

## БРЯНСКАЯ ПАЛЕОПОЧВА НА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ: $^{14}\text{C}$ -ВОЗРАСТ, ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

С.А. Сычева<sup>1</sup>, С.Н. Седов<sup>2</sup>, О. Хохлова<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, e-mail: sychevasa@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геологии национального университета Мексики, UNAM, Mexico

<sup>3</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, e-mail: olga\_004@rambler.ru

Определен и проанализирован радиоуглеродный возраст Брянской палеопочвы в разных разрезах Восточно-Европейской равнины (Александровский карьер, Железнодорожск, КБС-13, Танеевский карьер, Фатьяновка, Монастырщина, Костенки 14 и других), полученный по разным углеродосодержащим материалам: гуминовые кислоты (ГК), карбонаты, древесный уголь, коллаген костей. Установлен лугово-карбонатный, дерново-карбонатный, дерново-глеевый генезис этой почвы с участием мерзлотных процессов на заключительных этапах. Интервал ее развития составил 28–33 тыс. лет BP, а длительность почвообразования – около 5–6 тыс. лет. Омоложение радиоуглеродного возраста объяснено нахождением почвы длительное время на дневной поверхности (в максимум валдайского оледенения). Сделан вывод о начале последнего этапа лёссово-аккумуляции на Среднерусской возвышенности – 17–15 тыс. лет BP.

Ключевые слова: гляциал, перигляциал, интерстадиал, палеопочва, педолитокомплекс, геосоль

### Введение

Середина последнего (валдайского, вюрмского) пленигляциала (60–25 тыс. лет BP) на Среднерусской возвышенности, как и в других регионах мира, характеризуется существенным смягчением суровых климатических условий перигляциальной зоны, трактуется как мегаинтерстадиал и сопоставляется с морской изотопной стадией (МИС) 3, [Величко и др., 1997а, 2002; van Andel, Tzedakis, 1996]. После него разворачиваются самые экстремальные события плейстоцена – максимум последнего гляциала (LGM) и его последующая деградация в позднеледниковье (LGT), [Маркова и др., 2008; Pelletier, Fairbanks, 2006]. Однако длительный период МИС 3 не был однородным. Он характеризовался динамичностью климата, реконструированного по различным палеоархивам: океаническим, ледовым, озерным, палеоботаническим спектрам и других показателям, полученным по изучению наиболее полных позднеплейстоценовых разрезов, [Величко и др., 2002; Bibus et al., 1996; Boettger et al., 2005; Imbrie et al., 1984; Martinson et al., 1987; Meese et

al., 1997; Soowers et al., 1993; van Andel, 2002; van Andel, Tzedakis, 1996].

Серия потеплений внутри средневалдайского мегаинтерстадиала (МИС 3), разделенных похолоданиями, были не столь значительными, как интерстадиалы раннего гляциала. В первый из раннегляциальных интерстадиалов (МИС 5а) на Среднерусской возвышенности формируется кукуевская палеопочва; во второй (МИС 5с) – стрелецкая палеопочва [Пушкина, Сычева, 2013; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007; Sycheva, 2010]. Обе почвы – черноземные умеренной, но более холодной и континентальной лесостепи, чем современная лесостепь Восточно-Европейской равнины. В разрезах с пониженной седиментационной активностью они наложены друг на друга, а также на нижележащую межледниковую салыньскую (рышковскую) палеопочву (МИС 5е). Все вместе эти почвы формируют главный стратиграфический маркер позднего плейстоцена (геосоль) [Сычева, 2012; Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012]. Этот позднеплейстоцено-

вый межледниково-раннеледниковый педокомплекс (мезинский, бердский, кайдакский, гороховский, ПК II, Штильфрид А, сангамонская почва и другие временные аналоги) широко распространен во всем мире, [Богуцкий, 1987; Величко и др., 1997а, б; Герасименко, 2004; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Глушанкова, 2012; Сычева, 1979; Цацкин, 1980; Antoine et al., 2001, 2008; Bibus, 1999; Bronger, Heinkele, 1989; Frechen et al., 2001; Gerasimenko, 2000; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Havlíček, Smolíkova, 1995; Konescka-Betley, 1994; Kukla LOESSFEST'14-7<sup>th</sup> Loess Seminar, 2014; Sedov and et al., 2013; Smolíkova, 1991; Terhorst et al., 2011, 2014; Zoller et al., 1991]. В разрезах с повышенной седиментационной активностью в палеодепрессиях и на склонах ранневалдайские палеопочвы разделены педоседиментами и лёссами. Межледниковая рышковская почва в днищах палеодепрессий преобразуется сложный многопрофильный педолитокомплекс (рышковский) [Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012].

В интерстадиалы МИС 3 на Среднерусской возвышенности также образуются палеопочвы, но уже перигляциальной лесостепи: александровская – около 53–50 тыс. лет ВР, гидроузельская – около 38–36 тыс. лет ВР, брянская – 33–26 тыс. лет ВР [Сычева и др., 2007; Sycheva, 2010]. Последний из интерстадиалов МИС 3 – Денекап, Паудорф или Брянск является широко распространенным значительным событием в истории позднего плейстоцена. Палеопочвы этого интерстадиала (брянская палеопочва в Европейской России, Lohner soil in Germany, Shtilfrid B in Austria, витачевская почва 2 в Восточной Украине, дубновская почва в Западной Украине, искитимский ПК в Западной Сибири, осинский ПК – на юге Средней Сибири ПК I, Штильфрид Б, Денекамп, Гранд Буа, Фрамдейл и другие) наиболее широко распространены в лессах Евразии и мира [Богуцкий, 1987; Величко, Морозова, 1972; Зыкина, 2006; Сычева, 1979; Ударцев, Сычева, 1975; Цацкин, 1980; Antoine et al., 2001, 2008; Bibus, 1999; Bronger, Heinkele, 1989; Frechen et al., 2001; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Havlíček, Smolíkova, 1995; Konescka-Betley, 1994; Peticzka, Terhorst, 2008; Smolíkova, 1991; van Andel, 2002]. Брянская палеопочва является важнейшим палеогеографическим рубежом, завершающим мегаинтерстадиальное потепление внутри последнего гляциала. В перигляциальной области валдайского оледенения она – второй важной геосолю, разделяющий средне- и поздневалдайские лессы.

Брянская ископаемая почва как стратотипический горизонт (геосолю) выделена в карьере кирпичного завода г. Брянск [Величко, Морозова, 1972]. Как показали радиоуглеродные исследования, возрастной диапазон брянской почвы широ-

кий: от 22–24 до 32–34 ка ВР (таблица) [Морозова, 1981; Чичагова, 1985; Чичагова, Черкинский, 1988]. Исходя из этих цифр следует, что продолжительность брянского интерстадиала равна 10–12 тысяч лет, что соизмеримо с длительностью межледниковья (микулинского или голоцена). Однако морфотипический облик и физико-химические характеристики брянской палеопочвы не соответствуют межледниковым почвам [Величко, Морозова, 1972; Морозова, 1981; Сычева, 1979]. И это нельзя объяснить только различными климатическими условиями последнего межледниковья и интерстадиала – потепления внутри плейстоцена. Несомненно, своеобразие Брянской палеопочвы связано с историей ее развития и локальными палеоэкологическими условиями.

Кроме загадок возраста и длительности почвообразования брянская палеопочва обладает также рядом своеобразных макро-, микроморфологических характеристик и физико-химических свойств, трудно поддающихся интерпретации с позиций актуализма. К таким свойствам относятся, например, оглинивание горизонтов А и АВ без признаков перемещения ила внутри профиля, наличие ооидной структуры в гор. АВ и другие.

Поэтому в данной публикации мы поставили перед собой **задачи**:

- определить радиоуглеродный возраст разных горизонтов брянской палеопочвы: гумусового и карбонатного, на основе датирования различных углеродосодержащих материалов: сумма гуминовых кислот (ГК), карбонаты, коллаген костных остатков, древесный уголь;

- выявить зависимость возраста Брянской палеопочвы от положения ее в древнем и современном мезо- и микрорельефе и в связи с дневными почвами;

- установить продолжительность почвообразования, генезис и эволюцию брянской палеопочвы.

## Объекты и методы

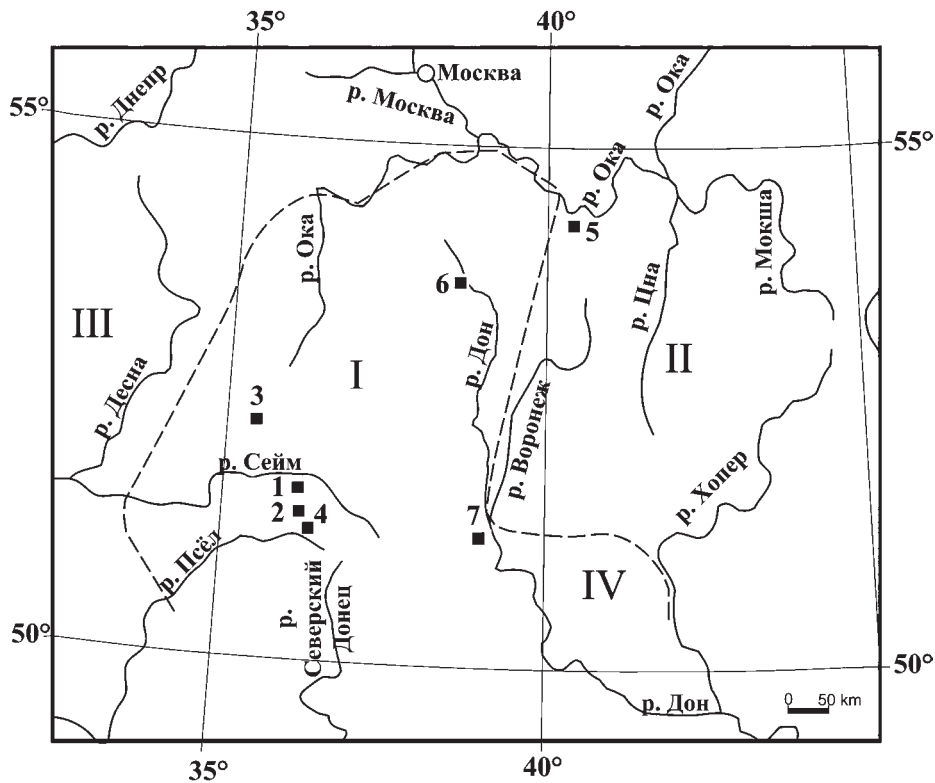
Объектом исследования является Брянская палеопочва, изученная в нескольких разрезах, расположенных на Среднерусской возвышенности: Александровский карьер (наиболее детально), Железногорск (Михайловский карьер), Фатьяновка, Танеевский карьер, КБС, карьер Монастырщина, Костенки 14 (рис. 1). Наряду с некоторыми собственными наблюдениями широко использовался литературный материал (разрезы Брянск, Мезин, Араповичи и др.) [Величко и др., 1997б; Седов и др., 2010; Sinitsyn, Hoffecker, 2006].

Применялся стандартный набор методов палеопедологического исследования: макро- и микро-

Таблица. Радиоуглеродный возраст средне-, поздневалдайских лёссово-почвенных серий в разных разрезах Русской равнины

Разрез	Геоморфологическое положение	Глубина, см	Горизонт, палеопочва, культурный слой	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Датируемый материал
Брянск <sup>1</sup>	Плакор	505	AB, Bp	IGAN-492	22760±410	ГК
Брянск <sup>2</sup>	«	«	«	Mo-337	24920±1800	«
Араповичи <sup>1</sup>		700	«	IGAN-46	24000±300	«
Мезин <sup>2</sup>		300	«	Mo-342	24200±1680	«
Мезин <sup>1</sup>		«	«	IGAN-88	24300±370	«
Мезин <sup>1</sup>	«	320	«	IGAN-89	24210±270	«
Фатьяновка <sup>3</sup>	Древняя терраса	520	AB, Bp	IGAN-197	22300±250	«
Железнодорожск <sup>4</sup>	Палеоложбина	230	«	IGAN-338	24180±900	«
Шпикулово <sup>3</sup>	Плакор	150	«	IGAN-511	24580±560	«
Монастырщина <sup>5</sup>	Палеосклон	210	«, Bp 1	Ki-8475	24400±700	«
«, <sup>5</sup>	«	250	«, Bp 2	Ki-7684	29100±340	«
Костенки 14 <sup>6</sup>	Палеобалка		Кс II	OxA-4115	28580±420	Костный коллаген
«, <sup>6</sup>	«		«	CrA-13312	29240±330	Уголь
«, <sup>6</sup>	«		Кс III	CrN-21802	30080±590	«
«, <sup>6</sup>	«		«	CrA-13288	31790±430	«
КБС-13, <sup>7</sup>	Плакор	180-190	AB, Bp	Ki-16670	16670±140	ГК
Танеевский карьер <sup>9</sup>	Склон	105-120	«	Ki-15277	23400±230	«
Александровский карьер, 2001, <sup>8</sup>	Делья	160	AL	Ki-9360	11140±190	«
«, <sup>8</sup>	«	190	BO	Ki-9361	12200±180	«
«,1999, <sup>8</sup>	Палеобалка	200-250	AB, Bp	Ki-8211	33140±230	«
«, 1999, <sup>8</sup>	«	310	ls, Tu	Ki-10868	40200±420	Костный коллаген
«, 2001, <sup>8</sup>	«	300	«	Ki-9362	39710±580	«
«, 2005, <sup>8</sup>	«		A, Alx	Ki-15275	49600±700	ГК
«, 2008, <sup>9</sup>	«	230	AB, Bp	Ki-16586	16330±200	«
«, <sup>9</sup>	«	260	«	Ki-15823	15150±250	«
«, <sup>9</sup>	«	290 см	«	Ki-15815	15520±180	«
«, 2013, <sup>9</sup>	Палеосклон	200-220	Bk, Bp	Ki-18388	13200±160	Карбонаты
«, <sup>9</sup>	«	220-240	«	Ki-18400	16300±190	«
«, <sup>9</sup>	«	240-260	«	Ki-18401	16920±260	«
«, 2014, <sup>9</sup>	«	130-135	«	Ki-18714	15400±100	«
«, <sup>9</sup>	«	90-100	AB, Bp	Ki-18715	17920±250	ГК

Примечания. <sup>1</sup>Морозова, 1981; <sup>2</sup>Чичагова, 1985; Чичагова, Черкинский, 1988; <sup>3</sup>Сычева, 1979; Морозова, 1981; <sup>4</sup>Путеводитель..., 1982; Сычева, 1993; <sup>5</sup>Sycheva, 2002; <sup>6</sup>Sinityn, Hoffecker, 2006; <sup>7</sup>Путеводитель..., 2013; <sup>8</sup>Сычева, 2012, Sycheva, 2000, 2010; <sup>9</sup>даты публикуются впервые. Подписи: AB, Bp – горизонт AB брянской почвы; Bk, Bp – горизонт Bk брянской почвы; Bp 1 – верхняя (первая) брянская почва; Bp 2 – нижняя (вторая) брянская почва; КС II – культурный слой II в разрезе Костенки 14; КС III – культурный слой III в разрезе Костенки 14; Al – аллерд; B – бёллинг; Ls, Tu – тускарский лёсс; A, Alx – горизонт A александровской почвы.



**Рис. 1.** Карта нахождения изученных разрезов

1 – Александровский карьер, 2 – КБС, 3 – Танеевский карьер, 4 – Железнодорожск, 5 – Фатьяновка, 6 – Монастырщина, 7 – Костенки 14. I – Русская равнина, II – Окско-Донская равнина; III – Приднепровская низменность; IV – Калачская возвышенность

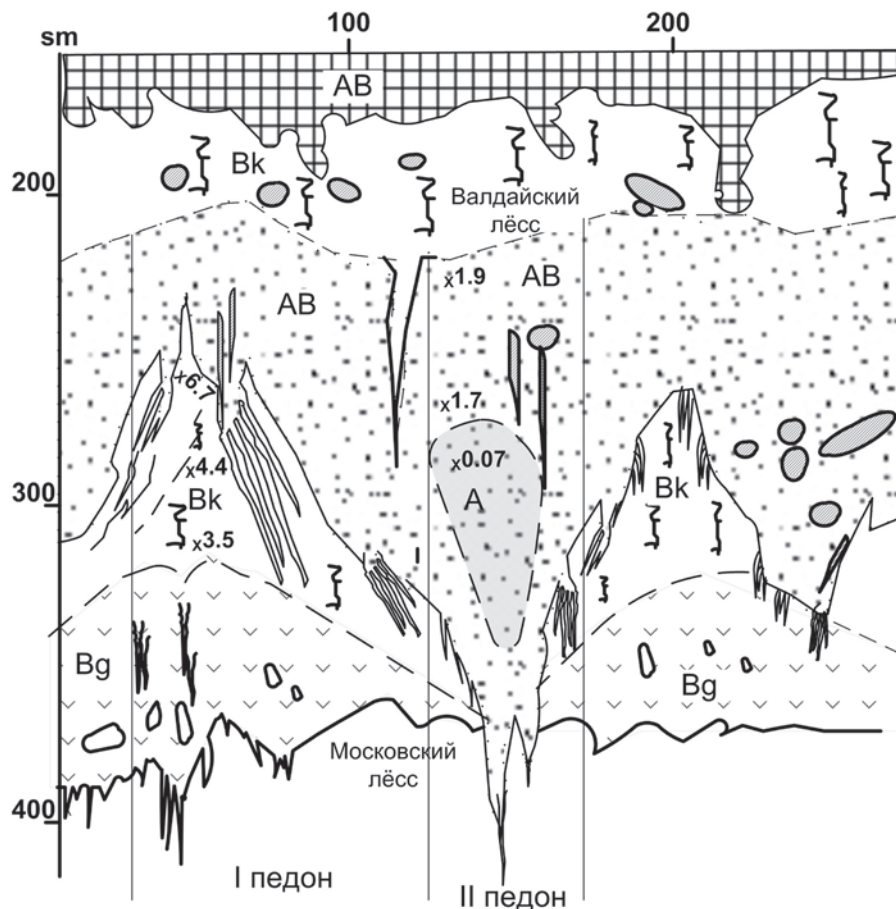
морфологическое описание, зарисовки, основной набор физико-химических анализов (гранулометрический и валовой состав, содержание гумуса, карбонатов и другие химические свойства). Результаты приводятся по опубликованным ранее работам [Пушкина, Сычева, 2013; Сычева, 2002; Сычева и др., 2007; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2013; Sycheva 1998]. Основным методом исследования явилось радиоуглеродное датирование Брянской палеопочвы по разным углеродсодержащим материалам, выполненное в двух лабораториях: Института Географии РАН, г. Москва, Россия (индекс – ИГАН) и Института геохимии окружающей среды НАНУ, г. Киев, Украина (индекс – Кі).

### Материалы исследования

В стенках *Александровского карьера*, находящегося на южной окраине г. Курска (51°35'31.59"N и 36°3'21.76"E), Брянская палеопочва выдержана по простиранию в виде единого стратиграфического уровня, залегает на большой площади древних склонов и палеодепрессий (рис. 2, 3). Наблюдения за погребенной эрозионной московско-микулинской (МИС 6-5е) системой, включающих

палеобалку, ее отвершки (ложбины) и склоны, вскрываемые по мере продвижения карьерной выработки, проводились нами в течении 30 лет [Сычева, 1997, 2007, 2012; Сычева, Гунова, 2003, 2004; Сычева и др., 2013; Sycheva, 1998; Sycheva, 2000]. Это позволило проследить различные локальные варианты строения позднеплейстоценовой толщи, а также изучить разновозрастные палеопочвы, в том числе, и Брянскую почву на разных элементах мезорельефа. Было установлено, что в Брянский интерстадиал разветвленная и глубокая линейная депрессия – палеобалка, была почти полностью заполнена продуктами разрушения почв и материнских пород, развитых на склонах и водоразделах, и превратилась в обширное степное блюдце [Сычева, 1997, 2007].

Брянская палеопочва в Александровском карьере залегает на глубине 1,8/2,0–3,2/3,5 м и развита более широко, чем другие позднеплейстоценовые палеопочвы, не только над днищем палеобалки, но и на склонах. На водоразделах она отсутствует – уничтожена процессами денудации. В зависимости от положения в древнем палеорельефе Брянская палеопочва в Александровском карьере, подстилается разновозрастными отложе-



**Рис. 2.** Строение брянской палеопочвы в Александровском карьере и содержание  $\text{CO}_2$  карбонатов в двух педонах АВ, Вк, Вг – горизонты современной и брянской почв,  $x$  – содержание  $\text{CO}_2$  карбонатов.

ниями: московским лёссом – на высоких склонах, тускарским лёссом и Александровкой палеопочвой – в палеодепрессиях (рис. 3–5).

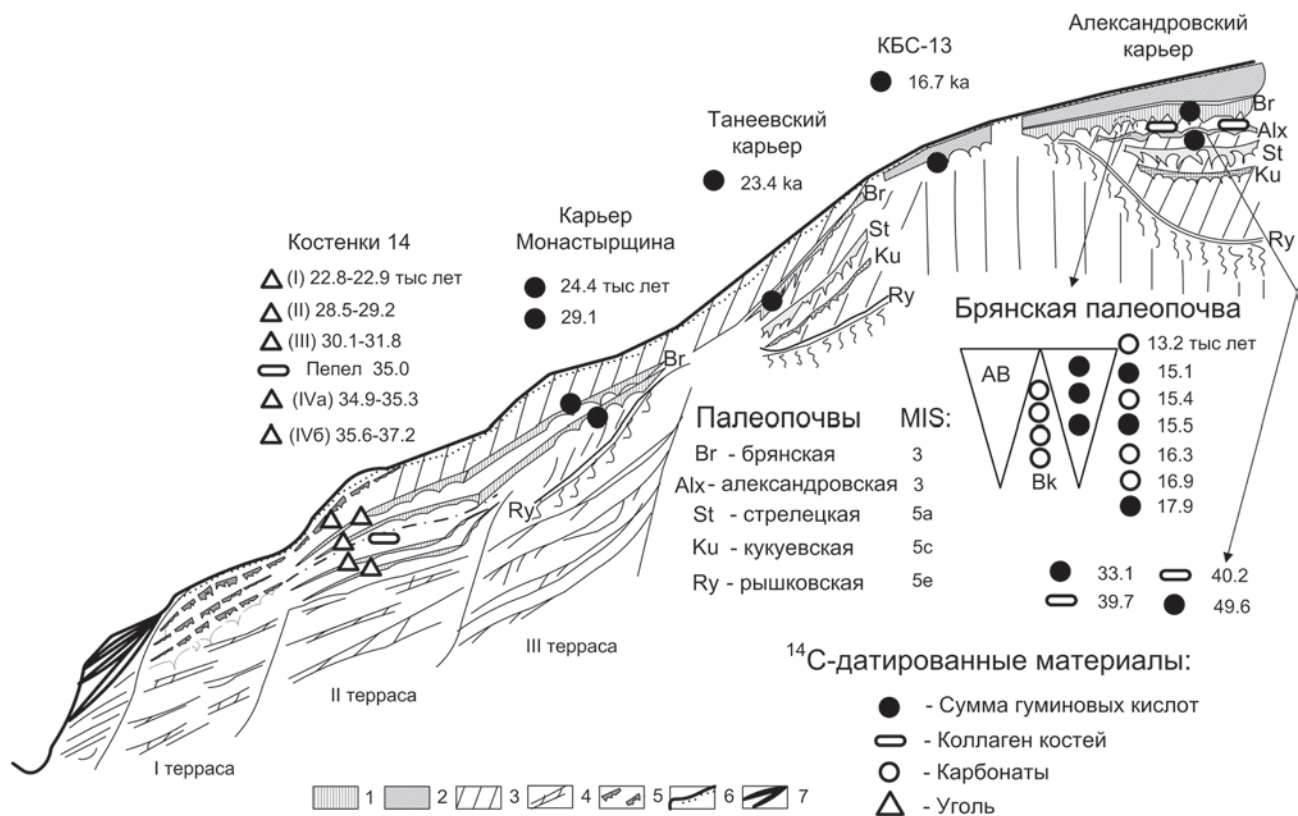
Брянская палеопочва перекрыта поздневалдайским лёссовидным суглинком, в который врезаны эрозионно-термокарстовые формы – делли с заполнением более тяжелым по гранулометрическому составу суглинком с многочисленными древними копролитами.

Почва сильно деформирована – разбита псевдоморфозами по ледяным клиньям (владимирский криогенный горизонт LGM). Поэтому изучение Брянской палеопочвы проводилось по профилям двух главных педонов: в заполнении криогенной трещины (в микродепрессии) и в межструктурном пространстве (карбонатное пятно – микроводораздел) (рис. 2).

Криогенные клиновидные структуры шириной от 100–120 см до 150 см глубиной 100–150 см, которые чередуются через 180–200 см. В самом низу они часто имеют «бороду» из множества прожилок. «Клинья» заполнены плотноватым бурым с коричневатым оттенком суглинком, неоднородным по

цвету, микропористым, с Mn-Fe примазками, карбонатными трубочками и древними копролитами. Это – горизонт АВ палеопочвы (180/200–300/320 см). Внутри крупных «клиньев» может находиться плотное ядро из более гумусированного суглинка. Ядро имеет грушевидную форму (вверху шириной 50–60 см, внизу сужаются до 5–6 см, высотой около 1 м), заполнено суглинком коричневато-бурым с серым оттенком, более тяжелым и плотным, крупнопористым, с многочисленными Mn и Fe рыхлыми новообразованиями. Это – остатки горизонта А. Внутрипедная масса гумусовых горизонтов неоднородная, прокрашена гумусом, содержит редкие глинистые кутаны, тонкие трещинки, покрыты Mn и гумусовыми пленками, характерна ооидность структурной организации. Книзу, на границах клина, при переходе к вмещающей массе цвет не контрастный с сизоватым оттенком. Между большими клиньями часто имеются и более мелкие, длиной до 30–40 см.

Для микростроения гумусового горизонта характерны округлые агрегаты – ооиды размером 0,1–0,4 мм с глинистой плазмой кольцевой ориен-

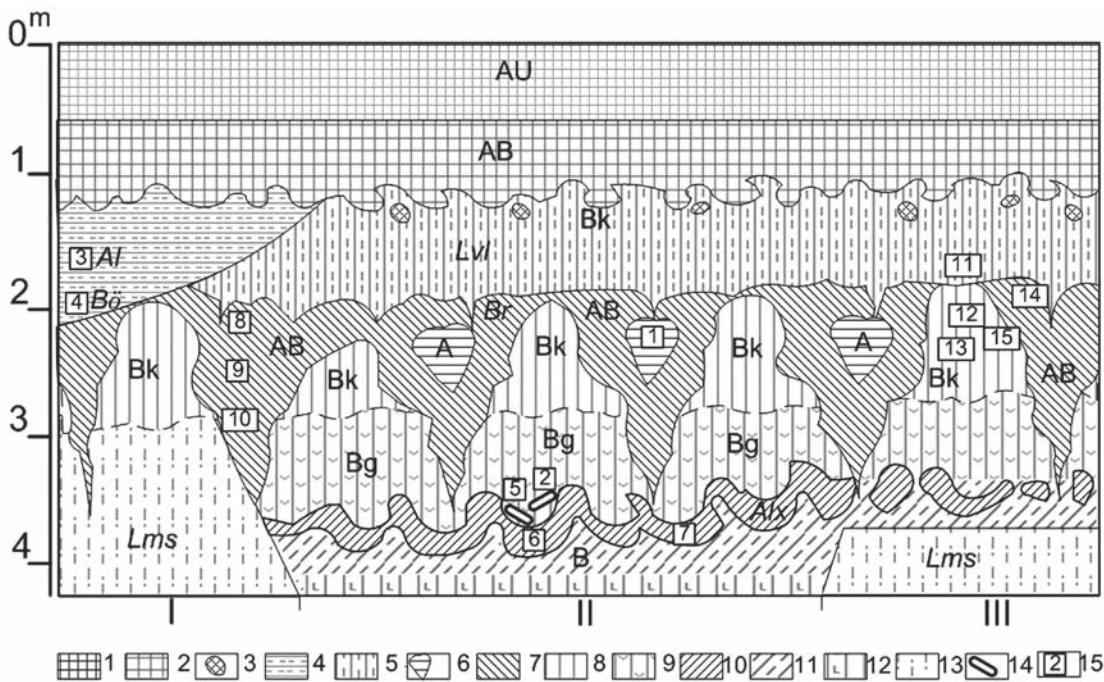


**Рис. 3.** Связь брянской почвы с геоморфологическим положением в разрезе: Александровский карьер, КБС-13, Танеевский карьер, карьер Монастырщина, Костенки 14

1 – брянская почва; 2 – поздневалдайский лёсс; 3 – позднеплейстоценовые склоновые отложения (педоседименты, делювий, солифлюкций и т.д.); 4 – аллювий; 5 – эмбриональные (пионерные) почвы; 6 – голоценовый чернозем; 7 – пойменные почвы и отложения.



**Рис. 4.** Брянская и александровская почвы на склоне палеобалки в Александровском карьере.



**Рис. 5.** Строение поздне-, средневалдайской толщи в трех геоморфологических позициях в Александровском карьере

I – на плакоре (вне палеобалки), II – над московско-микулинской палеобалкой, III – на склоне палеобалки. Горизонты современного чернозема: 1 – AU, 2 – AB; 3 – кротовины; 4 – заполнение поздневалдайского делля; 5 – поздневалдайский лёсс; горизонты брянской почвы: 6 – A, 7 – AB, 8 – Bg, 9 – Bk; горизонты александровской почвы: 10 – A, 11 – B; 12 – тускарский лёсс; 13 – московский лёсс; 14 – находки костей шерстистого носорога и лошади; 15 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование и даты  $^{14}\text{C}$ , ВР (цифры в квадратиках): в 1999: 1 –  $33140 \pm 230$ , 2 –  $40200 \pm 420$ ; в 2001: 3 –  $11140 \pm 190$ , 4 –  $12200 \pm 180$ , 5 –  $39710 \pm 580$ ; в 2005: 6 –  $>53000$ , 7 –  $49600 \pm 760$ ; в 2008: 8 –  $16330 \pm 200$ , 9 –  $15150 \pm 250$ , 10 –  $15520 \pm 180$ ; в 2013: 11 –  $13200 \pm 160$ , 12 –  $16300 \pm 190$ , 13 –  $16920 \pm 260$ ; в 2014: 14 –  $17920 \pm 250$ , 15 –  $15400 \pm 100$ .

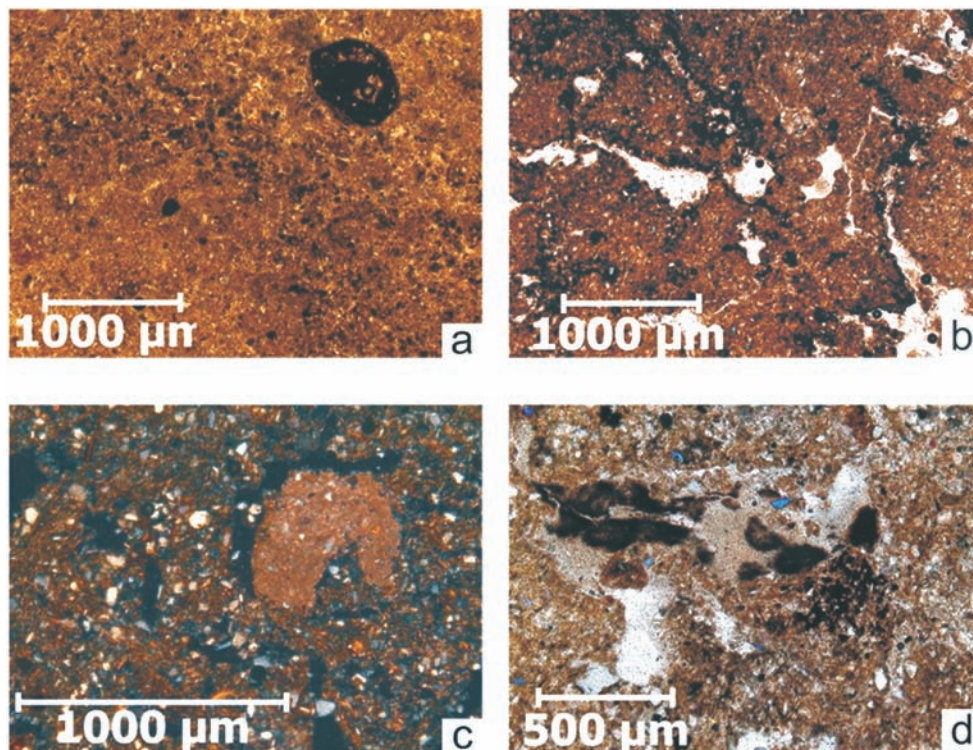
тировки по периферии и с зернами пылеватого скелета в центре. Такие агрегаты свойственны мерзлотным почвам с высоким содержанием глинистой плазмы [Морозова, 1981; Слагода, 2005; Smolíková, 1991]. Гумус представлен только мелкими аморфными углеподобными частицами черного цвета, приуроченными к зонам активного перемещения оксидов железа: видны пятна ожелезнения в плазме рядом со скоплениями точечного аморфного гумуса (рис. 6 а), диагностируются гумусово-глинисто-железистые натеки с примесью марганца (рис. 6 б). Такая форма органического вещества (аморфный, высококонденсированный) способствует его длительной сохранности, т.к. тонкодисперсное вещество надежно предохраняет его от микробного разложения [Terhorst et al., 2014].

Профиль межструктурного пространства (микродораздел, педон II) представлен карбонатным горизонтом (Bk), иногда перекрытым маломощным горизонтом ВА (рис. 2). Карбонатный горизонт (220–270 см) представлен светло-палевым, тяжелым суглинком, неоднородным за счет Мп примазок, черных тонких трещин, прожилок из вышележащего горизонта, рыхлый, с мучнисты-

ми карбонатами и редкими глинистыми кутанами. Этот горизонт оконтуривает клиновидные структуры, но в основном залегая между клиньями.

При наблюдениях в шлифах, плазма горизонта Вк сильно инкрустирована мелкозернистым кальцитом, который также образует пятна, реже мелкие плотные конкреции (рис. 6 с). Карбонатные новообразования в виде кутан и инфилингов сопряжены с железисто-глинистыми натеками и пятнами и приурочены к «активным» зонам – порам, трещинам и отсутствуют в плазме. Сравнительный анализ показывает, что лёсс, на котором формируется брянская почва, более карбонатен, чем лёсс, на котором формируются современные черноземы Курского региона [Дайнеко и др., 1995]. Вторичные карбонаты образованы в результате реорганизации литогенных, содержащихся в лёссе изначальных карбонатов при полном отсутствии биогенных форм, а также не отмечается признаков передвижения карбонатов снизу при капиллярном подтягивании.

В основании обоих профилей в условиях понижений развит глеевый горизонт Bg, 270–320 см. Он представлен суглинком буровато-



**Рис. 6.** Микрофизиологическое строение брянской почвы

a – железистые пятна в плазме вблизи микрозон аккумуляции точечного аморфного гумуса, гор. А, фото снято без анализатора; b – пленки гумусо-глинисто-железистого состава с примесью марганца, гор. А, фото снято без анализатора; c – плазма сильно инкрустирована тонкозернистым кальцитом, который также формирует пятна и реже – плотные мелкие нодулы, гор. Вк, фото снято при скрещенных николях; d – микрозоны плазмы сильно контрастного цвета чередуются, более светлые микрозоны среди бурых и темно-бурых участков, в центральной части фото – глинисто-железистые кутаны имеют диффузные и неровные края со следами явного разрушения, гор. Вг, фото снято без анализатора.

палевым с сизоватым оттенком, неоднородным по цвету, с прожилками и бурыми пятнами, сизыми и ржавыми прожилками, мелкопористый. Мп примазки крупнее. Кротовины заполнены нижележащим белесовато-палевым суглинком (тускарский лёсс). Нижняя граница резкая, волнистая (амплитуда волн 20–30 см), нарушенная многочисленными прожилками. Этот горизонт развит локально – в днище степного палеоблюда, унаследованного от палеобалки. Ниже также локально развит оглеенный тускарский лёсс, в котором найдены костные остатки шерстистого носорога и древней лошади и по их коллагену определен радиоуглеродный возраст (таблица). Чистый тускарский лёсс не найден в Александровском карьере, т.к. повсюду здесь в этом лёссе развит Вг горизонт (рис. 2).

Особенностью микростроения глеевого горизонта являются микрозоны с резко контрастной окраской плазмы – высветленные участки ее среди более бурых, темно-бурых (рис. 6 d). Это свидетельство гидроморфизма, когда при застое влаги с части силикатной основы исчезают железистые окрашивающие пленки, эта часть приоб-

ретает более светлый цвет. Этот процесс вполне может быть присущ луговым лесостепным почвам. Также в пользу гидроморфизма и внешний вид глинисто-железистых натеков, которые в этом слое довольно маломощные и фрагментарные, их край диффузный, неровный, со следами явного разрушения (рис. 6 d).

В гранулометрическом составе всех горизонтов брянской палеопочвы отмечается увеличение содержания ила, максимальное для всех позднплейстоценовых отложений за исключением иллювиально-глинистого горизонта рышковской палеопочвы (МИС 5e) [Sycheva, 1998; Sycheva and et al., 2013; Sedov et al., 2013]. В валовом составе выражено сужение молекулярных отношений  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  по сравнению с перекрывающим поздневалдайским лессовидным суглинком и с нижележащим тускарским лёссом. Иллювиирование ила и полуторных оксидов не отмечается. Для гумусового горизонта характерно увеличение содержания органического углерода, особенно в центральной части (в ядрах, представляющих остатки гор. А), которое составляет здесь 0,7–1,1%. Состав гумуса резко фульватный ( $C_{ГК}: C_{ФК}$



= 0,3–0,5) при высоком содержании нерастворимого остатка ( $C_{\text{HO}} = 64\text{--}72\%$ ). Гуминовые кислоты отличаются низкими величинами коэффициентов экстинкции ( $E_4 = 0,8\text{--}1,8$ ). В карбонатном горизонте содержание  $\text{CO}_2$  карбонатов составляет 3,1–9,2%, с резким максимумом в верхней части горизонта, приконтактной зоне с клиновидными структурами. Распределение карбонатов тесно связано с «клиновидным» строением почвы: в грушевидном ядре (гор. А) – оно минимально (0,07%), в гор. АВ – невелико (1,6–1,9%), гор. Вк – уменьшается вниз (от 6,7 % в приконтактной зоне до 3,5% по нижней границе горизонта [Дайнеко и др., 1995] (рис. 2).

$^{14}\text{C}$ -возраст почвы в наилучших условиях захоронения – «ядро» клиновидной структуры в разрезе 1999 г. (в наиболее глубоком залегании в днище степного блюдца, образованного над руслом полузаполненной московско-микулинской палеобалки) составляет около  $33140 \pm 230$  ВР (по ГК), что хорошо вписывается в установленный выше диапазон дат, характерных для брянской палеопочвы (таблица, рис. 3, 5). В подстилающем оглеенном лессе по коллагену костей получены даты  $39710 \pm 580$  и  $40200 \pm 420$  ВР, говорящие о нижнем пределе некалиброванного радиоуглеродного возраста материнской породы брянской палеопочвы.

В процессе 10–20-летних карьерных работ суглинки, заполняющие московско-микулинскую эрозионную палеоформу (позднеплейстоценовые палеопочвы и педоседименты) и представляющее лучшее сырье для производства кирпичей, были выбраны. Брянская палеопочва сохранилась только на склонах бывшего степного блюдца, где все остальные позднеплейстоценовые почвы, включая рышковскую микулинского межледниковья (МИС 5е), отсутствуют, так как были денудированы склоновыми процессами. В этой палеогеоморфологической позиции брянская палеопочва залегает на московском палевом среднесуглинстом лессе (МИС 6) (рис. 4). Сверху местами она смыкается с карбонатным горизонтом современного чернозема. Ее профиль утратил четко выраженное глинистое ядро.

Повторные радиоуглеродные датирования проводилось нами в 2008 г., 2013 г. и 2014 г. В 2008 г. образцы на  $^{14}\text{C}$ -возраст отобраны из горизонта АВ сверху вниз по клиновидной структуре и датировались по препарату ГК (рис. 5). В 2013 г. образцы отбирались из карбонатного горизонта межструктурного пространства и датировались по мучнистым карбонатам. В 2014 г. было отобрано по одному образцу из гор. АВ (датировался по ГК) и гор. Вк (датировался по карбонатам). Все даты оказались значительно моложе определенной ранее даты брянской палеопочвы и не соответствовали брянскому

интерстадиалу в его первоначальном объеме. Все они укладываются в интервал позднеледниковья (13,2–17,9 тыс. лет ВР) и сверху вниз по клину и профилю почвы существенно не меняются (рис. 3, 5; таблица). Даты гумусового горизонта лишь немногим древнее, чем карбонатного. Для гумусового горизонта некалиброванные  $^{14}\text{C}$ -даты ложатся в интервал 17,9–15,2 тыс лет ВР, для карбонатного – 16,9–13,2 тыс лет ВР.

Для тяжелосуглинистого заполнения делля, заложенного в поздневалдайском лессе, на отдельных участках, перекрывающего или секущего брянскую почву С14 даты соответствуют последним потеплениям позднеледниковья (LGT): Bölling – около 12,2 тыс. лет ВР и Alleröd – около 11,1 тыс. лет ВР.

**Разрез КБС** расположен в 10 км южнее от Александровского карьера ( $51^\circ 32' 14.17''\text{N}$  и  $36^\circ 2' 28.07''\text{E}$ ) в верхней части приводораздельного склона (рис. 3). Брянская палеопочва залегает близко от поверхности – на глубине 170–180 см. Карбонатный горизонт современного чернозема наложен на ее гумусовый и карбонатный горизонты (рис. 7). Горизонт АВ Брянской палеопочвы (170–220 см) – бурый, легкоглинистый, уплотненный, пронизан вертикальными порами, характерными для лёссов. На боковых гранях крупных блоков имеются плесневидные налеты карбонатов. Карбонаты представлены тонкими прожилками, заполняющими цилиндрические поры, и тонкими кутанами, покрывающими стенки пор. На нижней границе горизонта встречаются редкие плотные цементированные кремнисто-карбонатные нодулы причудливой формы (размер от 1,5 до 3 см). Граница языковатая. Ширина языков варьирует от 10 до 30–40 см.

Карбонатный горизонт брянской палеопочвы (220–250 см) – палевый, тяжелосуглинистый, уплотненный. На боковых гранях крупных блоков имеются тонкие палево-бурые глинистые кутаны, которые сверху покрыты плесневидным налетом карбонатов. Карбонаты представлены обильной сплошной пропиткой, тонкими прожилками, заполняющими цилиндрические поры, и тонкими кутанами, покрывающими стенки некоторых пор. Отмечаются обильные, мелкие (0,25–0,5 мм) округлые бурые примазки, отражающие смену окислительно-восстановительных процессов. Переход постепенный по появлению слабоконтрастной слоистости, граница относительно ровная.

Брянская палеопочва подстилается московским лессом (МИС 6). Другие позднеплейстоценовые палеопочвы (александровская, стрелецкая, кукуевская, рышковская) денудированы (рис. 5, часть I). Московский лёсс – светло-палевый средний суглинок, сильно карбонатный, пористый, со

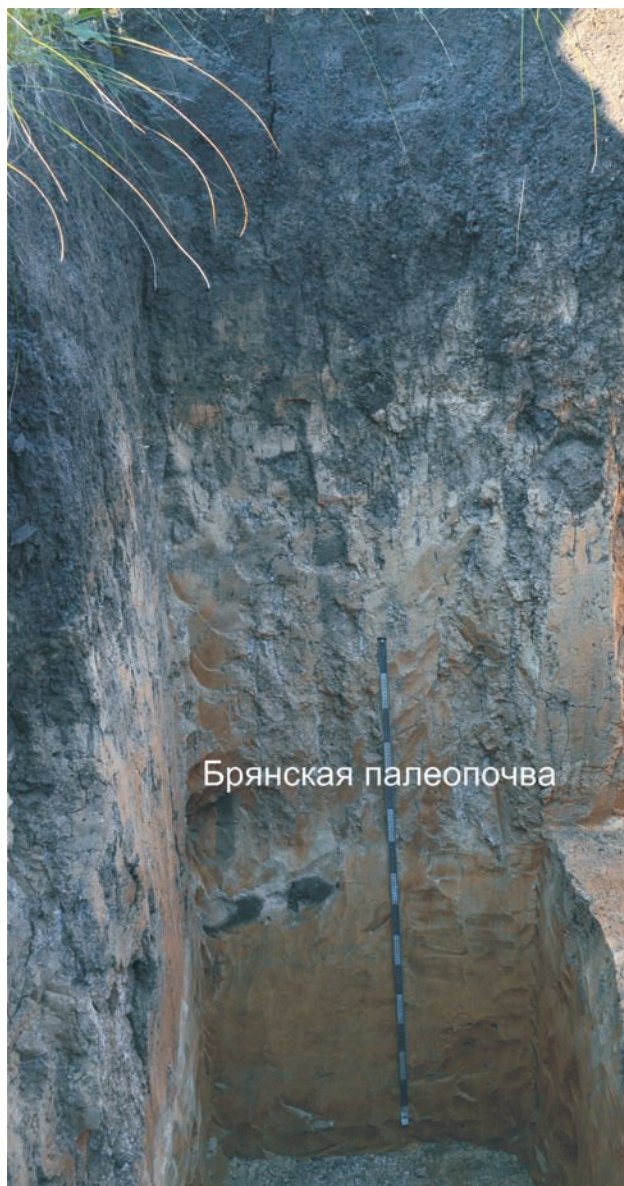


Рис. 7. Положение брянской палеопочвы в разрезе КБС

слабовыраженной горизонтальной слоистостью.

Радиоуглеродная некалиброванная дата, полученная по препарату ГК из образца, отобранного с глубины 180–190 см (гор. АВ) – 16,7 тыс. лет ВР, относится к валдайскому позднеледниковью (LGT).

В разрезе *Железногорск* (52°19'21.63"N, 35°22'15.62"E), расположенном на 90 км к северо-западу от г. Курска, брянская палеопочва развита на приводораздельных и придолинных склонах восточной и северной экспозиции и над днищами палеодепрессий на глубине 2,0–2,5 м от поверхности [Величко и др., 1997б; Путеводитель..., 1982; Сычева, 1993]. Почва нарушена мерзлот-

ными деформациями владимирского криогенного горизонта. По верхнему контакту отмечаются кармановидные прогибы до 0,3 м. Клиновидные трещины шириной около 1 м в верхней части проникают на глубину до 1 м. Горизонт АВ, выполняющий криогенные структуры – неоднородный коричневато-бурый тяжелый суглинок с пятнами более гумусированного суглинка (остатки гор. А). Карбонатный горизонт – тяжелый, светло-бурый суглинок, насыщен мучнистыми формами карбонатов и железисто-марганцовистыми примазками, заполняет пространство между клиновидными структурами. По микроморфологическим данным в горизонте АВ отмечаются редкие ооиды ( $d = 0,15-0,20$  мм) с бурой гумусово-глинистой слабо анизотропной плазмой. В горизонте Вк плазма имеет карбонатно-глинистый состав. Среди зерен скелета много крупнокристаллического кальцита, характерны железисто-глинистые нодулы и остатки растительных тканей.

Для горизонтов брянской палеопочвы характерно накопление ила и  $R_2O_3$  по сравнению с вмещающей толщей. Это подтверждается сужением молекулярных отношений  $SiO_2:Al_2O_3$  и  $SiO_2:Fe_2O_3$ . Прослеживаются два максимума карбонатов: верхний – диагенетический и нижний – карбонатно-иллювиальный. Гумусовый горизонт выделяется увеличением гумуса до 1,1%, что в два раза выше, чем в лессах. Для минералогического состава характерно уменьшение содержания малоустойчивых минералов (амфиболы, эпидот, полевые шпаты) и увеличение степени выветрелости [Путеводитель..., 1982]. Радиоуглеродная некалиброванная дата горизонта АВ, полученная по препарату ГК: 24180±900 ВР (ИГАН – 338).

В *Танеевском карьере* (51°21'35.8"N, 36°6'38.37"E), расположенном в 40 км южнее Курска, брянская палеопочва сохранилась на балочном склоне и над днищами московско-микулинский палеодепрессий (рис. 3). Она залегает неглубоко от поверхности и местами входит в профиль современного чернозема. Ее профиль типа АВ-Вк.

Горизонт АВ (65–85 см) представлен светло-серовато-коричневым средним суглинками, комковато-призмической структуры, микрооидной текстуры, мелкопористым, с множеством примазок охристого цвета, марганцевых новообразований, древних копролитов, карбонатных конкреций типа белоглазка. По крупным трещинам отмечаются мощные карбонатные потёки. Переход резкий по цвету, граница выполнена космами, доходящими до глубины 1,5 м. На гумусовый и карбонатный горизонты наложен карбонатный горизонт современной почвы.

Горизонт Вк (85–120 см) – желтовато-палевый лёгкий лессовидный суглинок, призмической

структуры, карбонаты представлены рыхлыми и плотными конкрециями, псевдомецием, а также мучнистыми формами (пропиткой).

Горизонт С (120–165 см) – желтовато-светло-палевый лёгкий суглинок крупноблоковой структуры. На гранях блоков отмечены глинистые кутаны, покрытые карбонатной плесенью. Встречаются редкие рыхлые карбонатные конкреции диаметром до 2–3 см. Охристых включений меньше.

По препарату ГК из горизонта АВ получена некалиброванная С14 дата – 23400±230 лет ВР.

Разрез **Фатьяновка** (54°24'48.97"N, 40°26'16.81"E) расположен на правом высоком берегу р. Оки у одноименного села в Рязанской области. Это – поверхность древней погребенной террасы р. Оки, аллювиальные отложения, которой перекрыты среднелепесточными водно-ледниковыми отложениями и позднепесточными лёссами и палеопочвами [Сычева, 1979; Ударцев, Сычева, 1975; Ударцев, 1980]. Нами установлено, что погребенная раннелепесточная терраса в конце московского гляциала была прорезана водотоком, и в микулинское межледниковье здесь существовала малая река – приток Оки.

На глубине 5,2 м под современной лувисолью и поздневалдайским лёссом развита Брянская палеопочва с профилем А-АВg-Вkg. Нижняя граница гор. А нарушена мерзлотными клиньями, проникающими на глубину 0,7 м. Ниже развиты палеопочвы ранневалдайских интерстадиалов и микулинского межледниковья (мезинский педокомплекс – МИС 5).

Ниже по течению реки происходит постепенное понижение поверхности на северо-восток. Это связано с прислонением поздневалдайской I надпойменной террасы к более высокой древней террасе. В прислонении мезинский ЛПК, как и брянская почва, выклиниваются. В тальвеге палеодепрессии (малый водоток) почвы мезинского комплекса размыты, на крутых участках палеосклонов частично или полностью эродированы. Окончательно депрессия была заполнена ранневалдайским солифлюкцием и перекрыта средневалдайским лёссом. И уже на практически ровной поверхности сформировалась Брянская палеопочва. Радиоуглеродная дата ее по препарату ГК – 22300±250 ВР (ИГАН-197) [Сычева, 1979].

В ряде разрезов, находящихся в зонах повышенной аккумуляции мелкозема (палеодепрессиях, на наращиваемых склонах, делювиальных шлейфах на террасах) выделяются два уровня палеопочв, отвечающих последнему теплему интервалу МИС 3 – брянскому интерстадиалу [Сычева, 2002]. К таким разрезам относятся разрезы, расположенные на шлейфах II и III надпойменных террасах Дона Костенки 1, Костенки 14, карьер Монастырщина

и др. В разрезах I надпойменной террасы Дона и других рек Русской равнины Брянская палеопочва отсутствует.

В **карьере Монастырщина** (53°40'49.5"N, 38°37'55.76"E), расположенном на III надпойменной террасе р. Дон в Тульской области, обнажен фрагмент палеосклона московско-микулинской балки [Сычева, 2002; 2008]. Он имеет иное протирание по сравнению с современным рельефом. Сохранение Брянской почвы на всем протяжении палеосклона депрессии, свидетельствует о достаточно быстром ее погребении без размыва в результате эоловых процессов.

В средней толще вскрываются две средневалдайские (брянская 1 и брянская 2) палеопочвы, сходные по облику (нижняя оглеенная), разделенные слоем солифлюкционного суглинка. На наиболее возвышенном участке – в элювиальном секторе катены были развиты дерново-карбонатные почвы на песках с профилем А-Вк. В средней части склона – мерзлотно-карбонатные почвы с солифлюкционными деформациями. В понижении – дерново-карбонатные оглеенные почвы с профилем А-Вк-Вg. Верхняя палеопочва с профилем А-Вк имеет радиоуглеродный возраст 24400±700 ВР. Нижняя палеопочва – более оглеенная с профилем А-Вк-Вg имеет дату 29100±340 ВР (таблица).

В полном и хорошо изученном разрезе палеолитической стоянки **Костенки 14**, находящемся в крупной балочной системе на II надпойменной террасе Дона в Воронежской области (51°22'40.33"N, 39°3'13.94"E), эта почва также представлена двумя уровнями палеопочв сходного лугово-карбонатного генезиса (рис. 3). Они связаны с разновозрастными культурными слоями: КС II и КС III, подстилаемыми слоем пепла [Величко и др., 2009; Седов и др., 2010; Sinitsyn, Hoffecker, 2006]. КС неоднократно датировались как радиоуглеродным методом (по препарату древесного угля), так и ОСЛ. Для КС II некалиброванный радиоуглеродный возраст укладывается в интервал 28,6–29,2 тыс. лет ВР, для КС III – в интервал 30,1–31,8 тыс. лет ВР, возраст пепла – около 35,1 тыс. лет ВР [Sinitsyn, Hoffecker, 2006]. Почвы разреза Костенки 14 надежно защищены от омоложения современным изотопом <sup>14</sup>C, так как располагаются в погребенном состоянии на значительной глубине от поверхности в балке, которая являлась поймой малого водотока во время развития брянских палеопочв. То есть, процессы аккумуляции здесь в течение интересующего нас интервала времени преобладали над процессами денудации. Брянские палеопочвы маломощны, имеют несколько гумусированных подгоризонтов, разделенных лёссом. И хотя эти почвы криогенно перемяты и деформированы, но степень преобра-

зования сравнительно невелика, горизонты в этих стадияльных почвах залегают в правильном порядке, свойственном «обычным» почвенным профилям [Седов и др., 2010]. Поэтому на основании датирования этого объекта можно предположить, что возраст брянской почвы должен быть не древнее 34 и не моложе 28 тысяч лет (таблица).

### Обсуждение

Типичный облик брянской геосоли: гумусовые горизонты А и АВ сосредоточены в крупных мерзлотных клиновидных структурах. Карбонатный горизонт подтянут в межструктурные пространства. Такой морфотипический облик брянской палеопочвы характерен для большинства разрезов центральной части Восточно-Европейской равнины: стратотипические разрезы Брянск и Мезин в бассейне Днепра, Александровский карьер, Железногорск, Фатьяновка, и многие другие ранее изученные [Величко и др., 2002; Морозова, 1981; Сычева, 1979, 1993 и др.]. На склонах палеодепрессий «клинья» наклонены, теряют четкую форму. На перегибах склонов, где значительно суше, они, как правило, отсутствуют (разрезы Танеевский карьер, КБС).

Но такой облик почвы был не всегда. Сильнейший криогенез в максимум последнего гляциала (владимирский криогенный горизонт) способствовал кардинальному перестроению профиля и перераспределению основных горизонтов Брянской палеопочвы и их вторичному оглеению. В результате, образование криогенных структур типа пятен-медальонов привело к нарушению, смещению и перемещению почвенных горизонтов. Материал гумусового горизонта стекал внутрь мерзлотных трещин при их таянии, образуя грушевидные ядра. Горизонт АВ заполнял клиновидные структуры. Карбонатный горизонт перераспределялся между «клиньями». Это способствовало наилучшему сохранению органического вещества в «ядрах» – остатках горизонта А.

Если же попытаться реконструировать исходный профиль почвы, то мы получим строение профиля: А-АВ-Вк-Вг. Реконструированная мощность горизонтов: А – не более 5–10 см, АВ – 20–30 см, Вк – 25–40 см, Вг – 10–20 см. Общая мощность профиля 60–100 см. Эта почва значительно менее мощная и развитая, чем современные почвы изучаемого региона – черноземы и темно-серые лесные почвы, имеющие мощность профиля не менее 180–200 см. Таковую почву, исходя из приведенных выше физико-химических микроморфологических характеристик, можно назвать интерстадиальной дерновой иллювиально-карбонатной, на заключительных этапах надмерзлотно-глеевой,

а в центре палеодепрессии, где развит мощный глеевый горизонт – мерзлотной дерново-глеевой. Ведущими почвообразующими процессами были гумусонакопление, оглинивание, иллювиирование карбонатов, а на заключительных этапах значительное криогенное турбирование и оглеение.

Реконструкция генезиса брянской палеопочвы затруднена не только тем, что она испытала значительные нарушения почвенного профиля, но и тем, что ее прямые аналоги среди современных почв неизвестны. Условия перигляциальной зоны не свойственны современному межледниковью. Наиболее близкими аналогами интерстадиальной брянской почвы, по мнению Т.Д. Морозовой [1981], являются мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы континентальных районах Центральной Якутии. Для них характерны подобные диагностические признаки: ооидная агрегированность, которая может быть результатом криогенной коагуляции, фульватный состав гумуса, оглиненность и оглеенность профиля [Герасимова и др., 1996; Классификация почв..., 1997; Соколов, 1993].

По данным спорово-пыльцевого анализа формирование брянской почвы происходило в условиях развития лесостепного мозаичного ландшафта, представлявшего собой сочетание лиственнично-сосновых лесов с участием ели и сосны сибирской, злаково-маревых степей, суходольных лугов и тундровых сообществ [Симакова, 2008; Сычева, Гунова, 2003, 2004]. Климатическая обстановка была относительно холодной и аридной, а восстановленная растительность типична для интерстадиального времени конца среднего валдая.

Однако ряд исследователей, в основном основываясь на результатах спорово-пыльцевых исследований наиболее полных разрезов, отмечали многоэтапность последнего средневалдайского потепления – наличие двух или трех оптимумов [Болиховская, 1995; Спиридонова, 1991]. Это подтверждается и строением толщи данного интервала в условиях повышенной аккумуляции – в палеодепрессиях и на нарастаемых склонах. Мы наблюдаем два, а иногда и три почвенных уровня в разрезах Монастырщина и Костенки 14.

Проведенное нами радиоуглеродное датирование гумусового горизонта по  $^{14}\text{C}$  ГК и карбонатного – по  $^{14}\text{C}$  карбонатов показало сходные между собой даты (15–16 тыс. лет ВР), но которые значительно более молодые, чем типичные для этой геосоли.

Для радиоуглеродного возраста брянской почвы характерен большой разброс дат, выходящий за диапазон этого интерстадиала. Первое, что можно предположить, что даты омоложены за счет близкого нахождения к современной дневной

поверхности и частичном смыкании с профилем современных почв. Вероятно, этим можно объяснить радиоуглеродный возраст Брянской почвы в разрезах КБС, Танеевский карьер. Однако такое простое объяснение не подходит для большинства известных профилей. Наиболее глубокое залегание брянской почвы в разрезах Фатьяновка, Брянск, Мезин, Араповичи и других предполагает наилучшее соответствие дат интервалу формирования этой почвы (28–33 тыс. лет ВР). Однако это не так, все даты значительно моложе и относятся к LGM (таблица). Радиоуглеродные даты Брянской палеопочвы в Александровском карьере (15–17 тыс. лет ВР) также трудно объяснимы простым омоложением современным изотопом  $^{14}\text{C}$ .

Радиоуглеродный возраст показывает время погребения почвы. Полученные даты, так образом, свидетельствуют о том, что Брянская палеопочва длительное время (28–15/13 тыс. лет ВР) находилась на поверхности и углерод постоянно обновлялся. Или же палеопочва была погребена, а затем эксгумирована и омоложена в позднеледниковье, так как существовала в зоне денудации, занимая возвышенные позиции в рельефе.

Что касается генезиса диффузных (рассеянных, мицелярных) форм карбонатов, нет свидетельств их подтягивания снизу, наблюдаемые формы и микроформы карбонатов сформированы *in situ* при перекристаллизации исходных литогенных карбонатов, содержащихся в лёссе. Ввиду отсутствия признаков подтягивания древних карбонатов, их  $^{14}\text{C}$ -возраст соответствует возрасту почвообразования – нахождения брянской палеопочвы на дневной поверхности.

Таким образом, брянская почва находилась на дневной поверхности до максимума гляциала (LGM) около 24–22 тыс. лет ВР (разрезы Брянск, Мезин, Фатьяновка, Араповичи, Монастырщина, Танеевский карьер и другие) или даже до начала деградации оледенения (LGT) около 17–15 тыс. лет ВР (Александровский карьер, КБС). Примерно в интервале 17–15 тыс. лет ВР на Среднерусской возвышенности она начала погребаться новыми порциями лёсса.

Фактически поздневалдайский лёсс (МИС 2), широко известный как «молодой лёсс» или лёсс III накапливался в стадиалы позднеледниковья. Вследствие сильных ветров, господствующих в максимум последнего оледенения, на изученной территории преобладали процессы денудации, которые препятствовали отложению пыли (лёсса) на высоких поверхностях плакоров (водоразделах и большей частью склонов). Тяжелосуглинистый состав брянской палеопочвы способствовал сохранению древней поверхности от разрушения. И поэтому, находясь на дневной поверхности, угле-

род, как гумуса, так и карбонатов брянской палеопочвы постоянно обновлялся вплоть до ее погребения в максимум оледенения LGM или даже в позднеледниковье LGT.

## Выводы

1. Радиоуглеродный возраст Брянской палеопочвы на плакорах – значительно омоложен и не соответствует времени заключительного средневалдайского интерстадиала. В палеодепрессиях и на наращиваемых склонах он хорошо вписывается интервал последнего средневалдайского интерстадиала МИС 3 (33–26 ка). Следовательно, длительность активного педогенеза в брянский интерстадиал не превышает 5–7 тыс. лет.

2. Брянская почва прошла длительный и разнонаправленный путь развития. На водоразделах и склонах брянская палеопочва представлена единичным профилем, тогда как на поверхностях террас сформировано два, реже три профиля, представляющие более детальную запись палеоклиматических флуктуаций. Таким образом, реконструируется не менее двух, возможно трех благоприятных интервалов (с более теплыми климатическими условиями) и отмечается существенное криогенное преобразование на заключительном этапе. Результаты исследования также дают основание полагать, что брянская палеопочва на плакорах длительное время находилась на дневной поверхности и ее углерод постоянно обновлялся. Или же она была эксгумирована еще в прошлом.

3. Главный этап лёссонакопления на Среднерусской возвышенности в позднем плейстоцене приурочен к заключительной фазе валдайского оледенения – к позднеледниковью (LGT) – после 17000–13000 лет ВР.

Статья подготовлена при поддержке гранта РФФИ №14-27-00133 (подготовка и написание статьи) и Федеральной целевой программы, проблема 6.17 (полевые работы и оплата радиоуглеродного датирования).

## Литература

- Богущий А.Б. Основные лёссовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1987. С. 47–52.
- Болховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Удар-

- цев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколени Н.И.* Основные черты строения лессово-почвенной формации. // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, 1997. С. 5–24.
- Величко А.А., Зеликсон Э.М., Морозова Т.Д., Сычева С.А., Цацкин А.И., Ударцев В.П., Чиколени Н.И.* Ключевой участок Железногорск // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, 1997. С. 98–118.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине М.: Наука, 1972. С. 71–114.
- Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н.* Палеогеография стоянки Костенки 14 (Маркина гора) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2009. № 4. С. 35–50.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Кононов Ю.М.* Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет // Атлас-монография. М.: ГЕОС. 2002. 232 с.
- Герасименко Н.П.* Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины // Автореферат дис. ... докт. географ. наук. Киев, 2004. 40с.
- Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А.* Микроморфология почв природных зон СССР. // Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1992. 215с.
- Глушанкова Н.И.* Палеорекострукции почвенного покрова в ландшафтах микулинского межледниковья на Русской равнине // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 72. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–135.
- Дайнеко Е.К., Оликова И.С., Сычева С.А.* Карбонатный профиль целинных черноземов и его связь с ископаемыми почвами. // География и природные ресурсы, 1995, №8, с. 98–101.
- Зыкина В.С.* Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири. // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. дгмн. Новосибирск, 2006.
- Классификация почв России. М., 1997. 236с.
- Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т., Бохнке Ш. и др.* Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). М.: Изд-во КМК, 2008. 556 с.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.
- Путеводитель экскурсии С-3 XI конгресса ИНКВА. М.: ИГ РАН, 1982. С.43–49.
- Пушкина П.Р., Сычева С.А.* Палеопочвы ложбин Среднерусской возвышенности в ранневалдайское время // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1037.
- Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А.* Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение. 2010. №8. С. 938–955.
- Симакова А.Н.* Развитие Растительного покрова Русской равнины и Западной Европы в позднем неоплейстоцене – среднем голоцене (33–4,8 тыс. л.н.). Автореферат дисс. на соиск. Уч. Ст. канд. г-м наук, Москва, ГИН, 2008. 32 с.
- Слагода Е.И.* Реконструкция криолитозоны с использованием микроморфологических особенностей отложений позднего кайнозоя. Дисс. ... д.г.-м.н., Тюмень, 458 с.
- Соколов И.А.* Теоретические проблемы генетического почвоведения // Новосибирск: ВО Наука. Сиб. отделение. 1993. 232 с.
- Спиридонова Е.А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М.: Наука, 1991. 221с.
- Сычева С.А.* Позднеплейстоценовые ископаемые почвы Окско-Донской равнины // Автореферат канд. дисс. М.: ИГ АН, 1979, 22 с.
- Сычева С.А.* Эволюционный анализ позднеплейстоценовых катен и геосистем Среднерусской возвышенности (на примере разреза Железногорск). М.: ИГАН, 1993. 83 с.
- Сычева С.А.* Эволюция балочной системы в климатическом цикле «оледенение-межледниковье-оледенение» // Геоморфология, 1997, №2, с. 100–111.
- Сычева С.А.* Реконструкция этапов развития микулинского палеосклона (бассейн Верхнего Дона) // Геоморфология. 2002. №4. С. 111–120.
- Сычева С.А.* Погребенный микулинско-валдайский рельеф и развитие междуречий Среднерусской возвышенности в позднем неоплейстоцене // Геоморфология, 2007, №1. С. 88–105.
- Сычева С.А.* Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. Глава 5. М.: ЛКИ, 2008. С. 128–160.
- Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т.16, № 4. С. 45–56.
- Сычева С.А., Гунова В.С.* Эволюция ландшафтов Среднерусской возвышенности в микулинско-валдайский макроцикл (по результатам изучения мезинского лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе) // Диагностика и корреляция палеогеографических событий плейстоцена в бассейнах Дона, Волги, Оби. М.: МГУ, 2003. С. 48–63.
- Сычева С.А., Гунова В.С.* Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–101.
- Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н.* Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины // Фун-

- даментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Москва, 2007. С. 404–407.
- Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д., Григорьева Т.М., Бронникова М.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Памятник природы Александровский карьер // Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению М.: ИГ РАН, 1982. С. 14–39.
- Ударцев В.П. Соотношение этапов развития перигляциальной и ледниковой областей в бассейнах Средней Оки и Дона. М.: ИГ РАН, 1982. 28 с.
- Ударцев В.П., Сычева С.А. Верхнеплейстоценовые лессы и погребенные почвы Окско-Донской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН, 1975, с. 26–42.
- Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины // Автореф. канд. дис. М., 1980. 24 с.
- Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 143 с.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Г. Радиоуглеродные исследования в географии. М.: ИГАН 1988. 80 с.
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Fuchs, M., Hatte, C., Gauthier, C., Markovic, S., Jovavic, M., Gaudeny, T., Moine, O., Rossignol, J., 2008. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quaternary International* 37, 66–73.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Zoller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatte, C., Fortugne, M., 2001. High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-paleosol sequences, Upper Rhine area, Germany. *Quaternary International* 76/77, 211–299.
- Bibus, E., 1999. Loess-Paleosol-Sequences South Germany – Stratigraphy, Paleoclimate and Connections with River Terraces. *Chinese Science Bulletin* 44, 133–138.
- Bibus, E., Bludau, W., Bross, C., Rähle, W., 1996. Der Altwiwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. *Frakfurter geowiss. Arbeiten. Serie D* 20, 21–52.
- Boettger, T., Junge, F.W., Knetsch, S., Novenko, E.Y., Borisova, O.K., Velichko, A.A., 2005. Climate dynamics at the very end of Eemian Interglacial recorded in lake sediments from Central and Eastern Europe. *Deklim-Eem workshop, Germany*. P. 95–97.
- Bronger, A., Heinkele, Th., 1989. Paleosol sequences, as witnesses of Pleistocene climatic history // *Paleopedology. Catena supplement* 16. P. 187–206.
- Frechen, M., van Vliet-Lanoe, B., van den Haute, P., 2001. The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173, 175–195.
- Gerashenko, N., 2000. Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions. *GeoLines* 11, 86–89.
- Haesaerts, P., Mestdagh, H., 2000. Pedosedimentary evolution of the last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia. *Netherlands Journal of Geosciences* 79(2/3), 313–324.
- Havlíček, P., Smolíkova, L., 1995. Vývoji sychnopleistocenních eolických sedimentů ve Znojmě – Dřevařských zá. The development of the Upper Pleistocene eolian sediments in Znojmo – lumber works. *Věstník Českého geologického ústavu* 70 (1), 67–74.
- Imbrie, J., Hays, J.D., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record. Eds.: Berger A., Imbrie J., Hays J.D., Kukla G., Saltzman B. *Milankovitch and Climate*. Reidel, Boston, 269–305.
- Konescka-Betley, K., 1994. Fossil soils of Late Pleistocene developed from loesses. *Roczniki gleboznawcze. Suppl.* 44, 55–62.
- Kukla LOESSFEST'14 -7th Loess Seminar, 2014. Abstract & field guidebook. Editors Jary Z. & Mroczek P. Wroclaw, 84 p.
- Markova, A.K., van Kolfschoten, T., Bohncke, S., Kosintsev, P.A., Mol, J., Puzachenko, A.Yu, Simakova, A.N., Smirnov, N.G., Verpoorte, A., Golovachev, I.B., 2008. Evolution of European ecosystems during Pleistocene – Holocene Transition (24–8 kyr BP). Moscow: KMK Scientific Press, 256 p.
- Martinson, D., Pisias, N.G., Hays, J.D., Moore, T.C., Jr., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and orbital theory of the Ice Ages: Development of high-resolution 0–300000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A., Grootes, P.M., Ram, M., Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Bolzan, J.E., 1997. The Greenland ice-sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research* 102, 26411–26423.
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25(23–24): 3322–3337.
- Peticzka R., Terhorst B., 2008. Excursion guide for the loess region of the eastern Weinviertel, Stillfried (Austria). *Eurosoil 2008 – Excursion 7a-pre-post-congress*, 16p.
- Sedov, S., Sycheva, S. Targulian, V., Pi, T., Diaz, J., 2013. Last Interglacial paleosols with Argic horizons in Upper Austria and Central Russia – pedogenetic and palaeoenvironmental inferences from comparison with the Holocene analogues. *Quaternary Science Journal* 62(1), 44–58.
- Sinitsyn, A.A., Hoffecker, J.F., 2006. Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki. *Quaternary International* 152–153, 164–174.
- Smolíková, L., 1991. Soil micromorphologic investigation of the section at Dolní Věstonice II. *ERAUL* 54, 65–74.
- Soowers, T., Bender, M., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, D., Pichon, J.-J., Korotkevich, Y., 1993. 135-year Vostoc-SPECMAP common temporal Framework. *Paleoceanography* 8, 737–760.
- Sycheva, S.A., 1998. New Data on the Composition and Evolution of the Mezin Loess-Paleosol Complex in the

- Russian Plain. *Eurasian Soil Science* 31(10), 1062–1074.
- Sycheva, S.A., 2000. Aleksandrov quarry. Late Pleistocene-Holocene. Cover complex: soils, loesses, buried balka. Paleogeography and Paleohydrology of Lowland River Basins (guidebook for field excursion). Moscow: Institute of Geography of RAS Press, 31–39.
- Sycheva, S.A., 2010. High-resolution stratigraphy and chronology of late Pleistocene periglacial zone of the East European plain. Quaternary stratigraphy and paleontology Of the Southern Russia: correlations between Europe, Africa and Asia. Rostov-on-Don: Southern Scientific Centre Press, 164–165.
- Sycheva, S.A., Sedov, S.N., 2012. Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European plain: buried toposequence of the key-section “Aleksandrov quarry”. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 64(2), 189–197.
- Terhorst, B., Thiel, Ch., Peticzka, R., Sprafke, T., Frechen, M., Fladerer, F.A., Roetzel, R., Neugebauer-Maresch, Ch., 2011. Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria; Eiszeitalter und Gegenwart. *Quaternary Science Journal* 60, 270–277.
- Terhorst, B., Kühn, P., Damm, B., Hambach, U., Meyer-Heintze, S., Sedov, S., 2014. Paleoenvironmental fluctuations as recorded in the loess-paleosol sequence of the Upper Paleolithic site Krems-Wachtberg. *Quaternary international* 351, 67–82.
- Van Andel, T.H., 2002. The Climate and Landscape of Middle Part of Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project. *Quaternary Research* 57, 2–8.
- Van Andel, T.H., Tzedakis, P.C., 1996. Palaeolithic landscapes of Europe and Environs, 150,000–25,000 years ago: an overview. *Quaternary Science Reviews* 15, 481–500.
- Zoller, L., Conard, N.J., Hahn, J., 1991. Thermolumineszenz-Datierung an Loss Palaoboden Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. *Chem. Geology Isotope Geosc. Section* 73. Amsterdam, 39–62.

**S.A. Sycheva, S.N. Sedov, O.S. Khokhlova**

**BRYANSK (MIS 3) PALAEOSOIL IN THE MIDDLE RUSSIAN UPLAND: 14C AGE, DURATION AND HISTORY OF DEVELOPMENT**

The Bryansk (MIS 3) Soil radiocarbon age was obtained and analyzed in different geological sections over the East European Plain (Alexandrovsky Pit, Zheleznogorsk, KBS-13, Tanevsky Pit, Fatyanovka, Monastyrshina, Kostenki 14 and others). Age measurements were performed using different carbon-bearing materials: humic acids, carbonates, charcoal, bone collagen. Soil genesis was determined as meadow-calcareous, sod-calcareous, sod-gley contributed by permafrost processes at final stages. Time interval of soil formation was 28–33 ka BP (uncal), duration of formation – 5–6 thousand years. Underestimation of radiocarbon age may be explained by the long standing on the ground during the Last Glacial Maximum. Conclusion was made on the beginning of the last phase of loess accumulation in the Mid-Russian Upland at 17–15 ka BP (uncal).