

РЕКОНСТРУКЦИИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ БАССЕЙНОВ РЕК ДОНА, ВОЛГИ, КАМЫ

© Н. И. ГЛУШАНКОВА*,¹ А. К. АГАДЖАНЯН **

* Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

** Палеонтологический институт РАН, Москва

E-mail: ¹ni.glushankova@mail.ru

В результате комплексных исследований, проведенных в бассейнах Верхнего и Среднего Дона, Средней Волги, Нижней Камы, получены детальные литолого-геохимические, палеопедологические и палеонтологические данные, характеризующие новейшие отложения ряда стратотипических и опорных разрезов. Они послужили основой для фациально-генетического разграничения, расчленения и корреляции выделенных горизонтов, хронологически увязанных посредством палеопедологических и палеонтологических данных с временной шкалой плейстоцена. Это позволило выполнить палеогеографические реконструкции почвенного покрова и природной среды на протяжении от раннего плейстоцена до голоцена включительно; дать ритмоклиматическое обоснование стратиграфического расчленения новейших отложений на значительной территории Восточно-Европейской равнины.

Ключевые слова: плейстоцен, палеогеография, стратиграфия, корреляция, лёссово-почвенная формация, палеопедогенез, ископаемые почвы, опорные разрезы, микротериофауна, эволюция.

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии и палеогеографии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего изучения новейших отложений в целях: 1) палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем плейстоцена, широко используемых в геолого-съемочных и поисковых работах; 2) понимания общих тенденций развития природной среды в последний миллион лет, необходимых для создания прогностических сценариев возможных изменений в первой половине XXI в. Наиболее перспективным при этом является изучение отложений, накопление которых происходило на протяжении длительных периодов. Именно с этим связана уникальная роль результатов исследования лёссовых покровов, часто содержащих в едином почти непрерывном разрезе геохронологическую и палеогеографическую информацию об одном, двух или всех звеньях плейстоцена.

Обобщение материалов многолетнего детального исследования ряда стратотипических и опорных разрезов плейстоцена в ледниковых и перигляциальных областях на территории бассейнов рек Верхнего и Среднего Дона, Оки, Средней Волги, Нижней Камы с применением комплекса методов четвертичной геологии, палеогеографии, генетического почвоведения, позволило: 1) оценить общее строение лёссовых покровов, представляющих достаточно полную стратиграфическую колонку, свойственную плейстоцену центральных и восточных регионов Русской равнины; 2) провести расчленение лёссово-почвенной формации; 3) установить надежные стратиграфические и временные реперы, отражающие глобальные изменения палеогеографической обстановки; 4) выполнить межрегиональную корреляцию выделенных горизонтов; 5) восстановить основные палеогеографические события последних 0.7—0.8 млн лет на значительной части территории Восточно-Европейской равнины.

Ранний плейстоцен

Петропавловский термохрон. Основание плейстоцена совпадает с рубежом палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес (0.78 млн л. н.). В принятых стратиграфических схемах нижняя граница плейстоцена проводится в основании петропавловского горизонта, относящегося к палеомагнитной эпохе Матуяма [33]. Соответствующие ему аллювиальные отложения, изученные авторами в бассейне Верхнего Дона, содержат микротериофауну, переходную от таманской к тираспольской. Облик сообщества Петропавловка-2 определяют полёвки, с преобладанием среди них корнезубых форм рода *Mimomys*, при высокой численности некорнезубых особей. По экологическому облику эта фауна лесостепного типа, существовавшая в условиях теплого и умеренно влажного климата [1, 2]. В субэдральных отложениях петропавловскому горизонту отвечает балашовская почва, в которой обнаружена микротериофауна с преобладанием сусликов рода *Citellus*, которую исследователи относят к самым низам эпохи Брюнес или к заключительной фазе эпохи Матуяма. Выявленные диагностические особенности указывают на наличие в ней признаков субтропического почвообразования [9, 14, 15].

Покровское похолодание. Наличие моренных и водно-ледниковых отложений в разрезах южной Литвы свидетельствует о развитии покровного оледенения на ее территории, которое, возможно, достигало широт Москвы [21, 23]. В перигляциальных ландшафтах Верхнего Дона покровское похолодание сопровождалось лёссонакоплением и значительным усилением криогенных процессов, о чем свидетельствуют клиновидные структуры в основании бобровского лёсса, 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 Нижнего Дона был представлен тундро-лесостепями [7, 17].

Ильинское время. По комплексу данных, полученных в бассейне Дона, сложный в палеогеографическом отношении *ильинский теплый интервал* (~ 780—660 тыс. л. н., ИКС 17), пришедший на смену покровскому похолоданию, характеризовался неоднократными колебаниями ландшафтно-климатических условий, приведших к формированию трех аллювиальных комплексов с раннетираспольской микротериофауной и теплолюбивыми моллюсками, двух, разделенных лёссом тяжелосуглинистых почв (ранне-, позднейильинской), коррелируемых с двумя оптимумами ржаксинского почвенного комплекса. Согласно аналитическим данным содержание илистой фракции в них изменяется в пределах: в позднейильинской почве (верхней) — 36.6—52.3 %, в раннейильинской (нижней) — 37.0—54.9 %. В палеопочвах наблюдается довольно равномерное распределение по профилю окислов кремнезема, содержание которых в верхней почве — 66.3—68.1 %, в нижней — 61.7—68.3 %. По сравнению с подстилающей породой палеопочвы обогащены оксидами железа (4.2—6.63 % — в верхней, 4.7—5.0 % — в нижней); алюминия (12.7—14.85 — в верхней почве, 13.2—16.3 % — в нижней). Содержание органического вещества колеблется соответственно: в верхней почве — 0.21—0.29 %, имеет фульватный состав (Сгк/Сфк 0.8—0.9), а в нижней — 0.16—0.32 %, с преобладанием в составе гумуса гуматов кальция (Сгк/Сфк 1.1—1.3). В обеих почвах максимум гумуса с высоким содержанием гумина (почти 80 %) приходится на среднюю часть горизонта А₁. Особенности морфологического строения, физико-химические свойства палеопочв ильинского меж-

ледниковья указывают на определенное их сходство при некотором различии. Они позволяют предположить, что формирование их происходило на фоне достаточной тепло- и влагообеспеченности при активном участии дернового процесса. Доминирующую роль в формировании раннеилльинской почвы в условиях смены степных фитоценозов лесостепными играли гумусово-аккумулятивные процессы, а в позднеилльинской — наряду с гумусово-аккумулятивными, в лесостепных ландшафтах имели место процессы лессиважа [1—3, 7, 14, 15].

Донское оледенение. Теплые эпохи первой половины раннего плейстоцена сменяются холодной эпохой, сопровождавшейся максимальным донским оледенением (~ 660—610 тыс. л. н., ИКС 16), возраст которого определяется по положению морены в разрезах между слоями с находками тираспольской микротериофауны. Покровный ледник огромным «языком» шириной более 400 км продвигался по Окско-Донской равнине — области наибольшего развития, южнее 50° с. ш. Мощность трехслойной морены, оставленной ледником, в бассейнах Верхнего Дона (разрезы Урыв, Коротояк, Коростелево, Моисеево и др.), Верхней Оки (разрезы Заплатино, Павлово и др.), Теши (разрез Березовка), Ветлуги (разрез Красные Баки) колеблется в пределах 1.5—16.4 м, иногда достигает 20 и более метров. Визуально цветовая гамма ее меняется от темно-серой в основании толщи, через желтовато-серовато-бурую в средней части до красновато-бурой в верхнем слое. Преимущественно в верхнем слое сосредоточен крупнообломочный материал кристаллических пород. В гранулометрическом составе мелкозема ледниковых осадков доминирует пелитовая фракция, а алевритовая, уступая ей, составляет 20—33 %. 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 наблюдается [3, 37, 38, 41]. Значительное похолодание в эпоху донского оледенения, влияние которого прослеживается до низовий Дона, фиксируется в экологическом облике мелких млекопитающих, представленных субарктическими видами: *Lemmus sibiricus*, копытный лемминг *Dicrostonyx* и северо-сибирская полёвка *Microtus ex gr. Hiperboreus*, архаичная узкочерепная полёвка *Microtus (Stenocranius) gregaloides*. В растительном покрове в ледниковье на Окско-Донской равнине доминировали перигляциальные степи с господством осоково-злаковых и полынно-маревых сообществ [1, 7, 24].

Мучкапское (рославльское, беловежское) межледниковье. Выше горизонта донской морены и коррелятного ей донского лёсса в разрезах Коростелево, Урыв, Моисеево и других залегает сложно построенная пачка отложений, относимая к мучкапскому межледниковью (~ 610—535 тыс. л. н., ИКС 15), выделенная на основании находок позднетираспольской фауны грызунов в разрезах бассейна Верхнего Дона (Вольная Вершина, Коротояк-4, Коростелево, Кузнецовка, пос. Мучкапский и др.) и коррелируемая с отложениями разреза Фердинандув в Польше [39]. В климатическом отношении это существенное потепление на территории Восточно-Европейской равнины отличалось от двух предшествующих межледниковий значительной влагообеспеченностью. Внутри него выделяются по крайней мере два хорошо выраженных оптимума, разделенных похолоданием. Большую часть Восточно-Европейской равнины в это время занимала лесная зона, в которой доминировали леса с участием плиоценовых реликтов. В фаунах млекопитающих

отсутствуют субарктические виды мелких млекопитающих. Во всех аллювиальных свитах стратотипического района Верхнего Дона (Урыв-4, Коротояк-4), на юге Окско-Донской равнины (разрезы Жердевка, Вольная Вершина, Кузнецовка, Коростелево-2), а также в бассейнах Оскола и Северного Донца были обнаружены прогрессивные корнезубые полёвки *Mimomys intermedius* Newton при отсутствии других древних корнезубых полёвок. По своему экологическому составу фауны соответствуют теплым условиям межледниковья и характеризуются разнообразием видового состава, присутствием большого количества насекомоядных, заметным количеством лесных грызунов. Кроме того, во всех сообществах отмечены виды степных биот: суслики, пеструшки, тушканчики [1, 2, 7].

В разрезах Верхнего Дона (разрезы Коростелево, Урыв, Моисеево и др.) в раннеплейстоценовой лёссово-почвенной серии мучкапскому межледниковью соответствует полигенетический воронский педокомплекс с двумя фазами почвообразования. Педогенез отличался высокой интенсивностью, обусловившей образование мощных, оглиненных почвенных образований. В ранний оптимум в почвенном покрове автономных ландшафтов преобладали бурые лесные почвы, брүниземы и олуговелые слитые разности почв; в южной части Восточно-Европейской равнины — почвы красноцветного облика, а на западе — бурозёмоподобные (см. таблицу). Развитие палеопочв происходило под покровом полидоминантных широколиственных лесов, простиравшихся к северу примерно до 59° с. ш. и к югу до 51° с. ш. В подчиненных ландшафтах основной фон почвенного покрова составляли темноцветные гидроморфные разности почв. Для формирования почв позднего оптимума, сопоставляемых с черноземовидными почвами, характерно сочетание процессов гумусонакопления, оглеения и слабых признаков иллювиирования на фоне значительной рубефикации. В южных районах Восточно-Европейской равнины реконструируется лесостепь и степь. В интервалах между оптимумами расселялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами [14, 15, 17].

Окское оледенение. Ранний плейстоцен в соответствии с региональной хроностратиграфической схемой центральных районов завершает окское оледенение, сопоставляемое с эльстерским в Средней Европе. Но в относительно недавнее время в результате изучения разреза Мастюженка в бассейне р. Икорец близ Новохоперска выше отложений мучкапского межледниковья выделены доокские отложения, включающие костные остатки древнейших *Arvicola mosbachensis*. Эволюционный уровень полевок соответствует заключительному этапу кромерского времени. Состав фауны млекопитающих, видовой состав рептилий и птиц свидетельствует о теплом и умеренно-влажном климате межледниковья, названного икорецким (ИКС 13). К сожалению, пока отсутствует детальная палинологическая и палеопедологическая характеристика отложений этого межледниковья, что делает невозможным его сопоставление с другими теплыми эпохами. В палиноспектрах отложений, отнесенных к предшествующему холодному навлинскому горизонту, до 60 % составляет недревесная пыльца, в которой преобладают лебедовые (до 30 %) и полынь (до 40 %). Среди микротерииофауны присутствуют *Dicrostonyx* и *Lemmus lemmus* [22].

Согласно последним данным, окское (эльстерское) оледенение (536—455 тыс. л. н., ИКС 12) было значительно меньше предшествующего донского. Несмотря на ограниченные размеры окского оледенения, в перигляциаль-

Реконструкции изменений зональных типов палеопочв в плейстоценовых ландшафтах Восточно-Европейской равнины

Возраст, тыс. лет [¹⁰]	Эпохи педогенеза	Плейстоценовый почвенный покров. Современные аналоги палеопочв и ареалы их распространения	Палеоландшафты	ИКС
~ 32—23	Брянский (дунаевский) интерстадиал. Брянская почва	Мерзлотно-глеевые, тундрово-глеевые, дерново-мерзлотно-глеевые. Центральная Якутия	Тундровые, открытые перигляциальные	3
~ 98	Верхневолжский интерстадиал. Крутицкая почва	Чернозёмовидные	Безлесные с травянистым покровом, холодные степные и лесостепные	5b
~ 135—117	Микулинское межледниковье. Салынская почва	Лювисоли, бурые лессивированные, бурые лесные псевдоглеевые, чернозёмовидные. Центральная и Средняя Европа	Лесные суббореального пояса, лесостепные, лугово-степные	5e
~260	Роменское межледниковье. Роменская почва	Тундрово-глеевые (глееземы), мерзлотно-глеевые. Север Западной Сибири	Лесные, тундровые	7
~330—290	Каменское межледниковье. Каменская почва	Серые лесные, бурые лесные лессивированные, чернозёмовидные, выщелоченные чернозёмы. Западная и Центральная Европа	Лесные (широколиственные леса), лесостепные, степные	9
~ 410—390	Лихвинское межледниковье. Инжавинская почва	Лювисоли, псевдоглей, элювиально-глеевые, бурые лесные лессивированные, бурые лесные, чернозёмовидные. Западная Европа	Лесные (хвойно-широколиственные) суббореального пояса, лесостепные, степные	11
~ 480	Мучкапское межледниковье. Воронская почва	Бурые лесные, бурые лессивированные, брүнизёмы. Северная Америка, Дальний Восток	Лесные (широколиственные леса с субтропическими элементами), лесостепные с участками хвойно-широколиственных лесов	15
~780—660	Ильинское межледниковье. Ржаксинская почва	Темноцветные луговые, бурые лесные	Лесные (хвойно-широколиственные и широколиственные), лесостепные, степные	17—19

ных регионах Восточно-Европейской равнины реконструируются суровые ландшафтно-климатические условия, которые Е. Н. Ананова [6] характеризует как «совершенно особый, в основном безлесный ландшафт, в котором, может быть в непосредственной близости, произрастали представители сухих степей и тундр». О перигляциальных ландшафтах окского времени свидетельствует широкое распространение на Восточно-Европейской равнине копытного и обыкновенного лемминга, ареалы которых спускались на юг до 50—55° с. ш. [24, 34].

Ледниковые отложения буровато-серой окраски часто имеют фрагментарное распространение, будучи уничтоженными экзарационными процессами последующих ледников. Вопрос о положении границы распространения ледника до сих пор вызывает дискуссии. Некоторые исследователи считают, что он достигал широтного участка современной долины р. Ока, другие полагают, что граница его распространения проходит севернее Москвы. В бассейне Оки окская морена тесно связана с местными питающими провинциями. Для ее состава характерны большая глинистость (16.6—24.8 %), высокая концентрация местных минералов — глауконита и ильменита. Минеральный состав глинистой фракции определяется высоким содержанием гидрослюды (~ 40 %) и монтмориллонита (до 40—50 %), значительным включением каолинита (до 20 %). Преобладание минералов с лабильной решеткой в окской морене свидетельствует о значительном участии мезозойских (преимущественно монтмориллонитовых) отложений в формировании ее состава [13, 29].

Средний плейстоцен

В последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о сложной периодизации палеогеографических событий в среднем плейстоцене. Разногласия существуют относительно как крупных ледниковых этапов, так количества и ранга теплых интервалов.

Лихвинское межледниковье. Наступившее после окского оледенения лихвинское межледниковье (~ 455—360 тыс. л. н., ИКС 11) — одно из наиболее значительных потеплений среднего плейстоцена, коррелируемое с межледниковьем голштейн Западной Европы. Принадлежность его к первой половине среднего плейстоцена подтверждается находками фауны из лихвинского стратотипа у г. Чекалин, в которых присутствует архаичная *Arvicola mosbachensis*, сменившая *Mimomis intermedius* Newton [29]. Большей части межледниковья были свойственны более мягкие климатические условия, чем в мучапское межледниковье, которые благоприятствовали развитию теплолюбивой растительности с представителями в лесах реликтовой неогеновой флоры, широкому развитию лесостепей и степей. Растительность тундрового типа отсутствовала даже на крайнем севере Восточно-Европейской равнины [18].

Формирование инжавинского педокомплекса, лихвинский возраст которого определяется микротериофауной сингильского комплекса, происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове имели почвы с генетическим профилем, дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу с признаками поверхностного оглеения. Ведущую роль в их формировании играли лессиваж и элювиально-глеевые процессы. Близкими современными аналогами могли быть лувин-

соли, псевдоглей 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 чернозёмов. На границе лесостепи и степи в почвенном покрове доминировали почвы, близкие современным чернозёмам. Южная граница лесостепи в эпоху формирования инжавинской почвы примерно совпадала с ее современным положением [14, 15].

Лихвинско-днепровские теплые и холодные этапы. Переход от лихвинского межледниковья к последующей днепровской (московской) ледниковой эпохе на Восточно-Европейской равнине характеризовался чередованием похолоданий и потеплений на протяжении длительного этапа (~ 340—200 тыс. л. н.). **Эпоха калужского оледенения** (360—340 тыс. л. н., ИКС 10) началась с этапа, который привел к развитию мелкополигонального растрескивания, свидетельствующего об усилении континентальности климата, а возможно, его аридизации на завершающих стадиях лихвинского межледниковья. Литологические и палинологические данные указывают на существование в это время ледникового покрова. Морена калужского оледенения распространялась на северную часть Тверской и Ярославской областей. В наиболее холодные фазы на территории Верхней Оки и Верхнего Дона господствовали ландшафты перигляциальной тундры, лесотундры, тундро-лесостепей и тундро-степей. Приледниковые районы были ареной расселения бореально-лесных растений, крио- и ксерофитов. В южной части внеледниковой зоны Восточно-Европейской равнины в это время доминировали ландшафты лесостепей и степей [7].

Каменское межледниковье. Калужское оледенение сменилось каменской межледниковой эпохой (~ 340—280 тыс. л. н., ИКС 9), уступающей предшествующему лихвинскому межледниковью по теплообеспеченности. В составе дендрофлоры по сравнению с флорами предыдущих межледниковий резко сократилось участие плиоценовых реликтов. На протяжении межледниковья сформировался почвенный покров, представленный в разрезах горизонтом полигенетической каменской почвы, содержащий микротериофауну хазарского комплекса, включающей остатки лагурид с доминирующими «лагурусными» морфотипами зубов. На севере Восточно-Европейской равнины в нем доминировали почвы — древние аналоги современных дерново-подзолистых, серых лесных почв (см. таблицу). Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединилось оглинивание *in situ* и гумусонакопление. Основной фон почвенного покрова в ландшафтах бассейнов Верхнего и Среднего Дона, Средней Волги, Нижней Камы составляли почвы — возможные аналоги современных серых лесных, бурых лесных лессивированных, чернозёмовидных почв луговых степей, выщелоченных чернозёмов. На протяжении всего межледниковья формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, в бассейне Верхнего Дона в ландшафтах лесостепи на ранней стадии развития, а в последующую стадию — под разнотравно-злаковыми степями [4, 18, 24].

На достаточно холодные условия последующего палеогеографического этапа указывают палинологические данные, согласно которым похолодание климата привело к господству в северных ледниково-перигляциальных ланд-

шафтах Восточно-Европейской равнины перигляциальных тундр, лесотундр и степей. Флора доминировавшей на Верхней Оке перигляциальной лесотундры была близка флоре предшествующего похолодания, отличаясь от него меньшим разнообразием криофитов [29].

Роменское межледниковье. В последнюю эпоху среднеледникового потепления (~260—220 тыс. л. н., ИКС 7), предшествующую днепровскому оледенению, в почвенном покрове исследуемой территории формировались почвы с монокристаллическим, слабо дифференцированным профилем (А—С; А₁—В_t—В_{Ca}) без признаков иллювиирования материала, в различной степени оглеенные и криотурбированные. Палеопочва залегает в подошве днепровского лёсса и в разрезах Верхнего Дона, Нижней Камы, как правило, сближена с более древними почвами. В опорных разрезах бассейнов Суры (разрез Чирково) и Нижней Камы (разрезы Коминтерн, Раздольный, Татарская Чирма и др.) она образует самостоятельный стратиграфический горизонт, отделяясь от нижележащей каменной почвы слоем лёссовидного суглинка (0.6—0.7 м), в значительной степени измененного педогенными процессами. По сравнению с более древними среднеледниковыми почвами они менее четко характеризуются как в генетическом, так и в климатостратиграфическом плане. Некоторые исследователи выделяют их как самостоятельное образование, придавая им межледниковый ранг [7, 8, 14, 22], другие трактуют их как межстадиальное образование [8—10, 19, 28]. Пространственная неоднородность почв менее отчетливо выражена по сравнению с почвами более древних среднеледниковых эпох. Можно предположить, что изменение их связано не со сменой характера почвообразования, а с условиями седиментации мелкозема и деформации профиля криогенной природы. В северных разрезах Окско-Донской равнины почва сильно нарушена и на этом уровне выделяется оглеенное, криотурбированное образование 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 п-ова Ямал. Можно предположить, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глеезёмов) заключительной эпохи среднеледникового педогенеза находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры [26].

Четкие морфотипические признаки роменской почвы установлены в почвенном покрове южной половины Восточно-Европейской 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 свойственны значительная выветрелость минеральной массы, оглинение, аккумуляция углекислых солей, высокая биогенная активность на фоне слабого гумусоаккумуляции. Бедная по составу хазарская микротериофауна, извлеченная из кротовинного горизонта роменской почвы в разрезе Прилуки, указывает на существование в долине р. Сула во время формирования почвенного покрова открытых ландшафтов. Согласно палинологическим данным, облесенность ландшафтов центральных и западных регионов Восточно-Европейской равнины в эпоху формирования роменской почвы была значительной. В средней полосе Восточно-Европейской равнины содержание пылцы широколиственных пород в

палеопочве не превышает 20—25 % (в других межледниковьях оно достигает 60—80 %), что свидетельствует о климате лишь немного теплее современного [33].

Днепровское оледенение. Днепровская ледниковая эпоха (~ 200—130 тыс. л. н., ИКС 6) является максимальной в среднем плейстоцене. Она аналогизируется с заальской эпохой в Центральной Европе, подразделяясь на две стадии — раннюю — собственно днепровскую (аналог стадии дренге) и позднюю — московскую (аналог стадии варта). 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. В максимальную стадию развития ледниковый покров занимал обширные площади в северной части Восточно-Европейской равнины, проникая по долине Днепра на юг до устья р. Орель [8]. Ранние криогенные деформации днепровской ледниковой эпохи отмечаются в роменской почве. 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 страторайона 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.

В эпоху днепровского оледенения ландшафты Верхней Волги представляли собой перигляциальные тундры и лесотундры. Значительные изменения наблюдаются в видовом составе и распространении мелких млекопитающих, отнесенных к хазарскому фаунистическому комплексу. В ряде местонахождений в бассейнах Сейма, Оки, Десны, Волги были обнаружены остатки типичных животных Субарктики и перигляциальных степей: *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus sibiricus*, *Lagurus* ex gr. *lagurus*, *Microtus gregalis* [1, 2, 24].

Поздний плейстоцен

Позднеплейстоценовый этап является наиболее изученным в истории геологического развития Восточно-Европейской равнины. Тем не менее остается множество вопросов относительно хронологии и ландшафтно-климатических особенностей теплых и холодных этапов разного ранга, реконструируемых для последних ~ 130 тыс. лет. Прежде всего они касаются интервала, отвечающего подстадиям 5d—5a изотопно-кислородной шкалы. 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 относят его к вюрмской (валдайской, 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 микулинского межледниковья [20, 27, 30, 33].

Максимальная мощность и наиболее сложное строение позднеплейстоценовых лёссов характерно для зоны оптимального накопления их в западной и средней части Восточно-Европейской равнины. Эта зона включает в себя три уровня лёсса и три уровня ископаемых почв, два из которых образуют педокомплекс. Южнее мощность позднеплейстоценовой лёссовой толщи значительно сокращается, упрощается ее строение. В восточном секторе равнины лёссовый покров не образует сплошного массива, а носит островной характер. Исходя из стратиграфического положения, морфотипических показателей палеопочв, подтвержденных биостратиграфическими данными, установлено их соответствие микулинскому (эемскому, ресс-вюрмскому, сангамонскому) межледниковью, сопоставляемому с подстадией 5е стадии 5 ИКС, а также, судя по последним данным, возможно, с началом подстадии 5d; интерстадиалу начала валдайской ледниковой эпохи (верхневолжский, крутицкий, ИКС 5b), хронологически сопоставляемому с интерстадиалом брёруп-аммерсфорт; дунаевскому интерстадиалу [32].

Микулинское межледниковье. В опорных разрезах древних междуречных пространств почвы ранневалдайского интерстадила 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. Он залегает в основании позднеплейстоценовой лёссово-почвенной серии и имеет наибольшую стратиграфическую выдержанность по площади среди плейстоценовых почв. 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, а переработан почвообразованием ранневалдайского интерстадила, являясь материнской породой для почв этой эпохи. Стратиграфическое положение педокомплекса определяется развитием нижней («сальной») почвы либо непосредственно на ледниковых отложениях днепровского возраста, как в бассейне Верхней Оки (Лихвинский 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.).

Отсутствие сохранившихся почв микулинского межледниковья не позволило реконструировать строение почвенного покрова на северной территории Восточно-Европейской равнины. В то же время палеоботанические данные В. П. Гричука свидетельствуют об отсутствии тундровой зоны и широком распространении севернее 60° с. ш. березовых и еловых лесов с большим или меньшим участием дуба, граба и вяза. На территории бассейнов Верхнего и Среднего Дона, Средней Волги, Нижней Камы в ландшафтах микулинского межледниковья преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Основной фон почвенного покрова в лесной зоне составляли почвы с текстурно-дифференцированным профилем ($A_1-A_2-B_t-C$), возможные аналоги современных лювисолой, а на юго-западе — бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых почв. В настоящее время они составляют основной фон почвенного покрова в Центральной и Средней Европе.

В лесостепных ландшафтах почвенный покров был представлен комбинациями почв лугово-чернозёмного генезиса и западных почв с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем. Степная зона чернозёмовидными почвами занимала пространства на самом юге равнины. В почвенном покрове микулинского межледниковья четко проявляется широтная зональность. Общий план почвенных зон обнаруживает сходство с существующими ныне зонами. Основное отличие заключается в значительном расширении зоны лесных почв, сокращении степной зоны, смещении к югу границы между лесной и лесостепной зонами.

Валдайское оледенение. Постепенно теплый климат микулинского межледниковья сменился ранневалдайским похолоданием с первой еще не очень суровой волной распространения мерзлотных процессов, с возникновением многолетней мерзлоты не только на севере, но и в средней части Восточно-Европейской равнины. Внутри валдайского ледникового климатического периода (70—10 тыс. л. н., ИКС 4—2), характеризующегося сменой нескольких потеплений и похолоданий, реконструированы две интерстадиальные эпохи педогенеза — ранневалдайская крутицкая (ИКС 5b) и средневалдайская брянская (ИКС 3). Хроностратиграфическое положение почв ранневалдайского интерстадиала (верхнего члена мезинского педокомплекса), последовавшего вслед за микулинским межледниковьем и кратковременным (внутримезинским) похолоданием, свидетельствует о времени их формирования, совпадающим с периодом смягчения климата, по термическим показателям уступающего микулинскому межледниковью. К этому временному интервалу в пределах Средней Европы зарубежные исследователи относят формирование верхних гумусированных почв полигенетических комплексов (аналогов мезинского комплекса), залегающих в основании вюрмских (вислинских) лёссов.

Основной фон почвенного покрова в крутицкий интерстадиал на Восточно-Европейской равнине, в значительной степени отличавшийся от межледникового, составляли почвы, в формировании которых доминирующую роль играли гумусово-аккумулятивные процессы. Они приводили к образованию своеобразных почв чернозёмного генезиса в условиях открытых безлесных ландшафтов с травянистым покровом, состоящим из разнотравно-злаковых и марево-полынных группировок. Аналоги этих почв в современном почвенном покрове отсутствуют. Большинство зарубежных исследователей относят их к чернозёмам, однако отсутствие в профиле карбонатного иллювиального горизонта противоречит этому [35, 36, 40]. В ранневалдайскую эпоху наблюдается деградация лесной зоны, ослабление структуры природной зональности. 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 отсутствуют широтные изменения почв.

Вслед за фазой интерстадиального почвообразования наступает эпоха средневалдайского похолодания, сопровождающаяся лёссонакоплением в обстановке длительного господства холодных гиперзональных условий в перигляциальной зоне. В интервале 25—45 (50) тыс. л. н. фиксируется этап смягчения климата с внутренними колебаниями от более теплых к более холодным условиям, который в целом рассматривается как средневалдайский мегаинтерстадиал. В ледниковой области он включает дунаевский интерста-

диал — 25—31 тыс. л. н., а в лёссовой к нему относится брянский интерстадиал, сопоставляемый с верхней частью средневалдайского мегаинтерстадиала (поздней фазой ИКС 3), представленный брянской ископаемой почвой. Своеобразный почвенный покров средневалдайского этапа детально изучен на территории бассейнов Верхнего и Среднего Дона, Оки, Средней Волги, Нижней Камы, где 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. Он отличается от межледникового и современного почвенного покрова отсутствием почв, развитых в настоящее время на территории Восточно-Европейской равнины, древние аналоги которых составляли основной фон почвенных покровов в микулинское межледниковье. Отсутствие прямых аналогов среди современных почв, противоречивость в сочетании признаков в строении профиля брянской почвы, свойственных широкому спектру типологически различных почв, педогенез которых определяется контрастными экологическими условиями, привели к различному, часто противоречивому, толкованию их генезиса, условий 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 и 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 мерзлотно-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 [15, 20]. Принимая во внимание сказанное выше и исходя из полученных результатов, генетическая общность почв средневалдайского интервала на территории бассейнов Дона, Оки, Средней Волги, Нижней Камы установлена в наличии: 1) гумусового горизонта с фульватным типом органического вещества — отношение углерода гуминовых кислот (Сгк) к углероду фульвокислот (Сфк) колеблется в пределах 0.20—0.49; 2) иллювиально-карбонатного горизонта в основании профиля и ниже — признаков глеевого горизонта, не всегда четко проявляющегося; 3) увеличения глинистой фракции в профиле почв. В формировании почвенного покрова активное участие принимали процессы относительного гумусонакопления, внутрипочвенного выветривания и накопления углекислых солей. Перечисленные показатели обнаруживаются в палевых мерзлотно-почвах, развитых в современности на лёссовидных карбонатных суглинках в экстраконтинентальных, криоаридных районах Центральной Якутии [15]. 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.

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 более ранние уровни педогенеза в интервале MIS 3. Исходя

из сказанного, брянский горизонт следует рассматривать как интегральный уровень, отражающий сложные события средневалдайского интерстадиала. Брянский интервал завершается распространением волны криогенеза, зафиксированного в структуре владимирского криогенного горизонта, нарушившего палеопочву и совпадающего, вероятно, с начальными этапами поздевалдайского оледенения. За пределами ледника располагалась обширная перигляциальная область. На водораздельных пространствах в субэдральной обстановке шло интенсивное накопление лёссов. В долинах рек происходило формирование перигляциального аллювия. В это время на Восточно-Европейской 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, включает деснинский и алтыновский горизонты лёссов, разделенные уровнем слабого почвообразования — трубчевской почвой. Время их формирования сопоставляется со стадией ИКС 2. На суровые условия этого времени указывают мощные псевдоморфозы по ледяным и льдогрунтовым жилам ярославского криогенного горизонта, отражающие существование за весь плейстоцен 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 [21].

Формирование современных ландшафтных зон на Восточно-Европейской 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. л. н. 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 [5].

Итак, на основании данных, полученных в результате междисциплинарных исследований стратотипических и опорных разрезов новейших отложений, было установлено, что изменения природной среды в плейстоценовой истории бассейнов Дона, Волги, Камы были обусловлены сменами 17 глобальных климатических событий: 9 межледниковых и интерстадиальных и 8 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга. Ранний плейстоцен в бассейне Верхнего и Среднего Дона охватывает 4 межледниковые и 4 ледниковые эпохи: петропавловское межледниковье, покровское оледенение, раннеильинское межледниковье, внутриильинское (сетунское) похолодание, позднеильинское межледниковье, донское оледенение, мучкапское межледниковье и окское оледенение. Максимальным среди ледниковых эпох было донское оледенение с трехслойной мореной. Наибольшую влагообеспеченность имела мучкапская межледниковая эпоха. В среднем плейстоцене на территории бассейнов Верхнего и Среднего Дона, Средней Волги,

Нижней Камы выделяются 3 теплые межледниковые и разделяющие их 3 ледниковые эпохи: лихвинское межледниковье, калужское похолодание, каменское межледниковье, вологодское похолодание, роменское межледниковье, днепровское (московское) оледенение. Максимальным среди холодных эпох было днепровское (московское) оледенение с трехслойной мореной. Наиболее теплообеспеченным было лихвинское межледниковье. В позднем плейстоцене выделяются: микулинское межледниковье, внутримезинское похолодание, крутицкий интерстадиал, валдайское оледенение с двумя мегастадиями (ранневалдайской и поздневалдайской) и с разделяющим их средневалдайским мегаинтерстадиалом. Сложная последовательность ландшафтно-климатических событий прослеживается внутри межледниковых эпох. Палеопедологические материалы по ильинскому, мучапскому, лихвинскому, каменскому, микулинскому межледниковьям свидетельствуют о существовании внутри их структуры нескольких фаз педогенеза, отвечающих двум или более оптимумам.

Выявленная структура природно-климатических событий в плейстоценовой истории бассейнов Дона, Волги, Камы может быть использована при составлении региональных стратиграфических схем и для корреляции палеогеографических событий, этапов седиментогенеза и почвообразования различных регионов Восточной и Западной Европы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00372а, 14-05-00222).

Список литературы

- [1] Агаджанян А. К., Глушанкова Н. И. Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 145—170.
- [2] Агаджанян А. К., Глушанкова Н. И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103—113.
- [3] Агаджанян А. К., Глушанкова Н. И. Строение, состав и условия формирования плиоцен-плейстоценовых отложений в бассейне Верхнего Дона // Изв. РГО. 2005. Т. 137, вып. 1. С. 81—92.
- [4] Агаджанян А. К., Глушанкова Н. И. Четвертичная стратиграфия и история развития Средневолжского региона // Исследование территориальных систем: теоретические, методологические и прикладные аспекты. Киров. Изд-во КГГУ, 2012. С. 72—81.
- [5] Александровский А. Л., Александровская Е. И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
- [6] Ананова Е. Н. Новые данные о флоре лихвинского межледниковья // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1964. Т. 69, вып. 6. С. 78—90.
- [7] Болиховская 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. 561—582.
- [8] Величко А. А., Маркова А. К., Морозова Т. Д., Ударцев В. П. Хроностратиграфия лёссово-почвенной формации и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четвертичный период, палеогеография и литология. Кишинев. Штиинца, 1989. С. 14—21.
- [9] Величко А. А., Грибченко Ю. Н., Губонина З. П. и др. Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: ИГРАН, 1997. 123 с.

- [10] Величко А. А., Морозова Т. Д. Эволюция почвообразования в плейстоцене // Многоликая география. М.: ИГРАН, 2005. С. 65—75.
- [11] Глушанкова Н. И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги и Нижней Камы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука, 1998. Т. 6, № 2. С. 91—107.
- [12] Глушанкова Н. И. Строение, состав и условия формирования четвертичных отложений в бассейне Верхней Оки // Изв. РГО. 1999 Т. 131, вып. 4. С. 30—42.
- [13] Глушанкова Н. И. Использование спектрофотометрического анализа цветности морен для расчленения и корреляции ледникового комплекса Восточно-Европейской равнины // Изв. РГО. 2011. Т. 133, вып. 3. С. 76—85.
- [14] 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.
- [15] Глушанкова Н. И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск; Москва: Маджента, 2008. 348 с.
- [16] 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.
- [17] Глушанкова Н. И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Верхнего Дона (по материалам изучения разреза Коростелево) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 3. С. 231—244.
- [18] Гричук В. П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- [19] Длусский К. Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 2001. 24 с.
- [20] Евзеров В. Я. Валдайское оледенение в Кольском регионе // Материалы Третьего Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 71—75.
- [21] Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- [22] Иосифова Ю. И., Агаджанян А. К., Ратников В. Ю. и др. 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. М.: Российская академия естественных наук, 2009. Вып. 4. С. 65—79.
- [23] Кондратене О. О стратиграфии и палеогеографии квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 213 с.
- [24] Маркова А. К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 583—588.
- [25] Морозова Т. Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- [26] Нечаев В. П. Субэзральная криолитозона в структуре природной зональности Земли // Материалы третьей конф. геокриологов России. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 190—196.
- [27] Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен—голоцен. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
- [28] Панин П. Г. Особенности строения межледниковых и интерстадиальных почвенных комплексов позднего и среднего плейстоцена // Почвоведение. 2007. № 2. С. 53—61.
- [29] Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.

- [30] Спиридонова Е. А. Палинологическая характеристика средневалдайского мега-интерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 42—57.
- [31] Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГРАН, 1992. С. 115—140.
- [32] Чеботарёва Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его гео-хронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
- [33] Шук С. М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 40—49.
- [34] Шук С. М. Неоплейстоцен Центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 2. С. 108—120.
- [35] Bronger Z. Zur klimageschichte des Quarters von siidbaden auf bodengeographischer grundlage // Petermann geogr. Mitt. 1969. Jg. 113. H. 2. P. 112—126.
- [36] Fink J. Le loess en Autriche // La stratigraphie des loess d'Europe. 1969. P. 28—41.
- [37] Glushankova N., Sudakova N. Glacial stratigraphy of the Lower Pleistocene in the Oka-Don Region — Glacial deposits in north-east Europe. A. A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, 1995. P. 157—160.
- [38] Glushankova N., Gribchenko Y., Sudakova N. Litology of the Lower Pleistocene tills in the southern glaciated area of Russia // Glacial deposits in north-east Europe. A. A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, 1995. P. 161—166.
- [39] Janczyk-Kopikova Z. The Ferdinandow Igterglacial in Poland // Geol. Quarterly. 1991. Vol. 35. P. 71—80.
- [40] Liberoch I. Einige Bemerkungen zu paleopedologischen Problemen bei der Gliederung der Losse // Ber. Geol. Ges. 1964. Dd. 9. H. 6. P. 54—69.
- [41] 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. A. A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, 1995. P. 171—178.

Поступило в редакцию
27 марта 2014 г.

Reconstruction of paleogeographic events in Pleistocene history of Don, Volga and Kama basins

© N. I. Glushankova,*,¹ A. K. Agadzhanjan**

* Lomonosov Moscow State University

** Paleontologic Institute, RAS, Moscow

E-mail: ¹ni.glushankova@mail.ru

As a result of the complex researches conducted in basins of the Upper and Middle Don, Middle Volga and the Lower Kama the detailed lithology-geochemical, paleopaedological and paleontological data characterizing the newest deposits of a variety of stratotypical and basic cuts, has been received. It formed a basis for facial-genetic differentiation, partition and correlation of the allocated horizons which are chronologically coordinated by means of the paleopaedological and paleontological data with Pleistocene timeline. It allowed to execute the paleogeographic reconstruction of soil cover and environment at the

period from an early Pleistocene up to Holocene inclusive; to form the rhythmoclimatic justification of a stratigraphic partition of the latest deposits in the considerable territory of the East European plain.

Key words: Pleistocene, paleogeography, stratigraphy, correlation, loessial and soil formation, paleopaedogenesis, fossil soils, basic cuts, mikrotheriofauna, evolution.

References

- [1] *Agadzhanyan A. K., Glushankova N. I.* Paleogeografiya plejstocena Oksko-Donskoj ravniny // *Teoreticheskie i metodicheskie problemy paleogeografii*. M.: Izd-vo MGU, 1987. S. 145—170.
- [2] *Agadzhanyan A. K., Glushankova N. I.* Stratigrafiya i paleogeografiya bassejnov Dnepra, Dona, Srednej Volgi // *Chetvertichnyj period. Stratigrafiya*. M.: Nauka, 1989. S. 103—113.
- [3] *Agadzhanyan A. K., Glushankova N. I.* Stroenie, sostav i usloviya formirovaniya pliocen-plejstocenovyx otlozhenij v bassejne Verxnego Dona // *Izvestiya RGO*. 2005. T. 137, vyp. 1. S. 81—92.
- [4] *Agadzhanyan A. K., Glushankova N. I.* Chetvertichnaya stratigrafiya i istoriya razvitiya Srednevolzhskogo regiona // *Issledovanie territorial'nyx sistem: teoreticheskie, metodologicheskie i prikladnye aspekty*. Kirov. Izd-vo KGGU, 2012. S. 72—81.
- [5] *Aleksandrovskij A. L., Aleksandrovskaya E. I.* E'voljuciya pochv i geograficheskaya sreda. M.: Nauka, 2005. 223 s.
- [6] *Ananova E. N.* Novye dannye o flore lixvinskogo mezhlednikov'ya // *Byull. MOIP. Otd. biol.* 1964. T. 69, vyp. 6. S. 78—90.
- [7] *Bolixovskaya N. S.* Osnovnye e'tapy razvitiya rastitel'nosti i klimata v plejstocene // *Geografiya, obshhestvo, okruzhayushhaya sreda. Ch. 3. Prirodnaya sreda v plejstocene*. M.: Izd. dom «Gorodec», 2004. S. 561—582.
- [8] *Velichko A. A., Markova A. K., Morozova T. D., Udarccev V. P.* Xronostratigrafiya lyossovo-pochvennoj formacii i eyo znachenie v korrelyacii i periodizacii lednikovoj, periglyacial'noj i primorskoj oblastej // *Chetvertichnyj period, paleogeografiya i litologiya*. Kishinyov: Shtiinca, 1989. S. 14—21.
- [9] *Velichko A. A., Gribchenko Yu. N., Gubonina Z. P. i dr.* Lyossovo-pochvennaya formaciya Vostochno-Evropejskoj ravniny. M.: IGRAN, 1997. 123 s.
- [10] *Velichko A. A., Morozova T. D.* E'voljuciya pochvoobrazovaniya v plejstocene // *Mnogolikaya geografiya*. M.: IGRAN, 2005. S. 65—75.
- [11] *Glushankova N. I.* Chetvertichnaya stratigrafiya i istoriya razvitiya bassejnov Srednej Volgi i Nizhnej Kamy // *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya*. M.: Nauka, 1998. T. 6, № 2. S. 91—107.
- [12] *Glushankova N. I.* Stroenie, sostav i usloviya formirovaniya chetvertichnyx otlozhenij v bassejne Verxnej Oki // *Izvestiya RGO*. 1999. T. 131, vyp. 4. S. 30—42.
- [13] *Glushankova N. I.* Ispol'zovanie spektrofotometricheskogo analiza cvetnosti moren dlya raschleneniya i korrelyacii lednikovogo kompleksa Vostochno-Evropejskoj ravniny // *Izvestiya RGO*. 2001. T. 133, vyp. 3. S. 76—85.
- [14] *Glushankova N. I.* Razvitie pochvennogo pokrova v plejstocene // *Geografiya, obshhestvo, okruzhayushhaya sreda. Ch. 3. Prirodnaya sreda v plejstocene*. M.: Izd. dom «Gorodec», 2004. S. 538—560.
- [15] *Glushankova N. I.* Paleopedogenez i prirodnaya sreda Vostochnoj Evropy v plejstocene. Smolensk; Moskva: Madzhenta, 2008. 348 s.
- [16] *Glushankova N. I.* Geologicheskoe stroenie i paleogeografiya neoplejstocena v bassejne Nizhnej Kamy (po materialam izucheniya opornyx razrezov) // *Problemy stratigrafii i paleogeografii plejstocena*. M.: Izd-vo MGU, 2011. S. 134—155.
- [17] *Glushankova N. I.* Stroenie, sostav i usloviya formirovaniya novejsix otlozhenij v bassejne Verxnego Dona (po materialam izucheniya razreza Korosteleva) // *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2012. № 3. S. 231—244.

- [18] *Grichuk V. P.* Istoriya flory i rastitel'nosti Russkoj ravniny v plejstocene. M.: Nauka, 1989. 183 s.
- [19] *Dlusskij K. G.* Sredneplejstocenovoe pochvoobrazovanie centra Vostochno-Evropejskoj ravniny. Avtoref. dis. ... kand. geogr. nauk. M.: IGRAN, 2001. 24 s.
- [20] *Evzerov V. Ya.* Valdajskoe oledenenie v Kol'skom regione // Materialy Tret'ego Vserossijskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda. T. 1. Smolensk: Oj-kumena, 2002. S. 71—75.
- [21] Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 millionov let (kajnozoy: ot paleocena do golocena) / Pod red. A. A. Velichko. M.: GEOS, 1999. 260 s.
- [22] *Iosifova Yu. I., Agadzhanian A. K., Ratnikov V. Yu. i dr.* Ob ikoreckoj svite i gorizonte v verxax nizhnego neoplejstocena v razreze Mastyuzhenka (Voronezhskaya oblast') // Byull. Regional'noj mezhvedomstvennoj stratigraficheskoj komissii po centru i yugu Russkoj platformy. M.: Rossijskaya akademiya estestvennyx nauk, 2009. Vyp. 4. S. 65—79.
- [23] *Kondratene O.* O stratigrafii i paleogeografii kvartera Litvy po paleobotanicheskim dannym. Vil'nyus: Academia, 1996. 213 s.
- [24] *Markova A. K.* Plejstocenovyje fauny mlekopitayushhix Vostochnoj Evropy // Struktura, dinamika i e'voljuciya prirodnyx geosistem. Ch.3. Prirodnaya sreda v plejstocene. M.: Izd. dom «Gorodec», 2004. S. 583—588.
- [25] *Morozova T. D.* Razvitie pochvennogo pokrova Evropy v pozdnem plejstocene. M.: Nauka, 1981. 282 c.
- [26] *Nechaev V. P.* Subae'ral'naya kriolitozona v strukture prirodnoj zonal'nosti Zemli // Materialy tret'ej konferencii geokriologov Rossii. T. 3. M.: Izd-vo MGU, 2005. S. 190—196.
- [27] Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdnij plejstocen-golocen. M.: GEOS, 2009. 120 s.
- [28] *Panin P. G.* Osobennosti stroeniya mezhlednikovyx i interstadial'nyx pochvennyx kompleksov pozdnego i srednego plejstocena // Pochvovedenie. 2007. № 2. S. 53—61.
- [29] Razrezy otlozhenij lednikovyx rajonov Russkoj ravniny. M.: Izd-vo MGU, 1977. 198 s.
- [30] *Spiridonova E. A.* Palinologicheskaya xarakteristika srednevaldajskogo megainterstadiala i ego znachenie dlya vosstanovleniya istorii razvitiya flory i rastitel'nosti Russkoj ravniny // Byull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 1983. № 52. S.42—57.
- [31] Stratigrafiya i paleogeografiya chetvertichnogo perioda Vostochnoj Evropy. M.: IGRAN, 1992. S.115—140.
- [32] *Chebotaryova N. S., Makarycheva I. A.* Poslednee oledenenie Evropy i ego geoxronologiya. M.: Nauka, 1974. 216 s.
- [33] *Shik S. M.* Nekotorye problemy stratigrafii i paleogeografii kvartera // Byull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 2008. № 68. S. 40—49.
- [34] *Shik S. M.* Neoplejstocen Centra Evropejskoj Rossii: sovremennye predstavleniya o stratigrafii i paleogeografii // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya. 2014. T. 22, № 2. S. 108—120.
- [35] *Bronger Z.* Zur klimageschichte des Quarters von siidbaden auf bodengeographischer grundlage // Petermanns geogr. Mitt. 1969. Jg. 113. H. 2. P. 112—126.
- [36] *Fink J.* Le loess en Autriche // La stratigraphie des loess d' Europe. 1969. P. 28—41.
- [37] *Glushankova N., Sudakova N.* Glacial stratigraphy of the Lower Pleistocene in the Oka-Don Region // Glacial deposits in north-cast Europe. A. A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, 1995. P. 157—160.
- [38] *Glushankova N., Gribchenko Y., Sudakova N.* Litology of the Lower Pleistocene tills in the southern glaciated area of Russia // Glacial deposits in north-cast Europe. A. A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, 1995. P. 161—166.

- [39] Janczyk-Kopikova Z. The Ferdinandow Igterglacial in Poland // Geol. Quarterly. 1991. Vol. 35. P. 71—80.
- [40] Liberach I. Einige Bemerkungen zu paleopedologischen Problemen bei der Gliederung der Losse // Ber. Geol. Ges. DDR. 1964. Dd. 9. H. 6. P. 54—69.
- [41] 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. A. A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, 1995. P. 171—178.

Изв. РГО. 2015. Т. 147, вып. 2

ТЕРРИТОРИАЛЬНАЯ КОНЦЕНТРАЦИЯ ЭТНИЧЕСКИХ ГРУПП НАСЕЛЕНИЯ В САНКТ-ПЕТЕРБУРГЕ

© Д. В. ЖИТИН,¹ А. И. КРАСНОВ²

Санкт-Петербургский государственный университет

E-mail: ¹ zhitin_dv@mail.ru

² antonkrasnov@rambler.ru

За последние десятилетия этническая структура населения Санкт-Петербурга претерпела существенные изменения. В результате ассимиляции численность и удельный вес ряда национальностей (украинцы, белорусы, татары, евреи и др.) в населении города значительно снизился. В то же время миграционный приток из-за пределов России привел к существенному увеличению численности представителей народов Закавказья и Центральной Азии. В работе рассматривается размещение по территории Санкт-Петербурга представителей десяти наиболее многочисленных (после русских) национальных диаспор. Анализ проводится по 108 муниципальным образованиям Санкт-Петербурга по данным переписи населения 2010 г. В качестве показателя неравномерности размещения используется разработанный авторами коэффициент этнической локализации, рассчитываемый как отклонение удельного веса представителей той или иной этнической группы от среднего значения по городу. В работе показаны различия в территориальных предпочтениях при выборе места жительства представителей различных этносов, рассчитаны коэффициенты корреляции при размещении рассматриваемых национальных диаспор. Авторы предлагают типологию муниципальных образований города исходя из предпочтений при расселении наиболее многочисленных национальных диаспор Санкт-Петербурга.

Ключевые слова: Санкт-Петербург, этнос, национальные диаспоры, муниципальные образования, коэффициент этнической локализации, территориальная концентрация, расселение.

С конца 90-х гг. прошлого века иммиграция населения стала важнейшим фактором демографического развития Российской Федерации. На фоне отрицательного естественного прироста, достигавшего в отдельные годы 800 тыс. чел. в год, приток мигрантов из-за пределов России позволил в значительной степени снизить темпы депопуляции населения страны. Так, за период с 1992 по 2008 г. миграционный прирост в среднем на 53 % компенсировал естественную убыль, а в 2009—2012 гг. обеспечил положительный прирост населения Российской Федерации [8].

Экономический рост в первом десятилетии XXI в. резко увеличил потребность всех отраслей народного хозяйства в мобильной и недорогой рабочей силе. Но возможности межрегионального перераспределения трудовых ресурсов за счет внутренней миграции были ограничены вследствие неразвито-