

## ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОБНОЙ АКТИВНОСТИ И СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕРОДА В СОВРЕМЕННЫХ И ПОДКУРГАННЫХ ЧЕРНОЗЕМАХ РАЗНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

© 2024 г. В. Е. Приходько<sup>a, \*</sup>, Д. И. Васильева<sup>b</sup>, Х.-Ч. Ли<sup>c</sup>,  
А. Л. Плаксина<sup>d</sup>, Т. А. Пузанова<sup>f</sup>

<sup>a</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН

ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 242290 Россия

<sup>b</sup>Самарский государственный технический университет,  
ул. Молодогвардейская, 244, Самара, 443100 Россия

<sup>c</sup>Факультет геологических наук Национального университета Тайваня  
ул. Рузвельт-роуд 1, корп. 4, Тайбэй, 106, Тайвань 10617

<sup>d</sup>Челябинский государственный университет,  
ул. Братьев Кашириных, 129, Челябинск, 454001 Россия

<sup>f</sup>МГУ им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: kpve00@mail.ru

Поступила в редакцию 16.04.2024 г.

После доработки 28.06.2024 г.

Принята к публикации 30.06.2024 г.

Изучено профильное распределение органического вещества ( $C_{опр}$ ), микробной биомассы ( $C_{мик}$ ) и базального дыхания  $CO_2$  (БД) лесостепных подкурганных и фоновых черноземов разного гранулометрического состава. Исследовали подкурганные черноземы, погребенные 1.2, 1.8 и 4 тыс. л. н., и их современные пастбищные аналоги Челябинской, Воронежской и Самарской областей. Получены 12 радиоуглеродных дат, в том числе 7 методом ускорительной массспектрометрии. Убыль  $C_{опр}$  слоя 0–10 см тяжелых по текстуре палеопочв по сравнению с фоном достигает 47% после погребения 1.2 тыс. л. н., 58% – 1.8 тыс. л. н., 62% – 4 тыс. л. н., для легких палеопочв возрастом 4 тыс. л. н. – 24–40%. Значения БД и  $C_{мик}$  слоя 0–10 см современных тяжелых по текстуре почв в 4 раза больше, чем легких разностей, в разновозрастных палеопочвах – в 5–7 раз меньше фона, с глубиной эти различия нивелируются. Уменьшение величин  $C_{опр}$ , БД и  $C_{мик}$  палеопочв происходит из-за процессов минерализации  $C_{опр}$  в отсутствии поступления растительных остатков, недостатка кислорода и питательных элементов. В погребенных почвах ослабляется стратификация распределения  $C_{опр}$  и  $C_{мик}$  при движении вглубь профиля (содержание  $C_{опр}$  слоя 0–10 см от каждого нижележащего). Величины  $C_{мик}$  и БД слоя 0–20 см современных тяжелосуглинистых почв составляют 70% от суммы слоя 0–50 см, в легких разностях и палеопочвах – 50–60%.  $C_{опр}$  максимально насыщено микробным углеродом на глубине 0–10 см фоновых тяжелосуглинистых почв – 1.6–2.9, остальных – 0.3–1.1. Отношение БД/ $C_{мик}$  близко в современных и древних почвах, наибольшие величины, свидетельствующие о недостатке доступного  $C_{опр}$  микробам, отмечены у супесчаных черноземов. На это указывает и то, что палеопочвы, погребенные 1.2, 1.8 и ~4 тыс. л. н., сопоставимы по величинам  $C_{мик}$  и БД до глубины 60 см, вне зависимости от текстуры, кроме супесчаного чернозема. Для слоя 0–10 см коэффициенты вариации в разных объектах составляли: для  $C_{опр}$  9–15%, БД – 8–19%,  $C_{мик}$  – 13–31%, вниз по профилю почв они немного возрастили. Во всех изученных почвах отмечена существенная корреляция между микробиологическими показателями и  $C_{опр}$   $r = 0.54–0.97$ .

**Ключевые слова:** базальное дыхание, подкурганные палеопочвы

**DOI:** 10.31857/S0032180X24120126, **EDN:** JCOSCW

## ВВЕДЕНИЕ

Увеличение количества парниковых газов в атмосфере за последние десятилетия может привести к глобальному изменению климата и среды обитания людей [12, 40, 61, 67, 73]. Отчет Всемирной метеорологической организации показывает, что в 2021 г. концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере значительно возросла и достигла 149% от доиндустриального уровня [46]. Проведена количественная оценка величин эмиссии  $\text{CO}_2$  ( $\text{EM}_{\text{CO}_2}$ ) почв России, но для многих регионов она не выяснена [12, 14, 34]. Этот пробел восполнят 15 карбоновых полигонов, созданных в 2022 г. для разработки системы мониторинга эмиссии парниковых газов и углеродного цикла в разных климатических зонах Российской Федерации.

Исследованиями источников и стоков парниковых газов установлена их связь с микробиологической активностью [50, 62, 69]. Круглогодичные измерения  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$  в течение 21 года в Подмосковье выявили динамику, закономерности и наличие в зимний период в размере ~40% от ее годовой величины [14]. Скорость  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$  определяется многими факторами: климатом, рельефом, типом почв, их свойствами, видом землепользования, микробиотой и др. [12, 15, 27, 36, 60]. Отмечено, что величина  $\text{C}_{\text{мик}}$  и интенсивность  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$  зависят от позиций почв в катене [11, 29]. Скорость  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$ , определенная в поле в течение нескольких вегетационных сезонов, была близка в разных биоценозах дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного 4–33 и 4–24 г  $\text{C}-\text{CO}_2 \text{ m}^2/\text{сут}$  соответственно. Временная динамика  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$  в подтайге определялась преимущественно температурой, в лесостепи – температурой и влажностью [3].

Анализ и установление закономерностей динамики содержания и состава  $\text{C}_{\text{опр}}$  и микробоценозов важны для расширения знаний о экосистемных функциях почв и их регулирования в условиях меняющегося климата [15, 17, 36, 42, 44, 47, 50, 52, 60, 64]. Выполнен обзор биотических и абиотических факторов, которые влияют на секвестрирование  $\text{C}_{\text{опр}}$  [28, 35, 43, 57–59, 71]. Количество и качественный состав  $\text{C}_{\text{опр}}$  и  $\text{C}_{\text{мик}}$  и их динамика в зависимости от смены землепользования в большей степени изучены в почвах южной тайги [15, 19, 27, 39, 42, 52, 56, 63], в меньшей – в степной зоне [2, 10, 19, 24–26, 58, 60, 68]. Выявлено варьирование содержания  $\text{C}_{\text{опр}}$  и углерода карбонатов агрочерноземов Белгородской области [31]. В трех типах постагрогенных почв из среднеумеренной и субтропической зон после 23 лет естественного восстановления зафиксировано, что увеличение общего пула  $\text{C}_{\text{опр}}$  в трех почвах происходило приблизительно с равной скоростью, преимущественно за счет накопления грубоисперсной фракции  $\text{C}_{\text{опр}}$ : в почвах умеренного пояса также шло восстановление физико-биохимически защищенного  $\text{C}_{\text{опр}}$  [70].

Проведены исследования биологической активности палеопочв. Изучена скорость эмиссии парниковых газов в поле с поверхности почв и из разных глубин в профиле современных и древней почв возрастом 4000 лет Южного Зауралья на территории заповедника Аркаим. Продуцирование  $\text{CO}_2$  древней почвой на порядок меньше современного аналога [10]. Аналогичный вывод получен для разновозрастных (1–4 тыс. л. н.) подкурганных каштановых почв Нижнего Поволжья [8]. Из палеопочв естественной влажности, погребенных насыпями курганов в период аридизации климата,  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$  был понижен, а в климатический оптимум – повышен по сравнению с современными аналогами нижневолжских степей [7]. Найдена значительная скорость  $\text{EM}_{\text{CO}_2}$  из культурных торфообразных средневековых слоев Великого Новгорода, в результате большого запаса  $\text{CO}_2$ , адсорбированного на поверхности органогенного материала, и дегазации из почвенно-грунтового раствора [30].

В подкурганных почвах радиоуглеродного возраста 1–4 тыс. л. н. зарегистрировано наличие бактерий и микрорганизмов с помощью люминесцентной и электронной микроскопии, применения фосфолипидов, определения  $^{14}\text{C}$  возраста древней  $\text{C}_{\text{мик}}$ , метода посева и учета колониеобразующих единиц бактерий и грибов на селективных питательных средах [32, 41, 48, 49, 53]. Выявлено, что данные микробные маркеры изменяются по-разному в зависимости от степени увлажненности и термического режима в период погребения почв, что позволяет с определенной долей вероятности судить о экологической обстановке разных периодов голоцен. Оценена структура микробиомов древних и современных почв с помощью анализа микробной ДНК [45].

Цель работы – определение величин БД,  $\text{C}_{\text{опр}}$ ,  $\text{C}_{\text{мик}}$  разновозрастных подкурганных почв, погребенных 1.2–4 тыс. л. н., и современных пастбищных черноземов обыкновенных разного гранулометрического состава в разных регионах, что важно для разработки способов уменьшения декарбонизации в условиях меняющегося климата.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Местоположение некрополей и характеристика почв.** Изучены палеочерноземы, погребенные под курганами, и сопредельные современные аналоги шести объектов трех административных областей (рис. 1).

В некрополе Мандесарка 6, исследовали два кургана, расположенных на водоразделе близ с. Погоцкого, Кизильского района, Челябинской области, в предгорном степном Зауралье. Курганы археологически датируются рубежом 2 и 3 вв. н. э., созданы сообществом поздних сармат [20]. Харак-

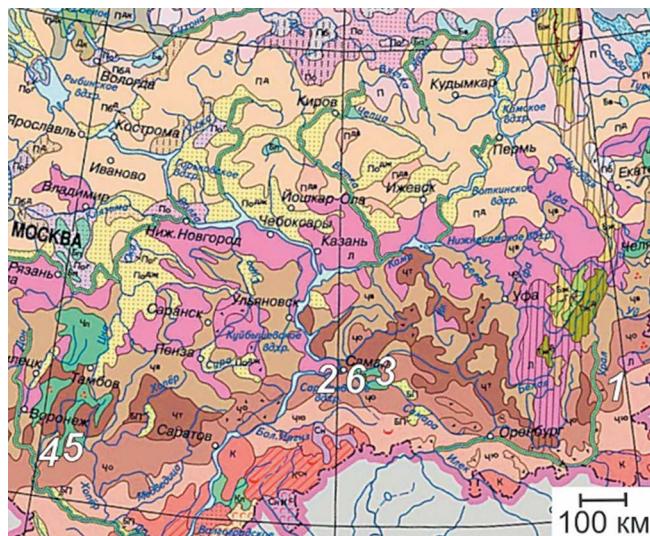


Рис. 1. Расположения объектов исследования на почвенной карте РФ масштаба 1 : 15 млн, <https://soil-db.ru/soilatlas/razdel-3-pochvy-rossiyskoy-federacii/pochvennaya-karta>: 1 — Мандесарка 6, Челябинская область; Самарская область; 2 — Малая Рязань I, 3 — Верхнесызжее I, 6 — Красносамарское IV; Воронежская область: 4 — Новая Чигла, 5 — Власовка I.

теристика курганов и климатические параметры объектов приведены в табл. 1.

Курганно-грнтовый могильник Малая Рязань I находится в заповеднике “Самарская Лука” Ставропольском районе Самарской области, на второй террасе р. Волги. Грунтовая насыпь кургана высотой 45 см, поверх нее уложены большие камни, высотой 20–40 см, укрытые древней почвой. Внизу

профиля встречается слоистый плитняк — подстилающая порода (рис. 2).

В могильнике Красносамарский IV изучено два срубных кургана в Кинельском районе Самарской области на второй террасе р. Самара.

В некрополе Верхнесызжее I изучена палеопочва, погребенная под вторым курганом в Нефтегорском районе Самарской области на первой надпойменной террасе р. Сызгая (бассейна р. Самара) в пределах Сыртовой равнины. Он создан в эпоху бронзы племенами срубной культуры.

В Власовском могильнике I исследован курган 20 катакомбного времени на водораздельном плато, он примыкает к пойме р. Баклуши Грибановского района, Воронежской области в пределах Окско-Донской равнины Центрального Черноземья.

В Новочигольском могильнике изучены два кургана катакомбной культуры [6]. Он расположен в Таловском районе, Воронежской области, на Окско-Донской равнине на водоразделе вблизи р. Чигла (бассейна р. Дон).

Объект Мандесарка 6 Челябинской области локализуется в северной части степной зоны, остальные — в лесостепной зоне вблизи границы со степными ареалами. Насыпи курганов были высотой 0.7–2 м и диаметром 14–36 м, что позволяет законсервировать подкурганную почву. Они сложены темно-серым материалом древнего гумусового слоя с редким включением коричневого грунта выкида из погребальной ямы.

Почвенный профиль под насыпью всех курганов хорошо сохранился, срезка слоев отсутствует. Об этом свидетельствует морфология палеопочв и

Таблица 1. Характеристика объектов исследования и экологические условия

Некрополь, размер кургана, время создания кургана (К) лет назад, область	Координаты	Средняя температура, °C			Среднегодовые осадки, мм
		января	июля	годовая	
Мандесарка 6, К 2 и 4, $d$ 14 и 20 × 14 м, $h$ 0.4 и 0.65 м, 1800. Челябинская	52°44.401' N, 59°46.712' E	-17.4	+19	1–3	415
Новая Чигла, К 24, $d$ 25 м, $h$ 2 м, 4300 $^{14}\text{C}$ Воронежская	51.224545 N, 40.475221 E	-6.8	+20.7	6.7	510
Малая Рязань I, К 1, $d$ 20 м, $h$ 0.7 м, 1200, Самарская	53.229136 N, 49.339858 E	-10...-12	+20–21	4.5–4.8	566–610
Верхнесызжее I, К 2, $d$ 15 м, $h$ 0.9 м, 3800 $^{14}\text{C}$	52°45'01.8 N, 51°13'55.4 E	-12.2	+20.8	4.6	567
Красносамарский IV, К 1 и 3 К, $d$ 15 и 14 м, $h$ 0.7 и 0.9 м, 3600 $^{14}\text{C}$ Самарская	53.02.12.0 N, 50.50.33.7 E	-13.8	+21	4.0	530
Власовка I, К 20, $d$ 36, $h$ 1.7 м, 4300 $^{14}\text{C}$ Воронежская	51.395360 N, 41.734444 E	-9.9	+20	5.3	580

Примечание.  $d$  — диаметр,  $h$  — высота.

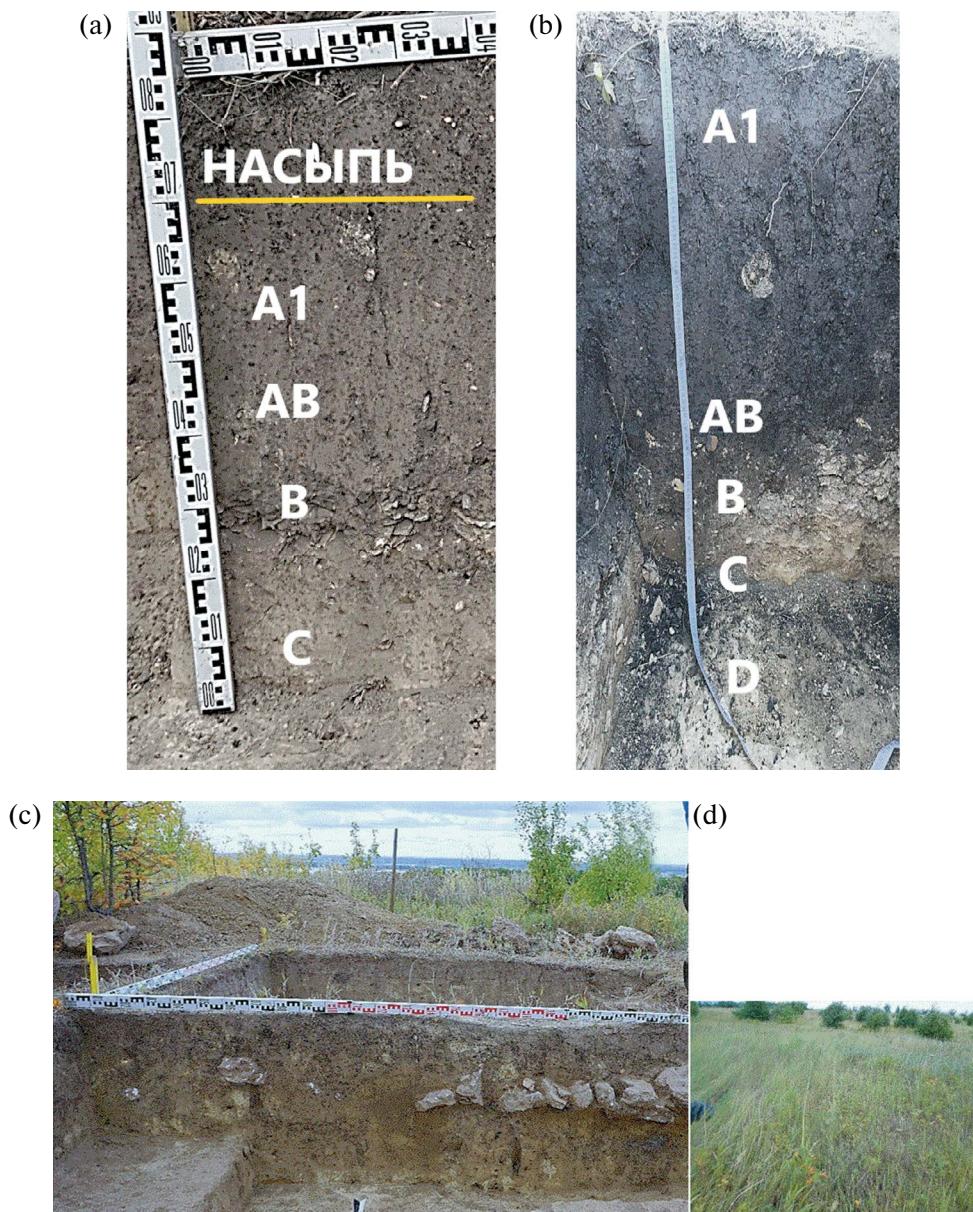


Рис. 2. Малая Рязань I, Самарская область: (а) – палеопочва, 8 в. н. э., (б) – фон, (в) – раскопки кургана, (г) – фото биоценозов, типичных для изученных участков.

мощность профиля подкурганных почв, в основном близкая к современным поверхностным аналогам, и большая насыщенность поверхностного слоя палеопочв пыльцой и спорами, судя по палинологическому анализу.

На основании мощности горизонтов, глубины залегания карбонатов и количества  $C_{\text{org}}$  черноземы отнесены к обычновенным, в трех объектах они тяжелосуглинистые, у остальных трех – средне- и легкосуглинистые и супесчаный. Горизонт A1 почв разных объектов имеет мощность 20–50 см, нижняя граница горизонта AB залегает на глубине 40–60 см. Мощность горизонта A1 и AB современной

почвы каждого объекта в основном немногим больше, чем в палеопочве, так как поверхностная почва продолжала развиваться, после сооружения курганов (рис. 1S). Максимальное различие отмечается в объекте Власовка I Воронежской области, возможно, из-за супесчаного гранулометрического состава за 4000 лет сформировался более мощный гумусовый профиль (рис. 2S). Почвы вблизи курганов распахивались до 1990-х годов, кроме объекта Мандесарка 6, сейчас – это слабо используемые пастбища с разнообразным травостоем.

Вскипание от НС1 начинается в нижней части горизонта A1 или ABса (табл. 2). В палеопочвах

Таблица 2. Характеристика современных и погребенных черноземов

Объект, область, гранулометрический состав	Почва, возраст, тыс. л. н.	Горизонт, см		Вскипание от HCl	Содержание в слое 0–10 см, %	
		A1	A1+AB		<0.01 мм	<0.001 мм
Мандесарка 6, Челябинская, тяжелоосуглинистый	Фон	0–25	25–40	20	38–49*	21–34
	Палеопочва, 1.7–1.8	0–20	20–40	0***	37–61	31–34
Малая Рязань I, Самарская, тяжелосуглинистый	Фон	0–22	22–50	40	58; 59**	22
		0–40	40–50	50		
Верхнесьезжее I Самарская, среднесуглинистый	Палеопочва, 1.2	0–35	35–45	35	59	17
		0–30	30–50	0		
Красносамарский IV, Самарская, легкосуглинистый	Фон	0–30	30–50	30	29; 35	19; 19
	Палеопочва, 3.8 $^{14}\text{C}$ 2δ	0–30	30–50	0; 10	35	23
Власовка, Воронежская, супесь	Фон	0–35	35–50	20	25	18
	Палеопочва, 3.6 $^{14}\text{C}$ 2δ	0–40	40–60	20; 40	17; 19	10; 12
Новая Чигла, Воронежская, тяжелоосуглинистый	Фон	0–50	50–95	80		
		0–60	60–95	42; 60		
	Палеопочва, 4.3 $^{14}\text{C}$ 2δ	0–24	24–45	45		
	Фон	0–28	28–53	55	35–51	20–33
		0–33	33–53	40		
	Палеопочва, 4.5 $^{14}\text{C}$ 2δ	0–20	20–37	19	53	31

\*n &gt; 2, \*\*n = 2.

\*\*\* Почва вскипает от HCl с поверхности.

объекта Мандесарка 6 вскипание отмечалось с поверхности в результате миграции карбонатов из насыпи. На участках Малая Рязань I и Верхнесьезжее I установлено спорадическое вскипание палеопочв с поверхности. Почвы до глубины 60 см или не содержат карбонатов, или их немного, что не препятствует определению микробной биомассы. Почвообразующими породами служат покровные карбонатные лёссовидные отложения.

Отбирали пробы из насыпи, современной и древней почв в 2–3 разрезах каждой почвы из слоя 0–1 м каждые 10 см, 1.0–2 м – каждые 20 см. Также брали две пробы слоя 0–10 см. В объекте Власовка I изучали по одному разрезу палеопочвы и фона.

**Методы.** Содержание  $\text{C}_{\text{опр}}$  находили методом Тюрина;  $\text{CO}_2$  карбонатов – ацидиметрически, гранулометрический состав почв – пироfosфатным методом в ЦКП ИФХиБПП РАН. Почву естественной

влажности для  $\text{C}_{\text{мик}}$  и БД привозили с поля в сумке-холодильнике, просеивали через сите 2 мм, удаляли корни. Навеску 10 г в трехкратной повторности увлажняли до 70–75% ППВ, инкубировали 7 сут при 22°C во флаконе 100 мл. Затем проветривали, закрывали, помещали в термостат при 22°C, через 2 и 4 сут определяли базальное дыхание (БД) на газовом хроматографе, в этих же пробах выявляли  $\text{C}_{\text{мик}}$  методом субстрат индуцированного дыхания (СИД) с добавлением глюкозы 1 мг/г почвы [55]. Скорость БД исследовали на газовом хроматографе. Использовали формулу:  $\text{C}_{\text{мик}} = 40.04 V_{\text{СИД}} + 0.37$ , где  $V_{\text{СИД}}$  – скорость СИД [37].

Оценивали стратификационные индексы: отношение  $\text{C}_{\text{опр}}$  слоя 0–10 см к каждому нижележащему десятисантиметровому слою до 60 см. Вычисляли экофизиологические отношения:  $\text{C}_{\text{мик}} : \text{C}_{\text{опр}}$ ;  $\text{БД} : \text{C}_{\text{мик}}$ ;  $\text{БД} : \text{C}_{\text{опр}}$  [3, 15] и микробный метаболи-

ческий коэффициент  $q\text{CO}_2 = \text{БД} : \text{C}_{\text{мик}}$ , мг С— $\text{CO}_2$  ч/мг  $\text{C}_{\text{мик}}$  [34]. Получали радиоуглеродные даты, из них семь методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС), кроме некрополей М. Рязань I и Мандесарка 6. Анализы проводили в радиоуглеродных лабораториях: ИМКЭС СО РАН, Томск; ИГРАН, Москва; ИГОС НАНУ, Киев и NTUAMS, Тайвань. Статистический анализ результатов выполняли с использованием программы Statistica 6.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Радиоуглеродное датирование сооружения курганов.** Самые древние раннекатаомные курганы объектов Н. Чигла и Власовка I, Воронежской области созданы 3.9 (некалиброванные даты) или

4.57–4.25 тыс. л. н. (2δ, калиброванные) (табл. 3). Срубный курган 2 у д. В. Съезжее I на основании трех УМС данных датируется 3.6–3.5 (некал.) или 3.9–3.7 (кал. 2σ) тыс. л. н. Для двух срубных курганов объекта Красносамарский IV получены четыре  $^{14}\text{C}$  УМС даты, три из которых близки 3.4–3.3 (некал.) или  $3.6 \pm 0.2$  (кал. 2σ) тыс. л. н.

Позднесарматские курганы некрополя Мандесарка 6, Челябинской области сооружены во II–III вв. н. э. согласно археологической атрибуции находок [20]. Некрополь М. Рязань I Самарской области, согласного погребальному обряду и материальным находкам, датируется второй половиной VIII в. н. э., относится к новинковскому культурному типу, группе редких раннеболгарских памятников, носители этой культуры в X в. создали государство Волжская

**Таблица 3.** Радиоуглеродное датирование сооружения курганов

Объект, археологическая культура, курган (К), погребение (П)	Лабораторный номер, датированный материал	Некалиброванный $^{14}\text{C}$ возраст, BP*	Калиброванный $^{14}\text{C}$ возраст, BP, вероятность**	
			1δ, 68.2%	2δ, 95.4%
Н. Чигла-2013, П раннекатаомная, К1, П 8	Ki-18124 кости людей	3860 ± 50	4280 ± 125	4255 ± 160
	ИМКЭС14С-1833 кости людей	3890 ± 150	4305 ± 215, 4520–4090	4360 ± 470, 4225–3890
Н. Чигла-2019, среднекатаомная, К 24, П 1 Власовка I, К 24, П 1	ИМКЭС14С-1727 дерево	4030 ± 60	4500 ± 70	4570 ± 200
раннекатаомная	5805 IGAN уголь	3900 ± 90	4330 ± 120 4450–4190	4320 ± 260 4570–4060
Верхнесьезжее, срубная К 2, П 5	NTUAMS-8695 кости людей	3615 ± 77	3955 ± 120 4080–3835	3920 ± 225 4149–3700
К 2, П 2	NTUAMS-8696 кости людей	3471 ± 75	3740 ± 100 3840–3640	3740 ± 225 3964–3514
K2, П 4	NTUAMS-8697 кости людей	3505 ± 75	3765 ± 120 3880–3650	3776 ± 205 3980–3572
Красносамарский IV срубная, К 1, П 10	NTUAMS-8701 кости людей	3390 ± 70	3600 ± 100 3700–3500	3645 ± 190 3835–3455
К 1, П 18	NTUAMS-8699 кости людей	3350 ± 70	3570 ± 110 3690–3480	3616 ± 210 3825–3410
K 3, П 4	NTUAMS-8700 кости людей	3340 ± 70	3585 ± 100 3685–3465	3610 ± 210 3820–3400
K 3, П 22	NTUAMS-8698 кости людей	3510 ± 70	3790 ± 95 3880–3690	3780 ± 200 3980–3580

\* Тысяч лет назад.

\*\* Откалиброваны в соответствии с кривой IntCal 20 для Северного полушария [65], в OxCalversion 4.4.4 [66].

Болгария [18]. Ранее были получены хронологические рамки VII–VIII вв. н. э. для этого памятника, в том числе по находкам монет [5].

**Содержание и стратификационные отношения  $C_{опт}$ .** Максимальное содержание  $C_{опт}$  свойственно

слою 0–10 см современных тяжело- и среднесуглинистых черноземов 3.6–4.6% (рис. 3). Чем древнее погребенная почва, тем больше она отличается от современных аналогов по накоплению  $C_{опт}$ ; различия существенное в тяжелых по гранулометрическому составу почвах по сравнению с легкими.

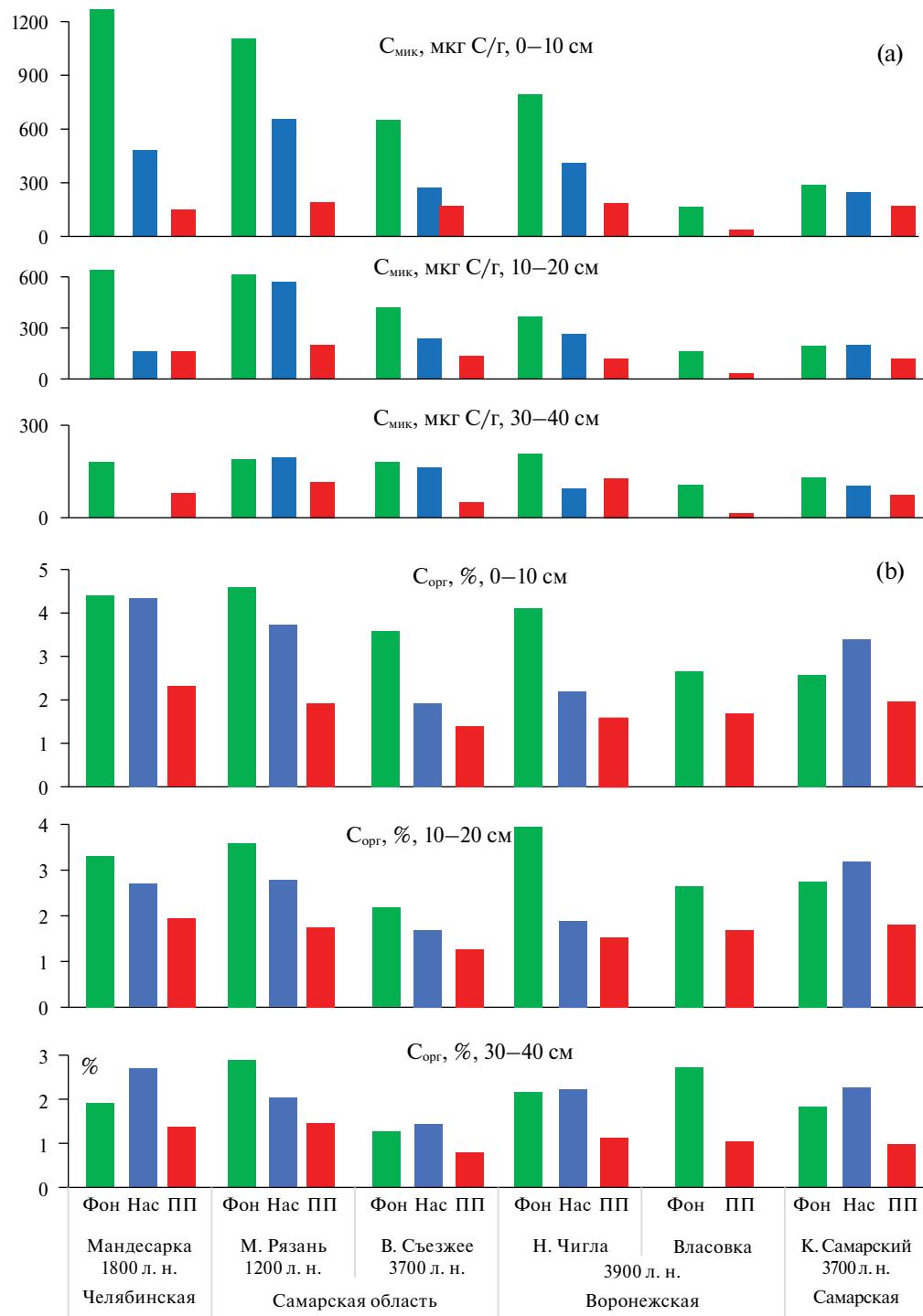


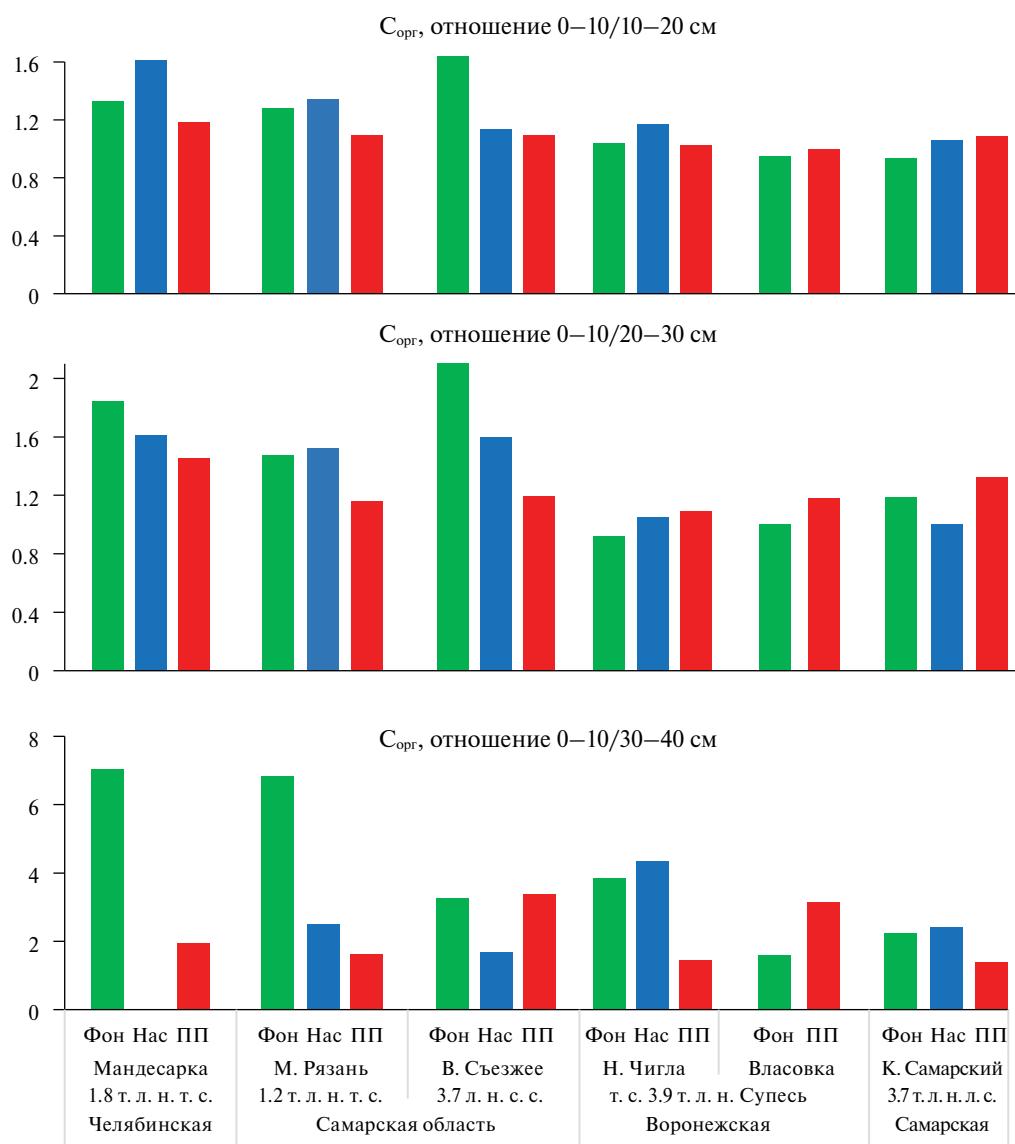
Рис. 3. Величина микробной биомассы (а) и  $C_{опт}$  (б) современной (Фон), древней (ПП) почв и насыпи (Нас).

Убыль  $C_{opr}$  слоя 0–10 см тяжелых по гранулометрическому составу почв возрастом 1.2 тыс. л. достигает 47 отн. %, 1.8 тыс. л. – 58%, ~4 тыс. л. – 62%, для легких почв возрастом ~4 тыс. л. – 24–40%.

Градиент уменьшения содержания  $C_{opr}$  с глубиной неодинаков: он убывает значительнее в тяжелых по гранулометрическому составу почвах, чем в более легких, и в современных быстрее, чем в древних аналогах (рис. 4). На глубине 40–50 см фоновых почв концентрируется 0.9–2.9%  $C_{opr}$ , в древних почвах – 0.6–1%.

**Базальное дыхание  $CO_2$  изученных почв.** Выявлены высокая скорость БД от  $0.8 \pm 0.3$  до  $1.4 \pm 0.3$   $C- CO_2$  мкг/(г ч) слоя 0–10 см тяжелосуглинистых почв пастбищ четырех объектов (рис. 5).

БД в 2–5 раз меньше в более легких разностях и в 5–9 раз меньше в разновозрастных палеопочвах разного гранулометрического состава. Величины БД резко уменьшаются в слоях 10–20 и 20–30 см тяжелых современных почв, на глубине 30–40 и 40–50 см снижение БД замедляется. В современных легких черноземах и разновозрастных палеопочвах любого гранулометрического состава уменьшение величин БД по профилю происходит постепенно. В нижних слоях все изученные современные и древние черноземы мало отличаются по величине БД. Для скорости БД разница между глубинами 0–10 и 40–50 см составляет в тяжелых современных почвах 6–8 раз, в легких – 3–5 раз, в палеопочвах – 1.3–3 раза. В палеопочвах в



**Рис. 4.** Стратификационные отношения – содержание  $C_{opr}$  слоя 0–10/10–20; 0–10/20–30 см и т.д. Гранулометрический состав почв: т. с. – тяжело-, с. с. – средне- и л. с. – легкосуглинистый.

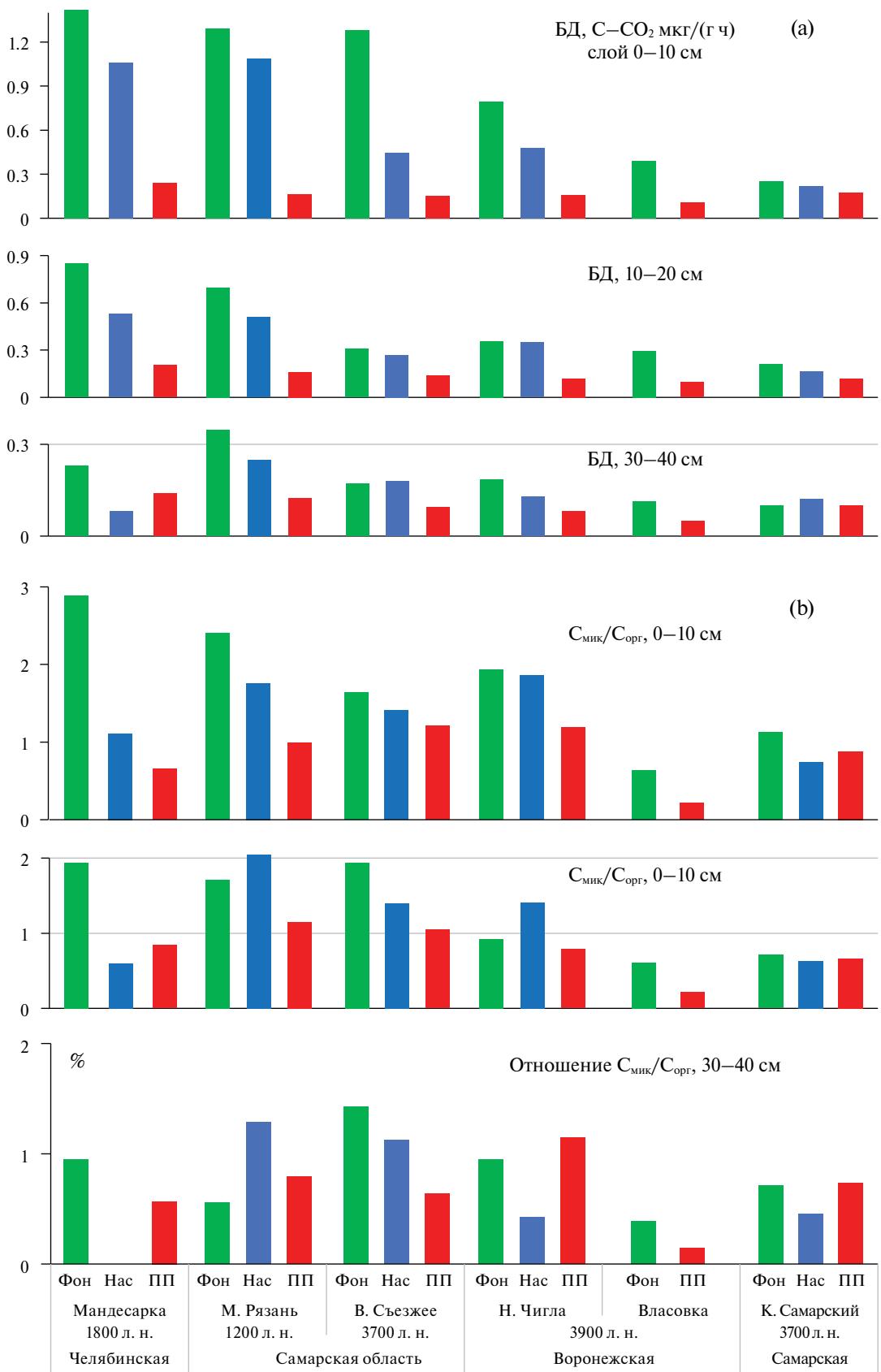


Рис. 5. Базальное дыхание (БД) (а) и отношение  $\text{C}_{\text{мик}}/\text{C}_{\text{опр}}$  (б) по профилю почв. Условные обозначения в рис. 3.

зависимости от возраста (1–4 тыс. л.) и гранулометрического состава почти нет различий скорости БД, отмечается небольшое ее уменьшение вниз по профилю. Только в супесчаной палеопочве возрастом 4 тыс. л. величина БД несколько меньше, чем в других подкурганных почвах.

**Микробная биомасса.**  $C_{\text{мик}}$  быстро реагирует на все изменения, происходящие в экосистеме. Наиболее существенно эффект внесения глюкозы на СИД и  $C_{\text{мик}}$  проявляется на глубине 0–10 см пастбищных тяжелых по гранулометрическому составу черноземов ( $580 \pm 180 \dots 1300 \pm 240$  мкг С/г), и значительно снижается в более легких аналогах ( $180 \pm 40 \dots 290 \pm 60$  мг С/г), палеопочвах ( $150 \pm 23 \dots 190 \pm 26$  мг С/г) и вниз по профилю. Ранее отмечена прямая корреляционная связь между  $C_{\text{мик}}$  и илистой фракцией серой лесной почвы [69].

В современных почвах на глубине 10–20 и 20–30 см величина  $C_{\text{мик}}$  снижается значительно, в палеопочвах – меньше, на глубине 40–50 см различие по величине  $C_{\text{мик}}$  между всеми изученными почвами невелико.

В разновозрастных палеопочвах по содержанию  $C_{\text{мик}}$  мало различий между пробами разного возраста (1–4 тыс. л.) и разного гранулометрического состава: 150–190 мг С/г в слое 0–10 см, уменьшается в 2–3 раза в слое 40–50 см, в фоне – 5–10 раз, кроме супесчаной почвы.

На глубине 0–20 см современных тяжелых по гранулометрическому составу черноземов сосредоточено 62–80%  $C_{\text{мик}}$  от ее количества слоя 0–50 см, в более легких их разностях – 50%, в разновозрастных палеопочвах вне зависимости от гранулометрического состава – 47–67%. Следовательно, в слое 0–20 см  $C_{\text{мик}}$  накапливается в большей степени в современных тяжелых почвах, чем в более легких и древних аналогах.

Отношение  $C_{\text{мик}}/C_{\text{опр}}$  слоя 0–10 см изученных тяжело- и среднесуглинистых почв пастбищ колеблется в пределах 1.6–2.9, в более легких почвах – 0.6–1.1, с глубиной оно постепенно уменьшается. В палеопочвах насыщенность  $C_{\text{опр}}$  пулом  $C_{\text{мик}}$  составляет 0.3–1.2, и мало изменяется от длительности погребения, гранулометрического состава и глубины залегания. Исключение составляют супесчаные почвы с минимальной долей  $C_{\text{мик}}$  в  $C_{\text{опр}}$ . Отношение  $C_{\text{мик}}/C_{\text{опр}}$  является важным экологическим индексом почв и характеризует состояние и разнообразие микробоценоза и степень его зрелости [3, 69].

**Микробный метаболический коэффициент  $q\text{CO}_2$**  ( $\text{БД}/C_{\text{мик}}$  – удельное микробное дыхание) используется для оценки экофизиологического состояния микробиома. Полученные данные показали, что величина  $q\text{CO}_2$  слоя 0–10 см тяжелосуглинистых пастбищных и подкурганных черноземов составляет 1.0–2.4 мкг и 0.9–1.4 С– $\text{CO}_2$ /(мг  $C_{\text{мик}}$  ч)

соответственно, в супесчаной древней и фоновой почвах слоя 0–10 см  $q\text{CO}_2$  был немного выше. Вниз по профилю значение  $q\text{CO}_2$  или близко к слою 0–10 см или немного больше.

Насыпи курганов в основном слагались гумусовым материалом древних почв. В них параметры всех изученных свойств немного меньше, чем в сопряженных современных аналогах. Это объясняется меньшим количеством влаги, попадающей в насыпи и более скучной растительностью, так как вода скатывается с ее наклонной поверхности.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Радиоуглеродное датирование сооружения курганов.** Приведем  $^{14}\text{C}$  данные, имеющиеся в литературе для памятников изученных археологических культур. Катаомбная Доно-Донецкая культура Воронежской области функционировала в период 5800–3400 (2 $\sigma$ ) л. н., что выявлено на основании обобщения 76 радиоуглеродных дат 19 памятников [33]. Для хронологии срубной общности Приуралья на основании 22 анализов, из них 8 – УМС дат, найден интервал 3900–3300, 2 $\sigma$  л. н. [22]. Суммирование данных позволило установить раннесрубную fazу (31 дата, включая 9 УМС) в интервале 4150–3300, 2 $\sigma$  л. н., по УМС датам – 4020–3680 л. н. для территории между реками Волга и Урал [33]. При этом выделено три этапа развития срубной общности: 1 этап 3.9 тыс. л. н., 2 (покровский) этап – 3.8–3.7, 3 этап – 3.6–3.5 тыс. л. н., калибранные 1 $\sigma$  [54]. Суммирование некалибранных  $^{14}\text{C}$  дат для степного Поволжья выявило, что период раннесрубных памятников укладывается с 3580 до 3440 л. н., срубных – с 3400 до 3280 л. н. [13, 23].

Сооружение позднесарматских курганов некрополя Мандесарка 6, Челябинской области происходило во II–III вв. н. э. согласно археологической атрибуции находок [20]. Время сооружения некрополя Мандесарка 6 совпадает с хронологическими рамками памятников этого сообщества южноуральского региона [21].

Полученные радиоуглеродные данные хорошо вписываются в рамки общей хронологии катакомбной, срубной и сарматской общинств.

**Биологическая активность почв.** На фоновых почвах хорошо развит злаково-разнотравный покров, их можно приблизить к залежам. Они имеют большие величины  $C_{\text{опр}}$ , БД и  $C_{\text{мик}}$ . Эти параметры зависят от трансформируемого пула  $C_{\text{опр}}$ . Отмечено, что в целинных черноземах его в 4 раза больше по сравнению с незанятым паром и в 3 раза выше, чем в агрогенных аналогах [3]. В его составе много активного и умеренного по скорости минерализации  $C_{\text{опр}}$ , который содержится в легкой фракции с плотностью  $\leq 1.8$  г/см<sup>3</sup> и илистых частицах размером 1–2 мкм [24, 28]. Активное  $C_{\text{опр}}$  – это потенциально

минерализуемый пул с длительностью существования до 10 лет, он обеспечивает питание микробов и растений, поток парниковых газов. Его содержание слоя 0–20 см залежных черноземов составляет 100–200 мг/100 г или 2–4.5%  $C_{\text{opr}}$ , в чистом пару – 40 мг/100 г или 1.6%  $C_{\text{opr}}$ , это определено инкубационным опытом в течение 150 сут [28].

В целинных черноземах также образуется агрегированное устойчивое  $C_{\text{opr}}$  и адсорбируется на глинистых минералах. Оно характеризуется наличием алифатических фрагментов с большой долей длинноцепочечных алкилов, максимальным вкладом полипептидов и содержанием ароматических фрагментов лигнинового происхождения до 20% [4]. В верхнем горизонте почв преобладает быстрообращаемый углерод со средним временем существования 320 лет, в глубоких горизонтах – 2560 лет [44].

В подкурганных почвах уменьшение  $C_{\text{opr}}$  обусловлено отсутствием свежего растительного материала. Известно, что в гумусовом горизонте погребенных почв через 1000 лет сохраняется ~50%  $C_{\text{opr}}$ , 2000 лет – 45%, 4000 лет – 40% его первоначального количества [9]. При погребении почв усиливается разложение  $C_{\text{opr}}$  разной устойчивости, в том числе наиболее стабильного из тонких фракций. Отмечено, что поступление C4 (молодого) углерода способствовало стабилизации C3 (старого)  $C_{\text{opr}}$  почв. Это выявлено инкубационным годовым опытом с агросерой почвой при внесении остатков кукурузы (C4 растение) и естественного обогащения стабильным изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  при смене C3–C4 растительности [16]. Сохранению легкотрансформируемого  $C_{\text{opr}}$  способствуют процессы закрепления его макроформ, взвешенного и растворимого пулов, которые могут играть значимую роль, наряду с взаимодействием между биомолекулами с образованием гуминовых веществ [28].

В палеочерноземе возрастом 1750 лет установлена большая устойчивость  $C_{\text{opr}}$  по сравнению с современным аналогом. Доля функциональных групп, т.е. структура  $C_{\text{opr}}$  палеопочвы на разной глубине мало различалась, как выявлено с помощью  $^{13}\text{C}$  ЯМР-спектроскопии [72]. Близость структурного строения  $C_{\text{opr}}$  отмечена на разных глубинах камбисоли (Cambisols). С использованием двойной маркировки целлюлозы ( $^{14}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$ ) найдено, что в основном недостаток свежего легкоразлагаемого  $C_{\text{opr}}$  глубоких горизонтов современных почв приводит к снижению биологической активности и способствует сохранению  $C_{\text{opr}}$  [44]. В прочносвязанном  $C_{\text{opr}}$  илистой фракции после 700 лет погребения почвы по сравнению с современным аналогом отмечается уменьшение алифатических групп и увеличение ароматических структур по данным методов инфракрасной спектроскопии и  $^{13}\text{C}$  ЯМР-спектроскопии почв Нижнего Поволжья. В течение последующих 5100 лет в палеопочве

почти не происходит изменений в структуре прочносвязанного  $C_{\text{opr}}$  ила [1].

В древних почвах сохраняется небольшое количество жизнеспособных микробов. Ранее в палеочерноземах с радиоуглеродным возрастом 1–4 тыс. л. разных регионов Евразии с помощью люминесцентного микроскопа обнаружены бактерии и их наноформы, микрогрибы и их гифы. В этих почвах микрогрибы доминировали над бактериями [64]. Также найдены бактерии разных трофических групп, разные формы микрогрибов в разновозрастных палеопочвах и культурных слоях древних поселений. Их сохранению в древних почвах способствуют адаптационные механизмы выживания в стрессовых условиях: переход бактерий в наноформы, формирование поверхностных капсул, анабиоз, образование спор грибов и др. [32, 41, 45, 48, 49, 53]. Полученные параметры  $C_{\text{opr}}$ ,  $C_{\text{мик}}$  и БД черноземов хорошо согласуются с данными других авторов [2, 3, 34, 51, 56, 60, 63, 68, 69].

Теоретически считается, что чем меньше величина отношения скорости дыхания микробного сообщества к  $C_{\text{мик}}$ , тем устойчивее экосистема. Следовательно, величина  $q\text{CO}_2$  стабильных и старых экосистем должна быть меньше, чем нарушенных и молодых [38]. Таким образом, исследуемые почвы имеют небольшую величину  $q\text{CO}_2$ , и можно сказать об устойчивости их микробного сообщества. Близки к полученному заключению ранее установленные факты, что чем больше значение дыхательного коэффициента ( $q\text{CO}_2$ ), тем в более стрессовых условиях находится микробная популяция [28]. Однако есть и противоположное мнение. Показано, что  $q\text{CO}_2$  увеличивается с ростом длительности лесовосстановления на бывших агро почвах, так как последовательно повышается количество растительных остатков, доступных микроорганизмам [15].

Можно отметить, что в объекте В. Съезжее 1 слое 0–10 см современной почвы скорость БД близка к другим почвам тяжелого гранулометрического состава, однако микробная биомасса и отношение  $C_{\text{мик}}/C_{\text{opr}}$  – наименьшие; коэффициент  $q\text{CO}_2$  – максимальный. Это указывает на существенную активность микробного сообщества этой почвы, интенсивное выделение  $\text{CO}_2$  при быстрой обращаемости  $C_{\text{opr}}$  приводит к некоторым его потерям. Ранее получены аналогичные данные [2, 11, 24]. Показано, что для чернозема типично-го и дерново-подзолистой почвы интенсивность эмиссии  $\text{CO}_2$  увеличивалась к концу вегетации в 1.5–3 раза, а содержание  $C_{\text{мик}}$  не менялось значительно [2]. Выявлено, что максимальное значение БД было свойственно почве аккумулятивного ландшафта, где  $C_{\text{мик}}$  не было наибольшим среди почв катены Московской области [29].

Таким образом, в палеопочвах отмечается небольшая биологическая активность из-за недостатка энергетического материала, воды и кислорода для жизнедеятельности микробов. Под курганами основной запас лабильного  $C_{\text{опр}}$  быстро минерализуется, а затем поддерживается на низком уровне. Об этом свидетельствуют небольшие различия величин  $\text{БД}$  и  $C_{\text{мик}}$  в разных по гранулометрическому составу подкурганных почвах, погребенных 1.2, 1.8. и  $\sim 4$  тыс. л. н., трех удаленных регионов. Ранее небольшие различия отмечались для  $\text{БД}$  2.4–7  $C\text{--CO}_2$  мкг/(100 г ч) каштановых почв, погребенных под курганами от 700 до 4000 л. н. Нижнего Поволжья;  $C_{\text{мик}}$  было на 1–2 порядка меньше в древних почвах относительно современных [8].

**Статистический анализ результатов.** Диапазон изменчивости характеристик  $C_{\text{опр}}$ ,  $C_{\text{мик}}$  и  $\text{БД}$  наибольший в слое 0–10 см, вниз по профилю он уменьшается. Для слоя 0–10 см коэффициенты вариации в разных объектах составляли: для  $C_{\text{опр}}$  9–15%,  $\text{БД}$  – 8–19%,  $C_{\text{мик}}$  – 13–31%, вниз по профилю почвы они немного возрастают (табл. 4). Это объясняется большей неоднородностью распределения гумусированных участков слоя 10–50 см, в том числе из-за деятельности животных-землероев. Почти не отличались коэффициенты варьирования  $C_{\text{опр}}$ ,  $\text{БД}$  и  $C_{\text{мик}}$  в почвах разных гранулометрического состава и времени погребения. Ранее показано, что коэффициент варьирования содержания  $C_{\text{опр}}$  составлял меньше 20% в курском агрохорноземе при изучении трех трансект длиной 240 м с точками опробования 10 м [31].

Во всех изученных палеопочвах и их современных аналогах наиболее существенные корреляционные связи установлены между микробиологическими показателями  $\text{БД}$  и  $C_{\text{мик}}$ ;  $C_{\text{опр}}$  и  $C_{\text{мик}}$ ,  $r = 0.57–0.97$  (табл. 5). Показатели  $\text{БД}$  менее тесно и положительно коррелировали с содержанием  $C_{\text{опр}}$  почвы ( $r = 0.54–0.90$ ). Не выявлено связи изученных компонентов с величиной среднегодовых осадков и температурой.

В объекте Мандесарка 6 Челябинской области степной зоны среднегодовая температура составляет 1–3°C, в других лесостепных памятниках – 4–6.7°C, количество осадков достигает 415 и 510–600 мм/год соответственно. На участке Мандесарка 6 испаряемость в 1.3 раза больше количества осадков, их величины сопоставимы в других объектах. Различия в параметрах  $C_{\text{опр}}$ ,  $\text{БД}$  и  $C_{\text{мик}}$  в зависимости от климатических показателей степной и лесостепной зон почти не проявляются. Это объясняется небольшими климатическими различиями объектов, а для степного участка Мандесарка 6 близостью к понижению рельефа, что создает условия более благоприятного микроклимата. Для подкурганных почв нужно отметить, что климат существенно не изменился в изученные палеопериоды по сравнению с современным,

как об этом свидетельствуют данные палинологического изучения образцов древних и фоновых почв объектов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определены величины  $C_{\text{опр}}$ ,  $C_{\text{мик}}$ ,  $\text{БД}$  до глубины 60 см пастбищных и сопредельных древних черноземов, погребенных под курганами средневековья (2–3 и 8 вв. н. э.) и эпохи бронзы (3.5–4 тыс. л. н.) слабоизученных регионов на границе лесостепной и степной зон Центрального Черноземья (Воронежская область), Среднего Поволжья (Самарская область) и Южного Зауралья (Челябинская область). Получены 12  $^{14}\text{C}$  дат, в том числе семь УМС.

На изученные показатели черноземов наибольшее влияние оказывал гранулометрический состав и глубина десятисантиметровых слоев в пределах 0–50 см, для древних почв эти связи менее выражены.

Величины  $C_{\text{опр}}$ ,  $C_{\text{мик}}$  и  $\text{БД}$  значительно различались между тяжелыми и легкими по гранулометрическому составу современными почвами, для палеопочв эта разница существенно ниже. Вклад  $C_{\text{опр}}$ ,  $C_{\text{мик}}$ ,  $\text{БД}$  на глубине 0–20 см составлял больше половины от их количества в слое 0–50 см современных тяжелосуглинистых почв. В более легких разностях и палеопочвах доля этих составляющих была приблизительно равна в слоях 0–20 и 20–50 см. Что указывает на более резкое их снижение по профилю современных почв и ослабление стратификации в древних аналогах.

Чем древнее погребенная почва и тяжелее ее гранулометрический состав, тем больше убыль  $C_{\text{опр}}$  по сравнению с современным аналогом: в слое 0–10 см тяжелосуглинистых палеопочв с возрастом кургана 1.2 тыс. л. она достигает 47 относительных %, 1.8 тыс. л. – 58%,  $\sim 4$  тыс. л. – 62%, в легких почвах возрастом  $\sim 4$  тыс. л. – 24–40%; потери  $C_{\text{опр}}$  палеопочв по сравнению с фоном уменьшаются вниз по профилю.

Уменьшение содержания  $C_{\text{опр}}$  палеопочв индуцирует заметное сокращение пула  $C_{\text{мик}}$  и дыхательной активности. Причем в пределах изученного хроноряда от средневековья до эпохи бронзы разного гранулометрического состава почв и разных черноземных регионов параметры  $C_{\text{мик}}$  и  $\text{БД}$  палеопочв сопоставимы, при значительных их различиях в современных аналогах. Уменьшение  $\text{БД}$  и  $C_{\text{мик}}$  определяется убылью легкоминерализуемой части  $C_{\text{опр}}$ , и происходит быстро при погребении почв, судя по данным кинетических экспериментов [16, 28], и потом на протяжении тысяч лет изменяется медленнее.

Насыщенность  $C_{\text{опр}}$  пулом  $C_{\text{мик}}$  слоя 0–10 см современных тяжелосуглинистых почв составляет 1.6–2.9, в более легких разностях и всех

Таблица 4. Статистические параметры  $C_{opr}$ ,  $C_{min}$  и базального дыхания почв

Объект	Фон			Палеопочва		
	доверительные границы	стандартное отклонение	CV*	доверительные границы	стандартное отклонение	CV
$C_{opr}$ , %, 0–10 см						
Мандесарка 6, т.с.	3.6–5.0	0.6	14	1.9–2.9	0.35	15
М. Рязань I, т.с.	3.7–4.8	0.6	13	1.8–2.1	0.16	8
Н. Чигла, т.с.	3.5–4.1	0.3	9	1.2–1.7	0.24	16
В. Съезжее, с.с.	3.1–3.8	0.4	13	1.0–1.6	0.30	20
Красносамарский IV, л.с.	2.8–3.1	0.3	15	1.9–2.0	0.10	7
Власовка I, супесь	2.5–2.9	0.2	9	1.7–2.0	0.20	12
10–20 см						
Мандесарка 6, т.с.	2.8–4.3	0.7	9	1.8–2.1	0.15	8
М. Рязань I, т.с.	3.6–4.5	0.6	16	1.7–1.8	0.08	6
Н. Чигла, т.с.	2.0–2.3	0.16	9	1.3–1.5	0.18	13
В. Съезжее, с.с.	2.2–3.1	0.5	18	1.1–1.5	0.21	16
Красносамарский IV, л.с.	2.6	—	—	1.7–1.9	0.12	7
Власовка I, супесь	2.7	—	—	1.7	—	—
20–30 см						
Мандесарка 6, т.с.	2.2–2.5	0.2	6	1.5–1.8	0.11	7
М. Рязань I, т.с.	3.1–3.7	0.11	10	1.5–1.7	0.11	6
В. Чигла, т.с., $n = 3$	1.7–2.3	0.3	15	1.1–1.4	0.25	19
В. Съезжее, с.с.	1.6–1.8	0.2	12	1.0–1.3	0.12	11
Красносамарский IV, л.с.	2.2–2.7	0.35	14	1.0–1.3	0.21	14
Власовка I, супесь	2.7	—	—	1.4	—	—
30–40 см						
Мандесарка 6, т.с.	1.7–2.1	0.2	12	1.3–1.5	0.14	11
М. Рязань I, т.с.	2.7–2.9	0.2	7	1.4–1.5	0.1	7
В. Чигла, т.с.	1.4–1.1	0.3	17	1.0–1.1	0.11	11
В. Съезжее, с.с.	1.2–1.3	0.1	11	0.6–0.9	0.15	19
Красносамарский IV, л.с.	1.8	—	27	0.9–1.1	0.17	17
Власовка I, супесь	2.6	—	—	1.0	—	—
40–50 см						
Мандесарка 6, т.с.	1.6–1.9	0.16	9	1.2–1.3	0.06	5
М. Рязань I, т.с.	2.7–2.9	—	—	0.9–1.1	0.10	9
В. Чигла, т.с.	0.6–0.9	0.18	24	0.6–0.9	0.21	28
В. Съезжее I, с.с.	0.9–1.1	0.11	10	0.6–0.7	0.05	21
Красносамарский IV, л.с.	1.4	—	—	0.5–0.7	0.18	28
Власовка I, супесь	2.3	—	—	1.1	—	—

Продолжение табл. 4

Объект	Фон			Палеопочва		
	доверительные границы	стандартное отклонение	CV <sup>*</sup>	доверительные границы	стандартное отклонение	CV
$C_{\text{мик}}$ , мкг С/г, 0–10 см						
Мандесарка 6, т.с.	1160–1580	240	18	144–212	26	15
М. Рязань I, т.с.	875–1260	150	13	202–236	18	8
Н. Чигла, т.с.	720–970	140	18	164–208	22	12
В. Съезжее, с.с.	425–848	183	31	123–238	35	19
Красносамарский IV, л.с.	215–367	62	21	106–210	34	20
Власовка I, супесь	127–237	40	21	47–87	28	40
10–20 см						
Мандесарка 6, т.с.	280–400	60	18	112–170	22	15
М. Рязань I, т.с.	420–670	120	23	180–215	19	16
Н. Чигла, т.с.	308–420	40	11	164–208	31	17
В. Съезжее I, с.с.	370–480	608	14	105–185	30	22
Красносамарский IV, л.с.	185–220	16	9	115–193	36	26
Власовка I, супесь	114–210	47	29	32–47	11	27
20–30 см						
Мандесарка 6, т.с.		16	10	111–203	48	29
М. Рязань I, т.с.	268–396	54	16	96–176	28	21
Н. Чигла, т.с.	150–265	48	24	95–121	13	12
В. Съезжее I, с.с.	130–196	47	29	60–115	28	32
Красносамарский IV, л.с.	127–265	97	50	140–150	3	3
Власовка I, супесь	130–163	24	16	16–18	2	12
30–40 см						
Мандесарка 6, т.с.	135–265	46	23	32–46	8	20
М. Рязань I, т.с.	213–305	38	15	83–152	28	24
Н. Чигла, т.с.	155–205	23	13	108–130	14	12
В. Съезжее I, с.с.	83–150	32	28	39–65	13	27
Красносамарский IV, л.с.	145–232	46	25	72–130	42	41
Власовка I, супесь	60–80	12	18	10–15	3	16
40–50 см						
Мандесарка 6, т.с.	60–100	30	36	32–47	8	22
М. Рязань I, т.с.	147–215	37	20	43–100	20	28
Н. Чигла, т.с.	50–80	15	22	60–90	16	21
В. Съезжее I, с.с.	147–230	38	19	39–87	22	36
Красносамарский IV, л.с.	80–100	14	16	57–76	8	13
Власовка I, супесь	60–80	15	21	10–15	4	28

Окончание табл. 4

Объект	Фон			Палеопочва		
	доверительные границы	стандартное отклонение	CV <sup>*</sup>	доверительные границы	стандартное отклонение	CV
Базальное дыхание С—СО <sub>2</sub> мкг/(г ч), 0–10 см						
Мандесарка 6, т.с.	1.2–1.35	0.10	8	0.18–0.2	0.04	21
М. Рязань I, т.с.	1.0–1.7	0.27	19	0.14–0.21	0.03	18
Н. Чигла, т.с.	0,55–1,3	0.3	39	0.15–0.17	0.02	11
В. Съезжее I, с.с.	1.25–1.6	0.27	19	0.12–0.20	0.04	27
Красносамарский IV, л.с.	0.23–0.27	0.03	12	0.16–0.18	0.01	8
Власовка I, супесь	0.38–0.45	0.09	15	0.09–0.12	0.01	9
10–20 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.3–0.43	0.07	19	0.13–0.25	0.05	29
М. Рязань I, т.с.	0.6–0.78	0.07	10	0.11–0.25	0.04	24
Н. Чигла, т.с.	0.3–0.47	0.07	18	0.1–0.13	0.02	20
В. Съезжее I, с.с.	0.21–0.43	0.09	29	0.11–0.24	0.05	27
Красносамарский IV, л.с.	0.16–0.26	0.05	24	0.1–0.13	0.01	9
Власовка I, супесь	0.20–0.31	0.04	16	0.07–0.13	0.03	27
20–30 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.32–0.43	0.05	12	0.1–0.18	0.03	20
М. Рязань I, т.с.	0.27–0.54	0.11	29	0.12–0.2	0.02	16
Н. Чигла, т.с.	0.2–0.4	0.07	25	0.08–0.1	0.01	11
В. Съезжее I, с.с.	0.14–0.35	0.09	29	0.11–0.18	0.03	3
Красносамарский IV, л.с.	0.06–0.13	0.04	40	0.08–0.12	0.02	17
Власовка I, супесь	0.18–0.22	0,02	9	0.08–0.12	0.03	31
30–40 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.22–0.23	0.06		0.07–0.19	0.05	40
М. Рязань I, т.с.	0.26–0.43	0.08		0.08–0.16	0.03	26
Н. Чигла, т.с.	0.18–0.27	0.03		0.05–0.08	0.01	20
В. Съезжее I, с.с.	0.10–0.23	0.04		0.09–0.18	0.04	29
Красносамарский IV, л.с.	0.09–0.14	0.02		0.07–0.15	0.03	25
Власовка I, супесь	0.06–0.08	0.02		0.06–0.10	0.02	3
40–50 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.16–0.28	0.06	24	0.07–0.13	0.03	28
М. Рязань I, т.с.	0.17–0.31	0.05	21	0.07–0.14	0.02	21
Н. Чигла, т.с.	0.13–0.24	0.05	27	0.05–0.08	0.02	33
В. Съезжее I, с.с.	0.13–0.27	0.06	29	0.08–0.11	0.01	14
Красносамарский IV, л.с.	0.07–0.08	0.01	14	0.05–0.11	0.02	26
Власовка I, супесь	0.08–0.1	0.01	12	0.06–0.09	0.01	18

CV<sup>\*</sup> – коэффициент вариации. т.с. – тяжело-, с.с. – средне-, л.с. – легкосуглинистого гранулометрического состава.

Таблица 5. Коэффициент корреляции между биогенными свойствами слоя 0–10 см почв

Некрополь, время создания кургана (К) лет назад, область	Коэффициент корреляции между					
	С <sub>опр</sub> –БД		С <sub>опр</sub> –С <sub>мик</sub>		БД–С <sub>мик</sub>	
	фон	пaleопочва	фон	пaleопочва	фон	пaleопочва
Мандесарка 6, 1800, Челябинская	0.66	0,68	0.56	0.51	—	0.70
Новая Чигла, 4300, Воронежская	0.36	0.54	0.67	0.75	0.84	0.97
Власовка I, 4300, Воронежская	0.48	—	0.71	—	0.78	—
Малая Рязань I, 1200. Самарская	0.75	0.89	0.55	0.87	0.65	0.74
Верхнесьезжее I, 3800 Самарская	0.87	0.91	0.46	0.97	0.57	0.91
Красносамарский IV, 3600, Самарская	—	0.62	—	0.93	—	0.91

пaleопочвах – 0.3–1.1; индекс С<sub>мик</sub>/С<sub>опр</sub> убывает резко в слое 10–20 см, глубже изменяется меньше.

Максимальные значения БД/С<sub>опр</sub> и БД/С<sub>мик</sub> характерны для пастбищных тяжелосуглинистых пространственно удаленных черноземов, они меньше в легких разностях и пaleопочвах. Это определяется меньшим содержанием общего и легкоразлагаемого С<sub>опр</sub>.

Знание варьирования параметров С<sub>опр</sub>, С<sub>мик</sub> и БД в условиях изменяющегося климата важно для всех регионов Российской Федерации, для этого проводится их мониторинг на карбоновых полигонах, и важно выполнять его на других объектах для получения более обширных данных и прогноза при будущих изменениях климата.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность за помощь в полевых исследованиях археологам: М.Р. Макуро-вой, Ю.С. Макурову, А.В. Денисову, А. Шалапинину, к. и. н. В.Д. Березуцкому, к. и. н. О.В. Букиной, к. и. н. С.Э. Зубову.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0191-2019-0046.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24120126>

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.В. Прочносвязанное органическое вещество почв: характеристика и судьба в диагенезе // Почвы и окружающая среда. 2021. Т. 4. № 4. С. 1–16.  
<https://doi.org/10.31251/pos.v4i4.161>
2. Азаренко М.А., Казеев К.Ш., Ермолова О.Ю., Колесников С.И. Изменения растительного покрова и биологического свойства черноземов в постагротехнический период // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1412–1422.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20110039>
3. Ананьева Н.Д., Сушко С.В., Иващенко К.В., Васенев В.И. Микробное дыхание почв подтайги и лесостепи Европейской части России: полевой и лабораторный подходы // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1276–1286.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20100044>
4. Артемьева З.С., Данченко Н.Н., Зазовская Э.П. и др. Изотопный состав углерода и химическая структура органического вещества типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2021. № 6. С. 686–700.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21060034>
5. Багаутдинов Р.С., Богачев А.В., Зубов С.Э. Праболгары на Средней Волге. У истоков истории татар Волго-Камья. Самара: Сам. Регион. фонд “Полдень XXII век”, 1998. 286 с.
6. Березуцкий В.Д. Новочигольские курганы. Воронеж: Научная книга, 2021. 224 с.
7. Демкина Т.С., Борисов А.В. Продукция СО<sub>2</sub> пробами пaleопочвы, отобранными в степной зоне под курганами, сооруженными в периоды относительной аридизации и оптимума климата // Почвоведение. 2018. № 8. С. 943–951.  
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18080038>
8. Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А. Продуцирование СО<sub>2</sub> современными и погребенными

почвами степной зоны в нативном и увлажненном состоянии // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1108–1113.

9. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 147 с.
10. Инубуши К., Приходько В.Е., Нагано Х., Манахов Д.В. Биологические свойства и эмиссия парниковых газов из современных и палеопочв южного Урала // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1439–1449. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15120096>
11. Карелин Д.В., Цымбарович П.Р. Зависимость микробиологической активности и химических характеристик почвы от топографической позиции на старопахотных участках черноземной лесостепи // Известия РАН. Сер. геогр. 2022. Т. 86. С. 134–150. <https://doi.org/10.31857/S2587556622010071>
12. Кудеяров В.Н. Почвенное дыхание и секвестрация углерода (обзор) // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1011–1022. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23990017>
13. Кузнецов П.Ф., Мочалов О.Д. Параметры времени культур бронзового века степей Восточной Европы: проблемы отражения // Изв. Самар. науч. центра РАН. 2015. Т. 17. № 3. С. 247–251.
14. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Хорошавев Д.А., и др. Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговом ценозах Приокско-Террасного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1220–1236. <https://doi.org/10.31857/s0032180x20100111>
15. Курганова И.Н., Телеснина В.М., Лопес де Гереню В.О., Личко В.И., Овсепян Л.А. Изменение запасов углерода, микробной и ферментативной активности агродерново-подзолов южной тайги в ходе постагротеневой эволюции // Почвоведение. 2022. № 7. С. 825–842. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070073>
16. Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я.В., Бюггер Ф. Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
17. Лисецкий Ф.Н., Маринина О.А., Буряк Ж.А. Геоархеологические исследования исторических ландшафтов Крыма. Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2017. 440 с.
18. Лифанов Н.А. Раскопки могильника Малая Рязань I в 2020 г. // Поволж. Арх. 2023. № 4. С. 149–157. <https://doi.org/10.24852/pa2023.4.46.149.15>
19. Люри Д.И., Горячkin С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагротеневое восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
20. Макурова М.Р., Макуров Ю.С., Любчанский И.Э., Шиманский О.Е. Погребения эпохи “поздней древности” курганного могильника Мандесарка 6 // Нижневолжский арх. вест. 2018. Т. 17. № 1. С. 90–107. <https://doi.org/10.15688/nav.jvolsu.2018.1.5>
21. Малашев В.Ю. Позднесарматская культура: верхняя хронологическая граница // Российская археология. 2009. № 1. С. 47–55.
22. Молодин В.И., Епимахов А.В., Марченко Ж.В. Радиоуглеродная хронология эпохи бронзы Урала и юга Западной Сибири: принципы и подходы, достижения и проблемы // Вестник НГУ. Сер. История, филология. 2014. Т. 13. № 3. С. 136–167.
23. Припадчев А.А. О хронологии памятников переходного абашевско-срубного (покровского) времени Донской лесостепи и смежных территорий степной зоны // Вест. Воронеж гос. ун-та. Сер.: Лингвист и межкультур. коммуник., 2009. С. 190–195.
24. Приходько В.Е., Манахов Д.В. Изменение органического вещества почв степного Зауралья в заповедном режиме // Почвоведение. 2014. № 4. С. 401–409. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14020099>
25. Приходько В.Е., Манахова Е.В. Манахов Д.В., Плеханова Л.Н., Захарова Ю.В. Изменение состояния гумуса почв степного Зауралья в заповедном режиме // Вестник МГУ. Сер. 17, почвоведение. 2006. № 3. С. 10–17.
26. Приходько В.Е., Чевердин Ю.И., Титова Т.В. Изменение форм органического вещества черноземов Каменной Степи при разном использовании, местоположении и увеличении степени гидроморфизма // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1494–1504. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13120095>
27. Рыжова И.М., Подвезденная М.А., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Семенюк О.В. Оценка запасов углерода и потенциала продуцирования CO<sub>2</sub> почвами хвойно-широколиственных лесов // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1143–1154. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600713>
28. Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
29. Семенов М.В., Кравченко И.К., Семенов В.М. и др. Потоки диоксида углерода, метана и закиси азота в почвах катены правобережья р. Ока (Московская область) // Почвоведение. 2010. № 5. С. 582–590.
30. Смагин А.В., Долгих А.В., Карелин Д.В. Экспериментальные исследования и физически обоснованная модель эмиссии диоксида углерода из вскрытого культурного слоя в Великом Новгороде // Почвоведение. 2016. № 4. С. 489–495. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16040122>
31. Смирнова М.А., Геннедиев А.Н., Ченев Ю.Г. Латеральное варьирование параметров гумусового и карбонатного профилей агрочерноземов (Белгородская область) // Почвоведение. 2023. № 3. С. 300–311. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22601086>

32. Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Демкин В.А. Оценка живой и суммарной биомассы микробных сообществ современной каштановой почвы и подкурганных палеопочв // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1496–1503.

33. Черных Е.Н., Орловская Л.Б. Радиоуглеродная хронология ямной и катакомбной археологических общностей // Археология евразийской лесостепи-степи. Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2016. С. 17–32.

34. Шиндорикова О.В., Ульянова О.А., Чупрова В.В. Влияние удобрений на эмиссию  $\text{CO}_2$  из агрочернозема в условиях Красноярской лесостепи // Вестник Красноярского гос. аграрного ун-та. 2015. № 10. С. 174–179. <http://www.kgau.ru/vestnik/content/2015/10.pdf>

35. Щеглов Д.И. Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.

36. Adamu H., Umar Y.A., Akanang H., Sabo A. Evaluation of Carbon Sequestration Potential of Soils—What Is Missing? // J. Geosci. Environ. Protec. 2021. V. 9. P. 39–47. <https://doi.org/10.4236/gep.2021.98003>

37. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. P. 215–221. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)

38. Anderson T.-H., Domsch K.H. The metabolic quotient for  $\text{CO}_2$  ( $q\text{CO}_2$ ) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils // Soils Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 393–395. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90140-7](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90140-7)

39. Banach-Szott M., Debska B., Tobiasova E. Properties of humic acids depending on the land use in different parts of Slovakia // Environ. Sci. Poll. Res. 2021. V. 28. P. 8068–58080 <https://doi.org/10.1007/s11356-021-14616-9>

40. Bond-Lamberty B., Bailey V.L., Chen M., Gough C.M., Vargas R. Globally rising soil heterotrophic respiration over recent decades // Nature. 2018. V. 560. P. 80–83. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0358-x>

41. Borisov A.V., Demkina T.S., Kashirskaya N.N., Khomutov T.E., Chernysheva E.V. Changes in the Past Soil-Forming Conditions and Human Activity in Soil Biological Memory: Microbial and Enzyme Components // Eurasian Soil Sci. 2021. V. 54. P. 1078–1088. <https://doi.org/10.1134/S1064229321070024>

42. Chukov S.N., Lodygin E.D., Abakumov E.V. et al. Application of  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy to the study of soil organic matter: a review of publications // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. P. 889–890. <https://doi.org/10.1134/S1064229318080021>

43. Duarte-Guardia S., Peri P., Amelung W. et al. Biophysical and socioeconomic factors influencing soil carbon stocks: a global assessment // Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. 2020. V. 25. P. 1129–1148. <https://doi.org/10.1007/s11027-020-09926-1>

44. Fontaine S., Barot S., Barré P., Bdioui N., Mary B., Rumpel C. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply // Nature. 2007. V. 450. P. 277–280. <https://doi.org/10.1038/nature06275>

45. Frindte K., Lehndorff E., Vlaminck S. et al. Evidence for signatures of ancient microbial life in paleosols // Scientific Reports. 2020. V. 10. P. 16830. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-73938-9>

46. Greenhouse Gas Bulletin Report 2021. <https://public.wmo.int/en/greenhouse-gas-bulletin/01.02.2023>

47. Guo L.B., Gifford R.M. Soil carbon stocks and land use change: a metaanalysis // Global Change Biology. 2002. V. 8. P. 345–360. <https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2002.00486x>

48. Grund B.S., Willi YMC S.E., Surovell T.A. Viable paleosol microorganisms, paleoclimatic reconstruction, and relative dating in archaeology: a test case from Hell Gap, Wyoming, USA // J. Archaeol. Sci. 2014. 46. P. 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.02.010>

49. Ivanova A.E., Marfenina O.E. Soil fungal communities as bioindicators of ancient human impacts in medieval settlements in different geographic regions of Russia and southwestern Kazakhstan // Quat. Inter. 2014. V. 365. P. 212–222. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.016>

50. Jiang L., Xiao Q., Wan X., Yu T., Liu Y.F., Liu M.X. Research Progress on Microbial Carbon Sequestration in Soil: a Review // Eurasian Soil Sci. 2022. V. 10. P. 1395–1404. <https://doi.org/10.1134/S1064229322100064>

51. Kalinina O., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Giani L. Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // Catena. 2015. V. 129. P. 18–29. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.016>

52. Kampf I., Holzel N., Storrle M., Broll G., Kiehl K. Potential of temperate agricultural soils for carbon sequestration: A meta-analysis of land-use effects // Sci. Total Env. 2016. V. 566–567. P. 428–435. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.067>

53. Khomutova T.E., Kashirskaya N.N., Demkina T.S. et al. Precipitation pattern during warm and cold periods in the Bronze Age (around 4.5–3.8 ka BP) in the desert steppes of Russia: Soil-microbiological approach for palaeoenvironmental reconstruction // Quat. Int. 2019. V. 507. P. 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.013>

54. Khokhlova O., Kuptsova L. Complex pedological analysis of paleosols buried under kurgans as a basis for periodization of the Timber-grave archaeological culture in the Southern Cis-Ural, Russia // Quat. Int. 2018. V. 502. Part B. P. 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.027>

55. Kurganova I.N., Lopes de Gerenuy V.O., Gallardo Lancho J.F., Oehm C.T. Evaluation of the rates of soil organic matter mineralization in forest ecosystems of temperate continental, Mediterranean, and tropical monsoon climates // Eurasian Soil Sci. 2012. V. 45. 1. P. 68–79. <https://doi.org/10.1134/S1064229312010085>

56. Kurganova I., Merino A., Lopes de Gerenuy V., Barros N., Kalinina O., Giani L., Kuzyakov Y. Mechanisms of carbon sequestration and stabilization by restoration of arable soils after abandonment: A chronosequence study on Phaeozems and Chernozems // Geoderma. 2019. V. 354. 15. P. 113882. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113882>

57. Lehmann J., Kleber M. The contentious nature of soil organic matter // Nature. 2015. V. 528. P. 60–68. <https://doi.org/10.1038/nature16069>

58. Lisetskii F.N., Buryak Z.A., Marinina O.A., Ukrainskiy P.A., Goleusov P.V. Features of Soil Organic Carbon Transformations in the Southern Area of the East European Plain // Geosciences. 2023. V. 13. P. 278. <https://doi.org/10.3390/geosciences13090278>

59. Moinet G.Y.K., Hjibeek R., van Vuuren D.P., Giller, K.E. Carbon for soils, not soils for carbon // Global Change Biol. 2023. 29. P. 2384–2398. <https://doi.org/10.1111/gcb.16570>

60. Nagano H., Prikhodko V. E., Sugihara S., Manakhov D. V. et al., Carbon and nitrogen contents and greenhouse gas fluxes of the Eurasian steppe soils with different landuse histories located in the Arkaim museum reserve of South Ural, Russia // Soil Sci. Plant Nutr. 2012. V. 58. P. 238–244. <https://doi.org/10.1080/00380768.2012.661354>

61. Oertel C., Matschullat J., Zurba K., Zimmermann F., Erasmi S. Greenhouse gas emissions from soils – A review // Geochemistry. 2016. V. 76. P. 327–352. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.04.002>

62. Ogle K. Hyperactive soil microbes might weaken the terrestrial carbon sink // Nature. 2018. V. 560. P. 32–33. <https://doi.org/10.1038/d41586-018-05842-2>

63. Ovsepyan L., Kurganova I., Lopes de Gerenuy V., Kuzyakov Y. Conversion of cropland to natural vegetation boosts microbial and enzyme activities in soil // Sci. Total Env. 2020. V. 743. P. 140829. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140829>

64. Polyanskaya L.M., Prikhod'ko V. E., Lomakin D.G., Chernov I.Yu. The number and biomass of microorganisms in ancient buried and recent chernozems under different land uses // Eurasian Soil Sci. 2016. V. 49. P. 1122–113. <https://doi.org/10.1134/S1064229316100100>

65. Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). Radiocarbon. 2020. V. 62. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

66. OxCal 4.4 Manual. Electronic document. 2021. [https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp\\_contents.html](https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp_contents.html)

67. Subke J.-A., Ingima I., Cotrufo M.F. Trends and methodological impacts in soil CO<sub>2</sub> efflux partitioning: A metaanalytical review // Global Change Biology. 2006. V. 12. P. 921–943. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01117.x>

68. Suleymanov A., Polyakov V., Komissarov M. et al. Biophysicochemical properties of the eroded southern chernozem (Trans-Ural Steppe, Russia) with emphasis on the <sup>13</sup>C NMR spectroscopy of humic acids // Soil Water Res. 2022. V. 17. P. 222–231. <https://doi.org/10.17221/52/2022-SWR>

69. Susyan E.A., Rybyanets D.S., Ananyeva N.D. Microbial activity in the profiles of gray forest soil and chernozems // Eurasian Soil Sci. 2006. V. 39. P. 859–867. <https://doi.org/10.1134/S1064229306080096>

70. Wang Y., Xue D., Hu N. et al. Post-agricultural restoration of soil organic carbon pools across a climate gradient // Catena. 2021. V. 200. P. 105138. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105138>

71. Wiesmeier M., Urbanski L., Hobley E. et al. Soil organic carbon storage as a key function of soils – a review of drivers and indicators at various scales // Geoderma. 2019. V. 333. P. 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>

72. Yevdokimov I., Larionova A., Zolotareva B. et al. Chemical-structural composition of young and old SOM in Russia's chernozems: information from solid-state <sup>13</sup>C-NMR study of recent soils and paleosols // Advanced spectroscopic and microscopic characterisation techniques – tools to enlighten biogeochemical interfaces in soil. Book of abstracts. Jena, 2010. P. 45.

73. Zhou L., Zhou X., Shao J., Nie Y., He Y., Jiang L. et al. Interactive effects of global change factors on soil respiration and its components: a meta-analysis // Global Change Biology. 2016. V. 22. P. 3157–3169. <https://doi.org/10.1111/gcb.13253>

## Profile Microbial Activity and Carbon Content in Modern and Ancient Chernozems of Different Texture

V. E. Prikhodko<sup>1</sup>, \*, D. I. Vasilieva<sup>2</sup>, H.-Ch. Li<sup>3</sup>, A. L. Plaksina<sup>4</sup>, and T. A. Puzanova<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

<sup>2</sup>*Samara State Technical University, Samara, 443100 Russia*

<sup>3</sup>*Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, 10617 Taiwan*

<sup>4</sup>*Chelyabinsk State University, Chelyabinsk, 454001 Russia*

<sup>5</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 199991 Russia*

\*e-mail: kpve00@mail.ru

The profile distribution of the organic matter ( $C_{org}$ ), microbial biomass ( $C_{mic}$ ) and basal  $CO_2$  respiration (BR) of Chernozems of different granulometry was studied. It's important for monitoring their ecosystem functions and developing approaches for decarbonization. Objects: sub-mound chernozems, buried 1.2, 1.8 and  $\sim$ 4 thousand years ago (ka), and their pasture analogues (background) of insufficiently studied regions: Chelyabinsk, Voronezh and Samara regions. 12 of  $^{14}C$  dates were received, including 7 AMS ones. The  $C_{org}$  loss of the 0–10 cm layer heavy-textured paleosols compared to the background reaches 47% after burial 1.2 ka, 58% – 1.8 ka, 62% –  $\sim$ 4 ka, for light paleosols aged  $\sim$ 4 ka – 24–40%. The BR and  $C_{mic}$  values of the 0–10 cm layer of modern heavy-textured soils are 4 times greater than those of light varieties; in paleosols of different ages they are 5–7 times less than the background; these differences are leveled out with depth. A decrease in the  $C_{org}$ , BR and  $C_{mic}$  values of paleosols occurs due to the processes of  $C_{org}$  mineralization in the absence of the new plant residues input, lack of oxygen and nutrients. In buried soils the stratification of  $C_{org}$  and  $C_{mic}$  distribution weakens within the profile ( $C_{org}$  content of the 0–10 cm layer to each underlying one).  $C_{mic}$  and BR of the 0–20 cm layer of modern heavy loamy soils are 70% of their sum of the 0–50 cm layer, and in light varieties and paleosols – 50–60%.  $C_{org}$  is maximally saturated with microbial carbon at a depth of 0–10 cm in background heavy loamy soils – 1.6–3.0, in the rest – 0.3–1.1. The BR/ $C_{mic}$  ratio is close in modern and ancient soils; the highest values were in sandy loam chernozems, indicating a greater lack of available  $C_{org}$  for microbes. This is also indicated by the fact that paleosols buried 1.2, 1.8 and  $\sim$ 4 ka,  $C_{mic}$  and BR values up to a 60 cm depth are comparable regardless of texture, except for sandy loam one. For the 0–10 cm layer, the coefficients of variation in different objects were: for  $C_{org}$  9–15%, BR 8–19%,  $C_{mic}$  13–31%; they increased slightly down the soil profile, a significant correlation was noted between microbiological parameters and  $C_{org}$ ,  $r = 0.54–0.97$ .

**Keywords:** basal respiration, gurgled paleosols