвертичной системы (квартера) // Проблемы региональной геологии: музейный аспект. М.: Акрополь, 2004а. С. 189–191.
- Шук С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004б. Т. 79. Вып. 5. С. 82–92.
- Шук С.М. Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего плейстоцена // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (“Квартер 2005”). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 459–460.
- Шук С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 40–49.
- Шук С.М. Неоплейстоцен центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 108–120.
- Шук С.М. Палеоботаническая характеристика межледниковий неоплейстоцена центра европейской России // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2015. С. 229–231.
- Шук С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 85–121.
- Шук С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А. Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 111–121.
- Agadjanian A.K. Timing of the *Miomys*–*Arvicola* transition on the Russian Plain // *Quaternary Int.* 2012. V. 271. P. 38–49.
- Fink J. Le loess en Auricle // *La stratigraphie des loess d'Europe. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire.* 1969. № 1. P. 28–41.
- Glushankova N.I. Structure, composition, and depositional environments of recent sediments in the Lower Rama River basin // *Lithol. Miner. Resour.* 2015. V. 50. № 3. P. 192–202.
- Glushankova N., Sudakova N. Glacial stratigraphy of the Lower Pleistocene in the Oka-Don Region // *Glacial deposits in north-east Europe.* Ed. Ehlers J. Rotterdam: A.A. Balkema, 1995. P. 157–160.
- Glushankova N., Gribchenko Y., Sudakova N. Lithology of the Lower Pleistocene tills in the southern glaciated area of Russia // *Glacial deposits in north-east Europe.* Ed. Ehlers J. Rotterdam: A.A. Balkema, 1995. P. 161–166.
- Janczyk-Kopikova Z. The Ferdinandow Interglacial in Poland // *Geol. Quarterly.* 1991. V. 35. P. 71–80.
- Jersac J. Nature of fossil soils and their paleogeographic and stratigraphic implication // *Biuletyn Instytutu Geologicznego.* 1976. V. 297. P. 21–39.
- Konecka-Betley K. Fossil soils of Late Pleistocene developed from losses // *Roczniki gleboznawcze.* 1994. Suppl. 44. P. 55–62.
- Konecka-Betley K. Reconstruction of Late Pleistocene and Holocene pedological processes in Central Poland // *Roczniki gleboznawcze.* 2001. V. 36. P. 75–84.
- Liberch I. Einige Bemerkungen zu paleopedologischen Problem bei der Gliederung der Loesser // *Ber. Geol. Ges. DDR.* 1964. Bd. 9. H. 6. P. 54–69.
- Little E.C., Lian O.B., Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Dlussky K.M., Rutter N.W. Quaternary stratig-

- raphy and optical dating of loess from the East European (Russia) // *Quatern. Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 1745–1762.
- Majski J.E. Ziemia Polska w czwartorzeciu. Zarys morfogenezy. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 2005. 404 p.
- Paape R., Mariolakis I., Van Overloop E., Keepers E. Last interglacial-glacial north-south geosol traverse (from stereotypes in the North Sea Basin and in the eastern Mediterranean) // *Quaternary Int.* 1990. V. 5. P. 57–70.
- Pecsi M. Problems of loess // *GeoJournal.* 1991. V. 24. P. 143–150.
- Rusakov A., Nikonov A., Saveliyeva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quaternary Int.* 2015. V. 365. P. 26–41.
- Semmel A. State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. C. Area between the Scandinavian and the Alpine glaciation. I. Periglacial sediments and their stratigraphy // *Eiszeitalter und Gegenwart.* 1973. Bd. 23/24. P. 293–305.
- Smolikova L. On the development of Pleistocene soils in Czechoslovakia // *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Proc. Symp. Organized by INQUA Commission on Loess and Paleopedology. XI INQUA Congress. Budapest, 1984.* P. 33–38.
- Stremme N.E. Correlation of the Quaternary paleosols // Project 73-1-24 “Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere”. Report № 8. Kyoto, 1982. Pa-217.
- Stremme N.E. Correlation of the Quaternary pedostratigraphy from Western to Eastern Europe Russia // *Terra Nostra. International Union for Quaternary Research. XIV International Congress. Berlin, 1995.* P. 263.
- Sudakova N., Nemtsova G., Andreicheva L., Bolshakov V., Glushankova N. Lithology of the Middle Pleistocene tills in the central and southern Russian Plain // *Glacial deposits in north-east Europe. Ed. Ehlers J. Rotterdam: A.A. Balkema, 1995.* P. 175–182.
- Turner Ch. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy // *Quaternary Int.* 1998. V. 47–48. P. 41–49.
- Urban B. Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacial (Holsteinaian, Reinsdorf and Schoningen) in the Schoningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany) // *Mündel. Rinks. Geol. Dtsch.* 1995. V. 52. P. 175–186.
- Velichko A.A., Faustova M.A., Gribchenko Y.N., Pisareva V.V., Sudakova N.G. Glaciation of the East European Plain – distribution and chronology // *Quaternary Glaciations – Extend and Chronology, Part 1: Europe. Ed. Gibbard J. Amsterdam: Elsevier, 2004.* P. 337–354.

Рецензенты В.С. Зыкина, А.С. Тесаков

Neopleistocene of the Oka-Don Periglacial-Loess Province: Stratigraphy, Paleogeography, Correlation

N. I. Glushankova^{a,*} and A. K. Agadjanian^b

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bBorisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: ni.glushankova@mail.ru

As a result of complex interdisciplinary studies, the existence of a much more complex glacial-interglacial climatic rhythms than previously thought was revealed in the Neopleistocene history of the Oka-Don Loess Province. Nine warm epochs (7 interglacial ones, 2 interstadial ones, including the Holocene) and 8 separating glacial epochs or cooling periods equated to them over the last 0.7–0.8 million years have been established. The sequence of the development of the ice sheets and the interglacial periods separating them in the Early and Middle Neopleistocene is significantly revised. In the Early Neopleistocene, another glacial-interglacial macrocycle was identified in the interval between MIS 15 and MIS 12, and in the Middle Neopleistocene, instead of two previously identified macro cycles, an alternation of three ones was established. The concept of landscape and climatic changes within interglacial epochs has become more complex. Paleopedological materials on the Ilyinsky, Muchkapsky, Kamensky, and Mikulinsky interglacial periods indicate the existence of several phases within them, corresponding to two or more optima. It is shown that in the series of interglacial epochs, the most humid and heat-provided thermochron was the Muchkapsky interglacial. The evolution of interglacial pedogenesis and the natural environment over the last ~780 thousand years has been traced. The main climatic trend that determined the development of the natural environment and the evolution of landscapes in the geological history of the Oka-Don Loess Province was the directed cooling from the Early Pleistocene Interglacial epoch to the Late Pleistocene epoch. A similar trend towards increasing severity and continentality of the climate is observed for the glacial epochs. Interregional correlation of deposits and events of the Neopleistocene in glacial and periglacial regions in the Don, Dnieper, Volga, and Kama basins was performed.

Keywords: Neopleistocene, recent deposits, loess-soil formation, paleosols, small mammals, stratigraphy, paleogeography, correlation, events