

**ДОГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ
(НА ПРИМЕРЕ ЗАКАЗНИКА «КАМЕННАЯ СТЕПЬ»)***

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН

e-mail: alifanov_v@mail.ru

В последнее время исследователи все чаще обращаются к проблемам, связанным с влиянием древних геологических процессов на почвообразование и свойства современных почв и почвенного покрова (Алифанов, 2005; Алифанов, Гугалинская, 1993, 1999, 2001, 2005а, 2005б, 2006а, 2006б, 2006в; Алифанов и др., 2001; Ахтырцев, Ахтырцев, 1994; Глазовская, 2000; Гугалинская, 1979, 1982, 1983, 1997, 2000; Гугалинская, Алифанов, 1979, 2000, 2006, 2007; Гугалинская и др., 2001, 2003, 2007; Демкин и др., 2007, Карпачевский, 1993; Соколов, 1993, 1997, Таргульян, 1983 и др.). Большой вклад в постановку проблемы соотношения педо- и литогенеза внесли работы блестящего ученого и увлеченного исследователя почв Ильи Андреевича Соколова (1993, 1997). Данная проблематика активно обсуждается и в смежных с почвоведением науках: палеогеографии, четвертичной геологии, криолитологии, палеоэкологии, палеоклиматологии, как необходимая составляющая разработки ретрогнозных и прогнозных схем развития природных процессов (Алифанов, Гугалинская, 2006). Исследования показывают, что позднелайстоценовая (поздневалдайская) история природных процессов влияет на голоценовое почвообразование. При этом наименее изученными в истории формирования почв и почвенного покрова остаются ранние этапы их развития, особенно в этап перехода от позднего плейстоцена к голоцену.

В поздневалдайское время, являющееся частью позднелайстоценовой ледниковой эпохи, среда испытывала воздействия очень суровых климатических условий, связанных с оледенением (Изменение климата..., 1999; Кислов, 2001). На завершающем этапе плейстоцена, во второй половине валдайской эпохи и практически на рубеже с голоценом широкое развитие получили палеокриогенные процессы, оставившие заметные следы своего проявления в субэразальных суглинистых отложениях позднего валдая. Это обуславливалось господствовавшим в тот период суровым, наиболее континентальным за всю историю плейстоцена и кайнозоя в целом климатом и антициклональными условиями. Главный пик похолодания (примерно от 20 до 15–13 тыс. лет назад) привел к «подлинному расцвету криолитозо-

ны» и возникновению общепланетарного пояса многолетней мерзлоты, южная граница которой на Восточно-Европейской равнине достигла 48°–45° с.ш. (Величко, 1973; Величко, Морозов, 1975; Марков, 1959).

Циклически возникающее инициальное почвообразование чередовалось с седиментогенезом, а оба процесса протекали одновременно с криолитогенезом, результатом чего явилось формирование специфических природных поздневалдайских тел – суглинистых педоциклитов и педолитоциклитов (Алифанов, Гугалинская, 1979, 2000, 2003, 2005, 2007; Гугалинская, 1982; 1997; Гугалинская и др., 2001; Демкин и др., 2007). Изучение суглинистых педоциклитов и педолитоциклитов представляет интерес, поскольку эти тела, сохранившие до настоящего времени различные признаки палеокриогенеза, являются основными почвообразующими породами для современных почв центра Восточно-Европейской равнины.

Исследования почв центра Восточно-Европейской равнины показали, что история развития почв и почвенного покрова этой территории находится в сильной зависимости от присутствия в почвах особенностей, рожденных холодными условиями предшествовавших голоценовому почвообразованию эпох. Следы, оставленные мерзлотой в поздневалдайских суглинистых педоциклитах и педолитоциклитах в течение всего голоцена, оказывают активное влияние на направленность и интенсивность процессов почвообразования (Алифанов, 1995; Алифанов, Гугалинская, 1993, 1999, 2005, 2006; Алифанов и др., 2001). Накопление поздневалдайских суглинистых педоциклитов и педолитоциклитов (суглинистых отложений, покровных лёссовидных суглинков), которые являются почвообразующими породами для голоценовых почв, происходило в перигляциальных условиях и контролировалось процессами криолитогенеза. Участие палеокриогенеза в формировании полигенетичности черноземов отмечали Лебедева и Овечкин (1989).

Из всех процессов криолитогенеза морозобойное растрескивание, вызываемое колебаниями температур в верхних горизонтах мерзлых пород, являлось фактором, наиболее существенно воздействующим на четвертичные отложения (Попов, 1967). При многократном повторении процесса по морозобойным трещинам образуются полигонально-жильные структуры разного порядка. Такие структуры оказывают активное воздействие на особенности приповерхностного седиментогенеза, определяя характерные черты криогенного строения вмещающих пород (Романовский, 1977). Полигонально-жильные структуры, развиваясь на бывших дневных поверхностях и перекрываясь очередным наносом, переходят в погребенное состояние. Погребенные полигонально-жильные структуры, в зависимости от своей выраженности и от мощности перекрывающего субэразального суглинистого наноса, могут влиять на строение вновь образовавшейся днев-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-04-00331), Программы Президиума РАН (№18) и Тематического плана Рособразования, рег. № 1.3.08.

ной поверхности, проявляясь в форме полигонально-блочного микрорельефа разного порядка.

В покровных лёссовидных суглинках погребенные трещиноватые формы палеокриогенеза как фактора дифференциации современного почвенного покрова проявляются на разных уровнях: 1) на уровне почвенного покрова за счет неоднородности строения дневной поверхности, выраженной в виде полигонально-блочного микрорельефа (размеры полигонов от 15 до 25 м); 2) на уровне почвенного профиля за счет полигональной трещиноватости генетических горизонтов (размеры полигонов около 1–1,5 м), придающих им на стенке разреза морфологическую языковатость; 3) на уровне почвенного горизонта за счет микротрещиноватости материала горизонта и формирования слоеватой, ореховатой и призмовидной форм структурных отдельностей (Гугалинская, 1982, 1983). Таким образом, трещинные палеокриогенные образования в почвах маркируются наличием погребенных полигональных грунтовых образований разной размерности. Наиболее крупные из этих образований могут формировать целый морфологический комплекс микронеровностей современного рельефа, названный Величко (1973) реликтовой криогенной морфоскульптурой.

Целью проводимых исследований являлось изучение роли процессов палеокриогенеза в истории формирования, функционирования и дифференциации свойств черноземов. Решались следующие задачи: изучение структуры почвенного покрова в связи с палеокриогенезом; изучение влияния палеокриогенеза на изменчивость строения профилей черноземов; изучение динамики морфологических свойств черноземов по элементам палеокриогенного микрорельефа.

Исследования проводились в Центрально-Черноземном районе на территории заказника «Каменная степь». В настоящее время территория заказника «Каменная степь» занимает около 3000 га и размещается на юго-востоке Воронежской области в Таловском районе, на Битюжско-Хоперском междуречье. Центральная часть заказника имеет координаты 51°03' с.ш. и 40°42' в.д. Здесь, на плоской равнине, проходит водораздел рек Чиглы – притока Битюга – и Елани, впадающей в Хопер. Абсолютные отметки колеблются от 204 м между поселками Синовый и Михино до 117 м в долине Чиглы (Каменная степь, 1992).

Согласно разработанному на кафедре физической географии Воронежского государственного университета физико-географическому районированию центральных черноземных областей (Воронежская, Курская, Орловская, Липецкая, Белгородская, Тамбовская) территория заказника «Каменная степь» располагается на севере Калачского овражно-балочного южно-лесостепного района лесостепной провинции Среднерусской возвышенности (Каменная степь, 1992).

Для данной территории, как и для всего юга Центрально-Черноземной полосы, характерно сплошное распространение верхнемеловых и третичных отложений. Коренные породы на водоразделах повсеместно перекрыты окской (по старой стратиграфической схеме днепровской) мореной и почти повсеместно перекрыты плащом лёссовидных отложений, служащих материнскими породами для почв.

Поверхность территории заказника «Каменная степь» представляет собой слабоволнистую равнину с пологими балками и неясно выраженными степными западинами.

Климат территории заказника «Каменная степь» типично степной, континентальный, с теплым или жарким, нередко засушливым летом, умеренно холодной или холодной зимой. Средняя годовая температура воздуха составляет 5,3°C. Распределение температур в течение года весьма неравномерное. Самым теплым месяцем является июль (+20,5°C). Январь и февраль являются самыми холодными месяцами. Наиболее резкие переходы температур от месяца к месяцу наблюдаются весной и осенью. Продолжительность вегетационного периода составляет 183–188 дней. Годовая сумма выпадающих осадков составляет в среднем 414 мм. Засушливые периоды от 10–20 дней наблюдаются почти ежегодно, наиболее длительные засухи приходятся на май и август, в июне и июле они также имеют место, но значительно реже и в меньшей степени.

Видовой состав культурных растений на территории заказника «Каменная степь» разнообразен: озимые пшеница и рожь, ячмень, овес, горох, просо, гречиха, кукуруза, свекла. Из многолетних трав наибольшее распространение получили люцерна, кострец, эспарцет.

Территория заказника «Каменная степь» представляет собой лесоаграрный ландшафт, явившийся результатом воплощения идей В.В. Докучаева по оптимизации использования земельных ресурсов (Докучаев, 1894; Каменная степь, 1992). Облесенность территории в виде лесных полос составляет около 9% (Каменная степь, 1992). Лесная растительность представлена дубом, ясенем, липой, кленом остролистным, березой бородавчатой, осинкой, ольхой и др. Подлесок представлен орешником, черемухой, лесной жимолостью, бересклетом, крушиной; кленом татарским, терном, яблоней, грушей и др.

В богатом травянистом покрове встречаются медуница, осока волосистая, мятлик лесной, пролеска, иван-да-марья, вероника лекарственная, ландыш, ковыль Лессинга, ковыль волосатик (тырса), гониолимон татарский, астрагал пушистоцветковый. В прошлом, до распашки, лесные массивы чередовались с разнотравной целинной степью, такие участки в настоящее время сохранились лишь на территории заказника «Каменная степь» и в Курской области.

Почвенный покров представлен черноземами типичными, обыкновенными и выщелоченными; местами встречаются черноземы солонцеватые. Почвы территории заказника имеют среднесуглинистый, тяжелосуглинистый и легкосуглинистый гранулометрический состав (Каменная степь, 1992; Мильков, 1977; Рымарь, Погудин, 1997; Черноземы России..., 2006; Щеголов, 1999; Щербаков, Васенев, 1999).

В процессе исследований (дешифрирование аэрофотоснимков на участках с различными типами и степенью выраженности палеокриогенного микрорельефа; нивелирная съемка поверхности на предварительно выбранных участках; документирование морфологических свойств почв в почвенных разрезах-траншеях и обнажениях длиной до 12–16 м и глубиной до 3–6 м (всего их заложено 6); исследование физико-химических свойств черноземов) получены результаты, показывающие значительную роль процессов палеокриогенеза в истории формирования и дифференциации свойств черноземов. Анализ физико-химических свойств почвы проводился в химико-аналитической группе ИФХиБПП РАН (рук. И.И. Скрипниченко) с использованием традиционных методов.

Поверхность территории заказника «Каменная степь», расположенная на мало различающихся по морфологическим признакам плакорном и междуречном недренированном типах местности, практически плоская. Дешифрирование аэрофотоснимков, анализ характера поверхности территории, типов микрорельефа и морфологии почвенных профилей показали, что поверхность заказника, как и многие аналогичные поверхности Восточно-Европейской равнины, организована в полигонально-блочные структуры палеокриогенного происхождения, выражающиеся в микрорельефе чередованием блочных повышений и межблочных понижений (Алифанов, 1995; Алифанов, Гугалинская, 1993, 1999).

На дневной поверхности территории исследования развиты разные структурные типы проявления палеокриогенеза: на водораздельных поверхностях преимущественное развитие получили два типа микрорельефа: полигонально-блочный и слитно-полигональный. Последний представляет собой сочетание очень слабо выраженных в рельефе (слабее, чем в полигонально-блочном типе) поднятий-блоков в целом округлой формы, и разделяющих их межблочных понижений; размеры полигональных блочных повышений составляют 15–25 м, а превышения блоков над межблочьями по результатам нивелирования составляют 10–25 см. На пониженных участках рельефа (террасы небольших рек) при близком залегании грунтовых вод сформирован однотипный полигонально-блочный микрорельеф с наиболее четко выраженными блоками-повышениями и межблочными понижениями. Размеры блоков и межблочий здесь, как правило, в 1,5–2 раза больше, чем размеры аналогичных форм на водораздельных поверхностях (Алифанов, Гугалинская, 2005, 2006а, 2006б).

Для детального исследования выбран участок размером 34×34 м, расположенный в центральной части старейшей и самой крупной лесополосы № 40, заложенной в 1903 г. Н.А. Михайловым. Для точного описания элементов микрорельефа на участке проведена нивелирная съемка. Точки ставились через 2 м, съемка велась с точностью до 1 см. По результатам нивелирной съемки составлена карта изолиний участка в лесополосе (рис. 1), которая показала наличие четко выраженных пониженных и повышенных участков, рассматриваемых авторами как элементы палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа. В нем выделяются микроповышения – блоки, микропонижения – межблочья и склоны между ними. Блоки имеют округлую или чуть вытянутую форму (рис. 2).

Относительные превышения блоков над межблочными понижениями колеблются от 8–10 до 24–28 см; диаметр блоков-повышений I-го порядка – около 15–17 м; выявлены и более мелкие блоки II-го порядка диаметром

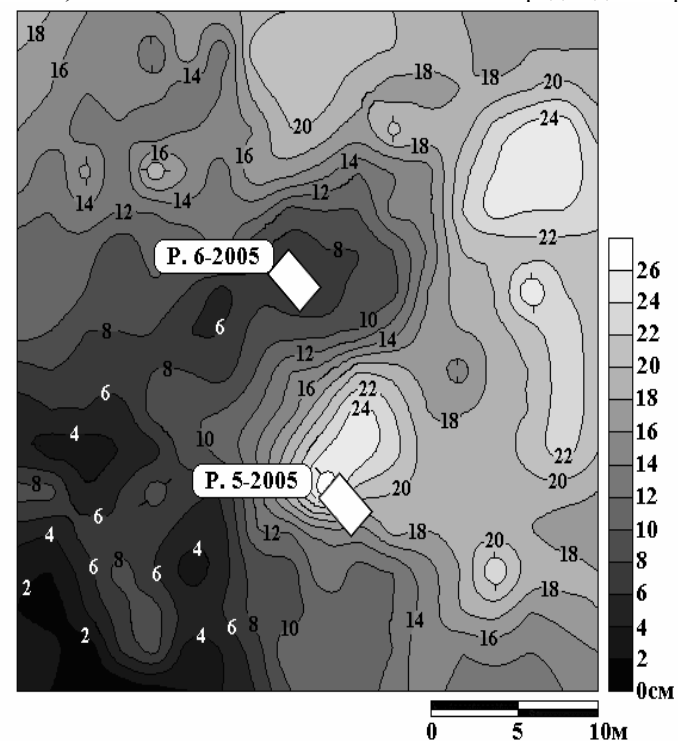


Рис. 1. Карта изолиний относительных высот участка в лесополосе № 40, заказник «Каменная степь». Изолинии проведены через 2 см. Разр. 5-2005 – на блочном повышении. Разр. 6-2005 – в межблочном понижении.

7–10 м. Блоки разделены межблочными понижениями, которые имеют ширину 5–7 м и образуют полигональную сетку в плане. Наиболее пониженные участки в микрорельефе (относительные высоты 0–2–4 см) на пересечении межблочных понижений можно отнести к западинам. Переходы между блочными повышениями и межблочными понижениями, в основном, постепенные, трудноуловимые невооруженным глазом; имеют уклон около 1°.

Для изучения почв были заложены два разреза: на самом крупном блоке-повышении в центре участка (разр. 5-2005) и в соседнем межблочном понижении (разр. 6-2005). Размеры разрезов: длина 4 м, ширина 1.5 м, глубины 258 см (блок-повышение) и 231 см (межблочное понижение). Глубину разрезов ограничил уровень залегания почвенно-грунтовых вод.

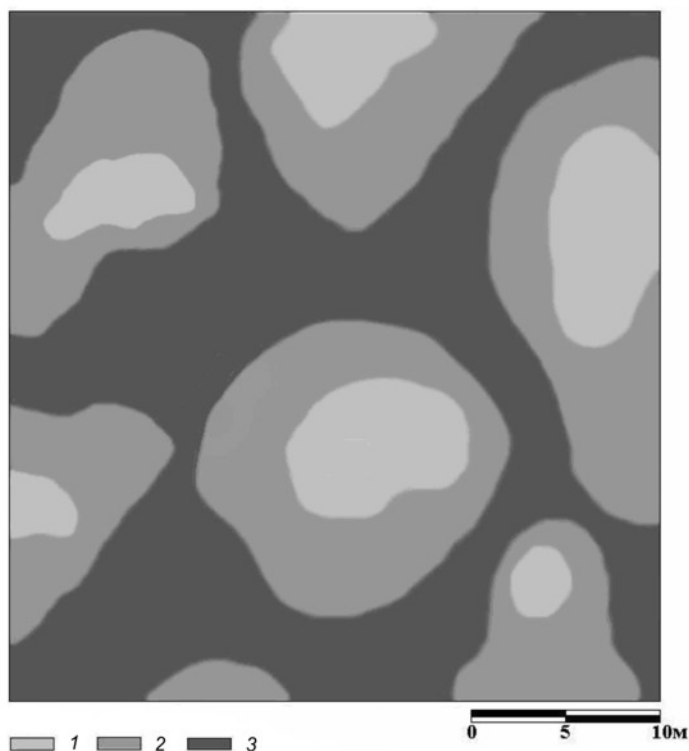


Рис. 2. Карта элементов палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа участка в лесополосе № 40, заказник «Каменная степь». Условные обозначения: 1 – блочное повышение; 2 – склон между блочным повышением и межблочным понижением; 3 – межблочное понижение.

К числу наиболее важных *морфологических признаков* (таких признаков было выделено девять), отличающих почвы блочных повышений от почв межблочных понижений, мы отнесли наличие в почве межблочного понижения иллювиального ожеженного горизонта (Bf), отсутствующего в черноземе на блочном микроповышении. Горизонт окрашен в красновато-бурый цвет, микроморфологические исследования показали наличие большого количества буровато-охристых микроконкреций, неравномерно распределенных в плотной трещиноватой основе. Наилучшую выраженность этот горизонт приобретает на глубине 70–95 см. Морфологические и микроморфологические признаки гор. Bf позволяют предположить, что он является реликтовым, сформированным в предголоценовую или раннеголоценовую стадию почвообразования в холодных и сезонно влажных условиях. Как показывают исследования, сезонно влажные условия могут возникать в долго существующих микропонижениях (в нашем случае палеокриогенных межблочных понижениях), в которых имеется дополнительный приток атмосферной влаги (осадки, талые воды). Впервые горизонт ожежения при исследовании почв Каменной степи был описан Г.М. Туминым (1930) и назван им красным, однако объяснения его генезиса не было дано. Мы объясняем образование данного горизонта развитием реликтовых процессов перераспределения соединений железа при малом содержании органического вещества при условии нахождения исследуемой почвы (еще не имеющей современного мощного гумусового горизонта) в палеокриогенном межблочном понижении. Возможно, что в современных условиях несколько большего увлажнения межблочных понижений, слабовыраженный процесс ожежения (иллювирирования подвижных соединений железа) имеет место.

Еще одним важным различием в морфологических характеристиках профилей черноземов на блочном повышении и межблочном понижении является разница в формах и глубинах залегания карбонатов: профиль почвы в межблочном понижении не вскипает от НС1 до глубины примерно 90 см, вскипание начинается с верхней границы гор. В2 и продолжается до дна разреза. В нижней части профиля почвы кроме карбонатного мицелия присутствуют в большом количестве карбонатные конкреции (дутики, желваки, лёссовые куколки). В профиле почвы блочного повышения слабая окарбончатность прослеживается практически с поверхности, вскипание от НС1 становится заметным с глубины около 15 см, начиная с гор. А1₂, а с середины гор. А1₂ кроме карбонатного мицелия появляются скопления карбонатов по тонким (шириной около 1 см) трещинам, образуя морфологически заметные тонко языковатые формы карбонатных новообразований.

Не менее важным аспектом генезиса рассматриваемых черноземов является тот факт, что формирование профиля современного чернозема типич-

ного среднегумусового среднемощного на ранних этапах его развития сопровождалось активными палеокриогенными процессами: нижний подгоризонт гумусовой толщи и все иллювиальные горизонты имеют отчетливые индивидуальные признаки палеокриогенеза. Всего в профилях черноземов нами выделено семь признаков палеокриогенеза (Алифанов, Гугалинская, 2006а).

Аналитические характеристики почв таковы. Почвы развиты на покровных легкоглинистых опесчаненных лёссовидных отложениях незначительно изменяющегося гранулометрического состава: верхняя часть гумусового профиля до гор. Аha наиболее облегчена (в пределах легкоглинистого), а в средней части профиля наблюдается некоторое утяжеление гранулометрического состава. На рис. 3 видно, что в почве блока на переходе к гор. Аha происходит достаточно резкое изменение содержания фракций средней и легкой пыли. Отметим, что подобное распределение гранулометрических фракций обеих почв характерно для многих почв центра Русской равнины, в том числе и текстурно-дифференцированных: облегченная верхняя часть профиля и относительно утяжеленная (т.е. содержащая увеличенное количество илистой фракции) нижняя часть профиля. Рассматриваемым почвам, особенно почве блока, присущ «ступенчатый», со многими перегибами, характер кривых распределения практически всех фракций гранулометрического состава. Этот факт может оказаться значимым для исследователей, так как распределение фракций по профилю является важным показателем не только типа почвообразования, но и характера накопления почвообразующих пород (рис. 3).

Распределение гумуса в характеризующихся черноземах, последние 105 лет развивающихся под лесом, практически не изменилось по сравнению с такими же черноземами, но под степной растительностью: аккумулятивный характер распределения и более резкое уменьшение его содержания в почве межблочья (рис. 4). Отличительная особенность почв лесополосы заключается в том, что здесь в почве межблочья содержание гумуса выше более чем на 3% по сравнению с почвой блока. В черноземах за пределами лесополосы эта разница не достигает и 1%.

Распределение CO_2 карбонатов по профилю имеет элювиально-иллювиальный характер, особенно отчетливый в почве межблочья (рис. 4). Почва в межблочном понижении содержит карбонатов меньше, т.е. она от карбонатов частично промывается. Значения рН почв различаются за счет микрорельефа на величину до 2–2.5 единиц, являясь щелочными в почве блока и слабокислыми в верхней части гумусового горизонта почвы межблочья. Распределение по профилю значений рН практически совпадает с распределением CO_2 карбонатов. Содержание поглощенного кальция в почве блока повышено в верхней части профиля; в нижней части его содержание заметно сокращается.

В почве межблочья распределение поглощенного кальция обратное (рис. 4). Таким образом, черноземы, развитые на разных элементах палеокриогенного микрорельефа, по всем физико-химическим параметрам существенно различаются.

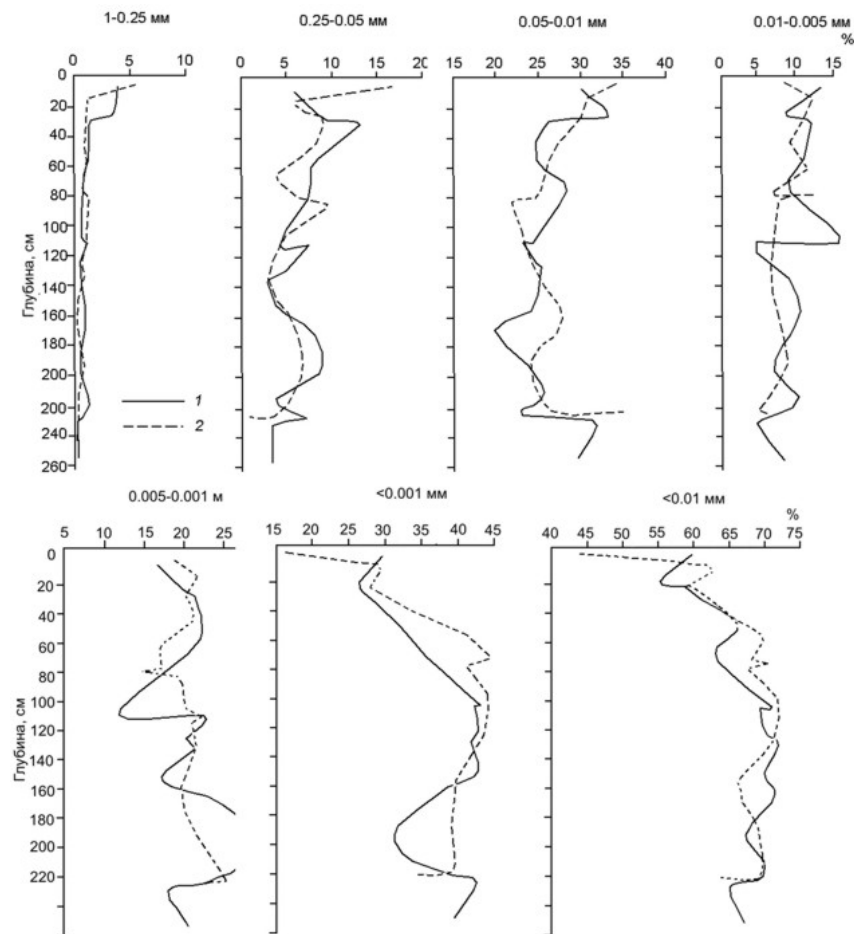


Рис. 3. Распределение по профилю чернозема фракций гранулометрического состава, лесополоса № 40, заказник «Каменная степь». 1 – блочное повышение, разр. 5-2005; 2 – межблочное понижение, разр. 6-2005.

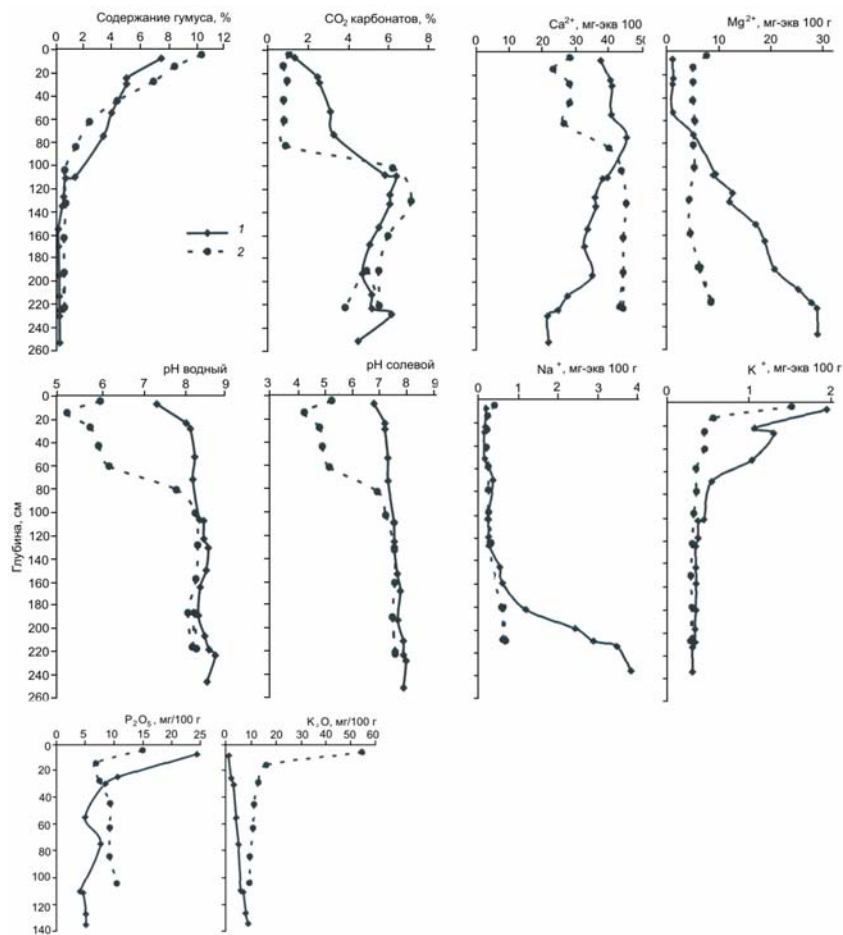


Рис. 4. Физико-химические свойства чернозема, лесополоса № 40, заказник «Каменная степь». 1 – блочное повышение, разр. 5-2005; 2 – межблочное понижение, разр. 6-2005.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоднородность строения дневной поверхности территории заказника «Каменная степь» обусловлена палеокриогенным растрескиванием почвообразующих пород на стадии их формирования. Эта неоднородность представляет собой чередование изометричных блочных повышений диаметром 15–25 м, окруженных межблочными понижениями шириной от 3–4 до 10 м.

На территории заказника «Каменная степь» выявлен не описанный в литературе способ формирования межблочных понижений: понижения, следовательно, и полигонально-блочный микрорельеф, могут формироваться над регулярно расположенными скоплениями относительно небольших (высотой около 1 м) языковато-клиновидных образований в нижнем иллювиальном горизонте, а не только под единичными крупными (высотой до 3 м) грунтовыми клиновидными структурами (возможно, псевдоморфозами по повторно-жильным льдам).

Морфология и физико-химические свойства черноземов свидетельствуют о значительных отличиях почв, расположенных на блоках и в межблочьях. С наличием палеокриогенного микрорельефа связано формирование в черноземах своеобразного ожелезненного генетического горизонта (гор. В_г), развитого только в межблочных понижениях.

Каждой из трех зон палеокриогенного комплекса – блочному повышению, межблочному понижению и склону между ними – соответствует свой тип почвенного профиля, определяемый наличием или отсутствием определенных генетических горизонтов, формой и степенью выраженности морфологических свойств, в частности, палеокриогенных образований. Разница в строении профилей столь велика, что на данный момент она представляется нам выраженной на уровне подтипа (Алифанов и др., 2001; Алифанов, Гугалинская, 2006): на блоке формируются обыкновенные черноземы (по классификации 1977 г), для которых «...характерна их значительная перерытость, ...растянутость гумусового горизонта и повышение линии вскипания» (Ахтырцев, Каменная степь, 1992; стр. 106) или, согласно классификации 2004 г, сегрегационные черноземы. В межблочных понижениях, в которых создаются условия для повышенного увлажнения за счет дополнительного стока влаги, формируются черноземы типичные или выщелоченные (по классификации 1977 г) с большей мощностью гумусового горизонта, пониженной до 95 см глубиной залегания карбонатов, наличием иллювиального горизонта, обогащенного железом, или миграционно-мицелярные черноземы по классификации 2004 г. Структура почвенного покрова в связи с этим представляет собой комплексный почвенный покров в виде кольцеобразных, ритмически повторяющихся, элементарных почвенных ареалов (рис. 5).

Полученный нами вывод свидетельствует о значительной пестроте почвенного покрова при очень мелкогабаритной его дифференциации (15–20-метровые пятна сегрегационного чернозема на блоках окружены 5–10-метровой ширины ареалами миграционно-мицелярных черноземов в межблочных понижениях) на уровне подтипа. Этот вывод не согласуется с общепринятым мнением о том, что почвенный покров Каменной степи не отличается тонкой мозаичностью, поэтому площадь отдельных урочищ мо-

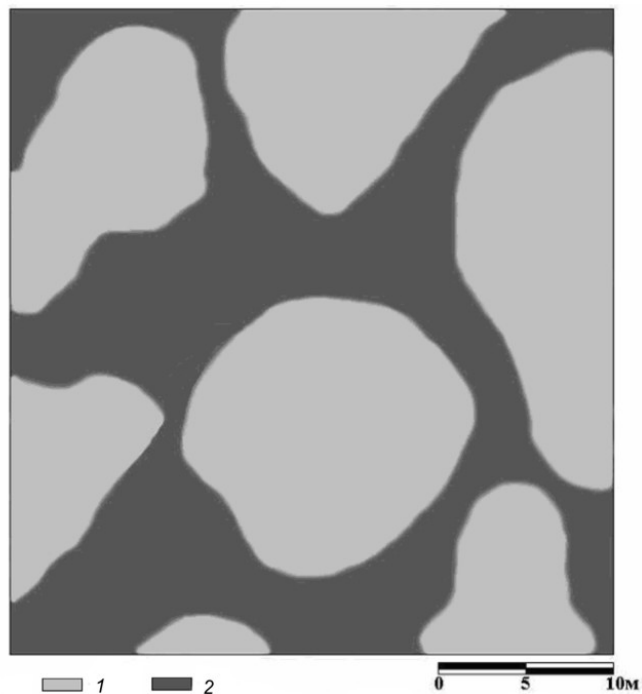


Рис. 5. Почвенная карта участка в лесополосе № 40, заказник «Каменная степь». Условные обозначения: 1 – чернозем обыкновенный (Классификация, 1977), чернозем сегрегационный (Классификация, 2004); 2 – чернозем типичный (Классификация, 1977), чернозем миграционно-мицелярный (Классификация, 2004).

жет достигать нескольких десятков гектаров (Бурнацкий, Винокурова, 1951). Этот же вывод может помочь в дискуссии о влиянии лесных полос на почвы: известно, что в литературе существует две альтернативные точки зрения на трансформацию черноземов под лесополосами: лесопосадки или влияют, или не влияют на исходный почвенный покров. Выбрать точку зрения можно, если на лесополосе и вне ее сравнивать между собой попарно почвы блоков и почвы межблочий.

Палеогеографические этапы формирования, определившие современное функционирование черноземов в связи с палеокриогенным микрорельефом, в значительной мере определяют характер и направление эрозионных процессов. Фактором, стимулирующим формирование эрозионных потоков, являются неровности дневной поверхности водораздельных склонов, в том числе и неровности, образованные за счет реликтового палеокриогенного микрорельефа. Линейный рост овражной системы может происходить за счет последовательного появления бортовых отвершков, закла-

дывающихся по сохранившимся межблочным микропонижениям. Пониженные зоны палеокриогенного рельефа служат ложбинами стока, формируя начальную стадию эрозионной системы, а блоки-повышения, разрушаясь, проходят стадию останцов (Алифанов и др., 2001; Алифанов, Гугалинская, 2006). Палеокриогенные образования в области черноземов уже сыграли значительную роль в истории их формирования и современном функционировании. Но еще большую роль они могут сыграть при современных тенденциях изменения климата и, как следствие этого, при изменении уровня грунтовых вод (УГВ). В последние годы УГВ в черноземах Каменной степи приблизился к отметкам в 2–3 м от дневной поверхности. При таком УГВ формируются лугово-черноземные почвы (Ахтырцев, Ахтырцев, 1994; Мильков, 1977). На сегодня пока еще отсутствуют яркие признаки влияния близкого залегания УГВ в черноземах Каменной степи, хотя отдельные из них уже выявлены (Алифанов, Гугалинская, 2005б). Однако процессы катастрофических изменений в свойствах черноземов при такой динамике подъема УГВ можно проследить на примере орошаемых участков в Каменной степи. Фильтрация из накопительных прудов приводила к тому, что капиллярная кайма достигала поверхностных горизонтов черноземов, в первую очередь в межблочных палеокриогенных понижениях. В результате, как показали наши исследования, поглощающий комплекс черноземов в межблочных понижениях оказался насыщенным натрием (более 20% натрия от суммы поглощенных катионов), и здесь формируются черноземы солонцеватые (Алифанов, Гугалинская, 2005, 2006).

Итак, на дневной поверхности территории исследования на основе погребенных поздневалдайских палеокриогенных структур сформировался и существует в настоящее время слабо выраженный полигонально-блочный и слитно-полигональный микрорельеф. Палеокриогенный генезис микрорельефа доказывается наличием грунтовых клиновидных структур и скопленений языковато-клиновидных образований, к которым приурочены межблочные понижения. Влияние палеокриогенных процессов проявилось в свойствах современных профилей черноземов: наличии или отсутствии отдельных генетических горизонтов, языковато-клиновидной нижней границе гумусового и других горизонтов; в различии мощностей гумусовых горизонтов, степени карбонатности, плотности материала, физико-химических показателей в почвах блочных повышений и межблочных понижений. Палеокриогенные особенности строения дневной поверхности и почв исследованной территории в значительной мере определяют характер и направление современных эрозионных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 318 с.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез и структура почвенного покрова Русской равнины // Почвоведение. 1993. №7. С. 65-75.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Процессы построения почвенного профиля как результат развития иерархической последовательности природных систем // Экология и почвы. Т.3 М.: ПОЛТЕКС, 1999. С.131-145.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюл. Ком. по изуч. четвертичного периода. № 66. М.: ГЕОС, 2005а. С. 33-41.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитогенез черноземов // Почвоведение. 2005б. № 3. С. 309-315.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез и современные черноземы // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006а. С. 45-70.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Исследование истории формирования почв во взаимодействии с палеогеографией, криолитологией, четвертичной геологией, археологией // Экология и почвы. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2006б. Т. 5. С. 11-16.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Позднеплейстоценовый палеокриогенез как фактор дифференциации черноземов // Тр. Междун. симпоз. «Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны». Ростов-на-Дону, 2006в. С. 14-18.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Антошечкина Н. А., Черепьянова Е.А. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909-917.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Палеочерноземы Среднерусской лесостепи в позднем голоцене // Почвоведение. 1994. №5. С.14-24.

Бурнацкий Д.П., Винокурова И.К. Климат и почвы // Опыт освоения травопольной системы земледелия в Каменной степи. Воронеж, 1951. С. 14-21.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975. С. 102-121.

Глазовская М.А. Денудационно-аккумулятивные структуры почвенного покрова как формы проявления педолитогенеза // Почвоведение. 2000. № 2. С. 4-17.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез в центре Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982. 204 с.

Гугалинская Л.А. К истории формирования структуры почв района водозабора и транзита части стока северных рек ЭТС. //Почвенно-экологические и мелиоративные проблемы переброски части стока се-

верных и сибирских рек на юг страны (прогнозы и рекомендации). Тез. докл. Пушино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1983. С. 33.

Гугалинская Л.А. Морфолитогенез центра Русской равнины: Автореф. дис. ... д. б. н. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 44 с.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфогенетический анализ профиля как основа реконструкции условий почвообразования (на примере мерзлотных почв Нерчинской котловины) // Почвоведение. 1979. № 6. С. 5-19.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины // Почвоведение. №1. 2000. С. 102-113.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Особенности почвообразования в ледниковое (поздневалдайское) время в центре Восточно-Европейской равнины // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв». М.: Наука, 2006. С.71-78.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Голоценовые почвы и микростратиграфия поздневалдайских покровных лессовидных суглинков в центре Восточно-Европейской равнины // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы. V Всерос. сов. по изуч. Четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 90-93.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Иванникова Л.А., Антошечкина Н.А. Морфолитогенная цикличность почвообразования и биологический метод ее диагностики // Проблемы эволюции почв. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. С. 83-88.

Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Алифанов В.М., Антошечкина Н.А. Педоциклиты серой лесной и погребенной брянской почв Владимирского ополья и биологические методы их диагностики // Почвоведение. № 10. 2001. С. 1157-1169.

Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О., Алифанов В.М. и др. Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М.: НИИ-Природа, Фонд «Инфосфера», 2007. 282 с.

Докучаев В.В. О задачах и целях, преследуемых особой экспедицией при Лесном департаменте по испытанию и учету разных способов и приемов лесного и водного хозяйства в степях России // Лесной журнал. 1894. № 2.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Каменная Степь – 100 лет спустя. Воронеж, 1992. 274 с.

Карпачевский Л.О. Экологическое почвоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 184 с.

Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 351 с.

Классификация и диагностика почв России. Смоленск, 2004. 341 с.

Лебедева И.И., Овечкин С.В. Полигенез и современные профили черноземов ЕТС // Генезис, антропогенная эволюция и рациональное использование почв: Научн. тр. Почв. ин-та им. В.В.Докучаева. М., 1989. С. 10-17.

Марков К.К. Избр. тр. Палеогеография и новейшие отложения. М.: Наука, 1986. 280 с.

Мильков Ф.Н. Природные зоны СССР. М.: Мысль, 1977. 293 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (Криолитология). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 304 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 215 с.

Рымарь В.Т., Покудин Г.П. Прошлое, настоящее и будущее чернозема. Каменная Степь, 1997. 131 с.

Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск. 1993. 232 с.

Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. М., 1997. 240 с.

Таргульян В.О. Экзогенез и педогенез: расширение теоретической базы почвоведения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 1983. № 1. С. 33-43 с.

Тумин Г.М. Влияние лесных полос на почву в Каменной степи. Воронеж: Коммуна, 1930. 40 с.

Черноземы России: экологическое состояние и современные почвенные процессы. Воронеж: Воронежский ГУ, 2006. 334 с.

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

Щербаков А.П., Васнев И.И. Проблемы использования и охраны черноземов // Почвоведение. 1999. № 1. С. 83-89.