

## ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

Современное литогенетическое направление четвертичной геологии, к числу основоположников которого относят Е.В. Шанцера [1966], тесно соприкасается с множеством геологических и географических наук (стратиграфией, палеогеографией, климатологией и др.), однако почвоведение в это множество практически не входит. Так было не всегда. Во-первых, современное генетическое почвоведение в конце XIX века было основано геологом по образованию В.В. Докучаевым [1883], начавшим свой блистательный путь в почвоведении с изучения аллювия и его фаций на малых реках центра Европейской России. Учениками и последователями В.В. Докучаева были преимущественно геологи: В.И. Вернадский был магистром геологии и минералогии, основная теоретическая работа К.К. Глинки была посвящена процессам выветривания, геологом был почвовед-географ С.С. Неуструев, Н.М. Сибирцев в определении причин разнообразия почв первым пунктом называл материнские (почвообразующие) горные породы, то есть рыхлые четвертичные отложения, на которых формируются почвы.

Во-вторых, после реорганизации в 1930-м году физико-математического факультета МГУ, входящие в его состав почвоведение и грунтоведение были объединены в единую кафедру, на базе которой в 1938-м году был организован геолого-почвенный факультет. И только в 1949 году почвоведение было искусственно оторвано от геологии, когда в связи с решением августовской сессии ВАСХНИЛ 1948 года кафедры почвенного отделения геолого-почвенного факультета были переданы в состав вновь организованного биолого-почвенного факультета. Этот разрыв негативно сказался на развитии некоторых направлений почвоведения: оно оказалось в стороне от формирования современного учения о генетических типах континентальных четвертичных отложений, способствующего новому прочтению генезиса форм земной поверхности и коррелянтных им отложений – отложений, на которых формируются почвы, во многом наследующие свойства почвообразующих пород.

Исторически сложилось так, что генетическое почвоведение зародилось в центре Восточно-Европейской равнины, на которой в качестве почвообразующих пород преобладают покровные лессовидные суглинки, в основном одновозрастные (поздневалдайские). Современный почвенный покров Восточно-Европейской равнины обладает выраженной географической зональностью, и до сих пор правила построения генетических моделей зональных почв являются предметом дискуссии.

Понятие о зональных почвах, появившееся в начале XX века в результате развития учения В.В. Докучаева о природной зональности, использовалось (и используется) с целью наиболее полно отразить влияние зональных *биоклиматических условий* на формирование почв. Однако, как выяснилось к концу 80-х годов прошлого века, внутри каждой из природных зон существует большое разнообразие строения профилей зональных почв и влиянием только климатических факторов это разнообразие объяснить не удастся. На наш взгляд, именно для объяснения этого факта, а именно неодинакового строения профилей суглинистых почв даже в недалеко расположенных разрезах одних и тех же ландшафтных позиций, появилась необходимость обратиться к рассмотрению почвенного покрова как продукта граничных условий, зоны столкновения динамических процессов, действующих внутри и на поверхности земной коры, то есть к развитию *геогенных факторов почвообразования*. В настоящее время теоретическая база почвенно-генетических проблем, связанных с изучением литогенной основы почвообразования (М.А. Глазovская, И.А. Соколов, В.О. Таргульян, Л.О. Карпачевский, А.С. Владыченский и др.) расширяется, появляются новые концепции, обосновывающие влияние литогенного фактора на формирование почвенных профилей. К числу последних относится концепция *морфолитогенеза* [Гугалинская, Алифанов, 1995а и б; 1996; 2000; Гугалинская, 1997].

Как известно, самым общим на поверхности Земли является процесс рельефообразования,

включающий протекающий под контролем сил гравитации процесс переноса материала с более высоких участков поверхности на более низкие. В итоге понижения “надстраиваются” за счет отложения тонких слоев один поверх другого, повышения “срезаются”. Из этого факта следует простой вывод: связи почвообразования с развитием рельефа и перманентным процессом перераспределения поверхностного материала являются весьма тесными, что в настоящее время в условиях современной “гипербиоклиматизации” почвоведения часто не учитывается. Эти связи объясняются некоторыми очевидными, но часто не учитываемыми при изучении почв причинами:

1. Нивелирующие или планирующие поверхность Земли процессы по старой геоморфологической терминологии называются градационными. Мы, вслед за R.Bos и J.Sevink [1975], предлагаем этот термин как упрощающий терминологию, поскольку он заменяет два других, обозначающих планацию рельефа – денудацию материала и аккумуляцию материала. Градационные процессы, понижающие уровень земной поверхности, называем градационными, повышающие его – аградационными. Градационные процессы действуют постоянно и не прекратятся до тех пор, пока внутренняя часть Земли обладает достаточным запасом энергии для поддержания эндогенных процессов, и пока Солнце излучает тепло на поверхность Земли, сообщая энергию экзогенным процессам. Отсюда следует, что поверхность Земли и ландшафты, а вслед за ними почвенный покров и почвенные тела развиваются непрерывно.

2. Связь почвообразования с развитием рельефа известна: любая местность с присущим ей рельефом состоит из зон выноса, транспортировки и накопления, границы которых меняются для каждого переносимого компонента в зависимости от его мобильности. Точно так же любой ландшафт в каждой фазе эволюции подразделяется на три крупные зоны: убывания материала (зона деградации), накопления материала (зона аградации), зону, где материал не убывает и не накапливается (зона стабильности). Ясно, что непрерывная эволюция почв может происходить только в зоне стабильности. В зоне аградации или наращивания материала при крайнем выражении процесса будут формироваться последовательности погребенных почв, почвы зон деградации будут пребывать на ранних стадиях развития. Таким образом, реальный почвенный покров является результатом сложного взаимодействия педогенных и градационных процессов, а его формирование и эволюция тесно связаны с эволюцией ландшафта.

3. Причины эволюции ландшафта также известны. Еще с работ В. Девиса о географическом цикле в истории ландшафта выделяют чередующиеся фазы устойчивости и неустойчивости. Почвообразование требует времени, поэтому почвенный покров должен отражать период относительного затишья в геоморфологической эволюции ландшафта, свидетельствуя о том, что в ходе циклов эрозии и осадконакопления были периоды относительной стабилизации. Фаза неустойчивости должна характеризоваться сокращением почвенного покрова, ускоренным удалением почвенного материала из зон деградации, выносом части его за пределы ландшафта, осадконакоплением в зонах аградации. Наличие серии погребенных почв подтверждает существование повторяющихся во времени фаз неустойчивого развития ландшафтов. Фазы неустойчивости ландшафта обуславливаются тектоническими вертикальными (в основном) движениями земной коры и изменениями климата. В общем виде изменения климата оказывают на эволюцию ландшафта влияние, сходное с влиянием тектонических движений. Похолодание, нарастание суровости и континентальности климата, возрастающая засушливость ослабляют транспортирующую и эрозионную работу водных потоков, усиливают аккумуляцию материала, повышают базис эрозии, то есть способствуют преобладанию в ландшафте аградационных процессов, сходных с действующими в эпохи тектонического опускания. Возрастающая влажность климата, потепление способствуют активизации глубинной эрозии, понижению базиса эрозии, врезанию, увеличению относительных высот рельефа, то есть развитию градационных процессов, характерных в эпохи тектонического подъема.

4. В фазы устойчивого развития ландшафта, когда скорость педогенеза превышает или равна скорости процессов градации, формируется нормальный почвенный профиль. При этом в условиях неизменности факторов почвообразования формируются мономорфные почвы, при изменении факторов или фактора почвообразования – полиморфные почвы. В фазы неустойчивого развития ландшафта, когда скорость процессов градации превышает скорость процессов почвообразования, происходят процессы, крайними следствиями которых являются: а) деградация поверхности и полное уничтожение существующих почв и почвенного покрова; б) аградация поверхности, перекрытие почв новым наносом, изолирующим почвы от воздействия внешних условий, формирование погребенных почв – мономорфных или полиморфных.

5. Если градационные процессы действовали короткое время или были недостаточно активными для полного уничтожения или полной изоляции существующего почвенного профиля, то новая фаза устойчивого развития ландшафта приведет к формированию полиморфных сложных почв, состоящих из двух профилей – остаточного (реликтового) и актуального. При этом актуальный профиль окажется частично или полностью “вложенным” в реликтовый, и один и тот же горизонт или признак может принадлежать разным профилям. Если фазы устойчивого и неустойчивого развития ландшафта сменяют друг друга циклически, формируются поверхностные толщи рыхлых отложений, состоящие из комбинации указанных почв: простые толщи, состоящие из одной или серии отделенных друг от друга мономорфных почв; составные толщи, состоящие из серии наложенных друг на друга до соприкосновения погребенных мономорфных почв; сложные толщи, состоящие из отдельных сложных полиморфных или наложенных друг на друга погребенных полиморфных почв [Гугалинская и др., 1990].

Выявление вышеперечисленных связей при изучении позднеплейстоценовых погребенных почв центра Восточно-Европейской равнины – микулинской и брянской – позволило нам заключить следующее [Гугалинская, 1982]:

- микулинская почва является сложной и состоит из шести почвенных профилей, каждый из которых формировался в последовательно сменяющиеся друг друга стадии почвообразования. В палеогеографических схемах А.А.Величко для Восточно-Европейской равнины микулинская сложная почва (мезенский педокомплекс) состоит из двух почвенных профилей [Величко, Морозова, 1963];

- брянская почва также является сложной и состоит из трех почвенных профилей, сформировавшихся в условиях уменьшения увлажненности и усиления степени континентальности климата; ранее брянская почва считалась мономорфной почвой.

Аналогичный анализ связей почвообразования и перманентного процесса перераспределения поверхностного материала мы провели и для голоценовых почв этого же региона (центра Восточно-Европейской равнины). Начало формирования объекта наших исследований – профилей дневных почв – мы относим к началу формирования их почвообразующих пород, то есть к поздневалдайскому времени, начиная с момента распада последнего ледникового покрова. Накопление почвообразующих пород (то есть толщи

покровных лессовидных суглинков, затронутых голоценовым почвообразованием) началось после максимального похолодания последней ледниковой эпохи (18–20 тыс. лет назад) и продолжалось все время, в течение которого происходило стадияльное и фазиальное отступление ледникового покрова, то есть до начала голоцена. Этот вывод подтверждается тем фактом, что наиболее полные профили дерново-подзолистых и серых почв подстилаются впервые описанной нами погребенной пушинской почвой, имеющей радиоуглеродный возраст 18800+-1200 лет (ГИН-4025) [Алифанов и др., 1988]. Известно, что климатические пульсации при общем потеплении климата в поздневалдайское время обусловили стадияльно-ритмический характер деградации ледникового покрова, таяния многолетней мерзлоты, переувлажнения грунтов в перигляциальной зоне. Эти процессы вызывали ритмические изменения пространственной структуры растительности. На плакорах в составе травянистых сообществ было много осок, в сухих местообитаниях произрастали полыни и маревые, в долинах существовали редкостойные таежные леса из сосны, ели, лиственницы и березы [Величко, 1973; Серебряный, 1974; Спиридонова, 1991; Лаврушин и др., 2002 и др.].

Из анализа литературы следует, что время накопления почвообразующих пород центра Восточно-Европейской равнины соответствовало условиям существования одной широтной криогиперзоны, однако некоторая дифференциация природных условий все же имела место и осуществлялась, в основном, на региональном и локальном уровнях, то есть на уровнях мезо- и микрорельефа и функционально с рельефом связанных денудационно-аккумулятивных и эрозийных процессов, активизировавшихся в интерстадияльные и интерфазиальные перестройки. Мы предположили, что во времена интерстадияльных или интерфазиальных потеплений могли формироваться почвы, но почвы эти должны быть весьма специфическими, непохожими на известные специалистам погребенные почвы, поскольку сведения об их обнаружениях в погребенном состоянии в литературе отсутствуют (существование интерстадиалов подтверждалось находками погребенных аллювиальных и торфянистых отложений).

Анализ полевых материалов, полученных при изучении современных и древних почв центра Восточно-Европейской равнины в карьерах, траншеях, археологических шурфах (т.е. объектах, имеющих очень большую по сравнению с почвенным разрезом обзорную площадь) пока-

зал, что покровные лессовидные суглинки в качестве почвообразующих пород (то есть верхняя 3-х метровая толща) не представляют собой моноклитогенной толщи [Гугалинская, Алифанов, 1995а и б; 1996; 2000]. Если наблюдать суглинки на большом протяжении, можно обнаружить в их толще слои слабо развитых, практически не имеющих выраженных гумусово-аккумулятивного горизонтов, инициальных погребенных почв или элементарных почвенных образований (ЭПО) [Гугалинская, Алифанов, 1995а и б; 1996; 2000; Гугалинская, 1997]. ЭПО отличаются друг от друга или чуть более заметной буровой окраской, или наличием карбонатных новообразований, или иной оструктуренностью мелкозема и др. ЭПО ведут себя как самостоятельные литостратиграфические единицы. Например, часто обнаруживается факт неконформности формы границ этих инициальных погребенных почв и формы современной дневной поверхности, что парагенетическим горизонтам, составляющим профили почв, не свойственно. Иногда можно наблюдать, как литостратиграфические единицы переходят в генетические горизонты развитых на этих суглинках голоценовых почв, образуя нормальный почвенный профиль. Иногда, за счет совмещения разных ЭПО, в профилях голоценовых почв, не подчиняясь никаким законам геохимической миграции веществ в ландшафте, появляются генетические горизонты, совмещающие альтернативные свойства (например, горизонты образования железо-марганцевых и карбонатных конкреций), или, наоборот, отдельные генетические горизонты разделяются на несколько самостоятельных горизонтов, появляются и исчезают горизонты с реликтовыми (например, палеокриогенными) признаками.

Путем сопоставления большого числа разрезов дерново-подзолистых, серых лесных почв и черноземов от Петербурга до Тулы была выявлена последовательность напластования литостратиграфических единиц, которые одновременно являются почвенно-генетическими горизонтами или ЭПО (рис. 1). Оказалось, что реальные профили почв на всей территории исследования состоят из разных комбинаций практически одних и тех же почвенно-генетических горизонтов или ЭПО. Собственная малая мощность (30–50 см) и слабая выраженность профилей ЭПО предполагает, что время их формирования было относительно непродолжительным и неблагоприятным для активного почвообразования. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма в ЭПО предполагают формирование их в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени.

На основании стратиграфических корреляций ЭПО нами была составлена стратиграфическая колонка генетических горизонтов исследованных почв (рис.2). Из этой стратиграфической колонки следует, что поздневалдайские покровные лессовидные суглинки центра Восточно-Европейской равнины, они же почвообразующие породы для исследованных нами современных почв, не являются моноклитогенной и однородной породой, а представляют собой циклически построенную толщу, состоящую из серии наложенных друг на друга ЭПО или частей ЭПО. Эти погребенные ЭПО, прежде чем стать ими, некоторое время пребывали поверхностными почвенными образованиями. Состоящие из ЭПО многослойные образования мы назвали *педоциклитами* [Гугалинская, 1997]. Педоциклиты – толщи, уже прошедшие почвообразование в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, могло унаследовать и (или) трансформировать некоторые из признаков реликтового перигляциального почвообразования. Многочисленные и разнообразные реликтовые признаки разной степени сохранности и трансформации, возможно, как раз и придают профилям современных почв то разнообразие строения, которое вынуждает исследователей создавать новые, все более уточняющие термины и генетические модели.

Факт существования в условиях поздневалдайской криогиперзоны природной циклической последовательности процессов морфо-, лито- и педогенеза является базовым в разрабатываемой нами концепции *морфолитопедогенеза*. Эта концепция основывается на следующих положениях: процесс морфолитопедогенеза представляет собой единое взаимозависимое развитие трех структурных компонентов ландшафта: участков земной поверхности, пород, слагающих эти поверхности, и почв, формирующихся на этих породах. Материнские породы современных почв начали формироваться снизу послойно задолго до голоцена. При этом каждый вновь отложенный в поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием, и что затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или элементарного почвенного образования (ЭПО), погребался новым материалом, который вновь прорабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования и специфической в перигляциальных условиях ледникового времени педогенной проработки поверхностного материала каждого слоя и сформировались педогенно стратифицированные

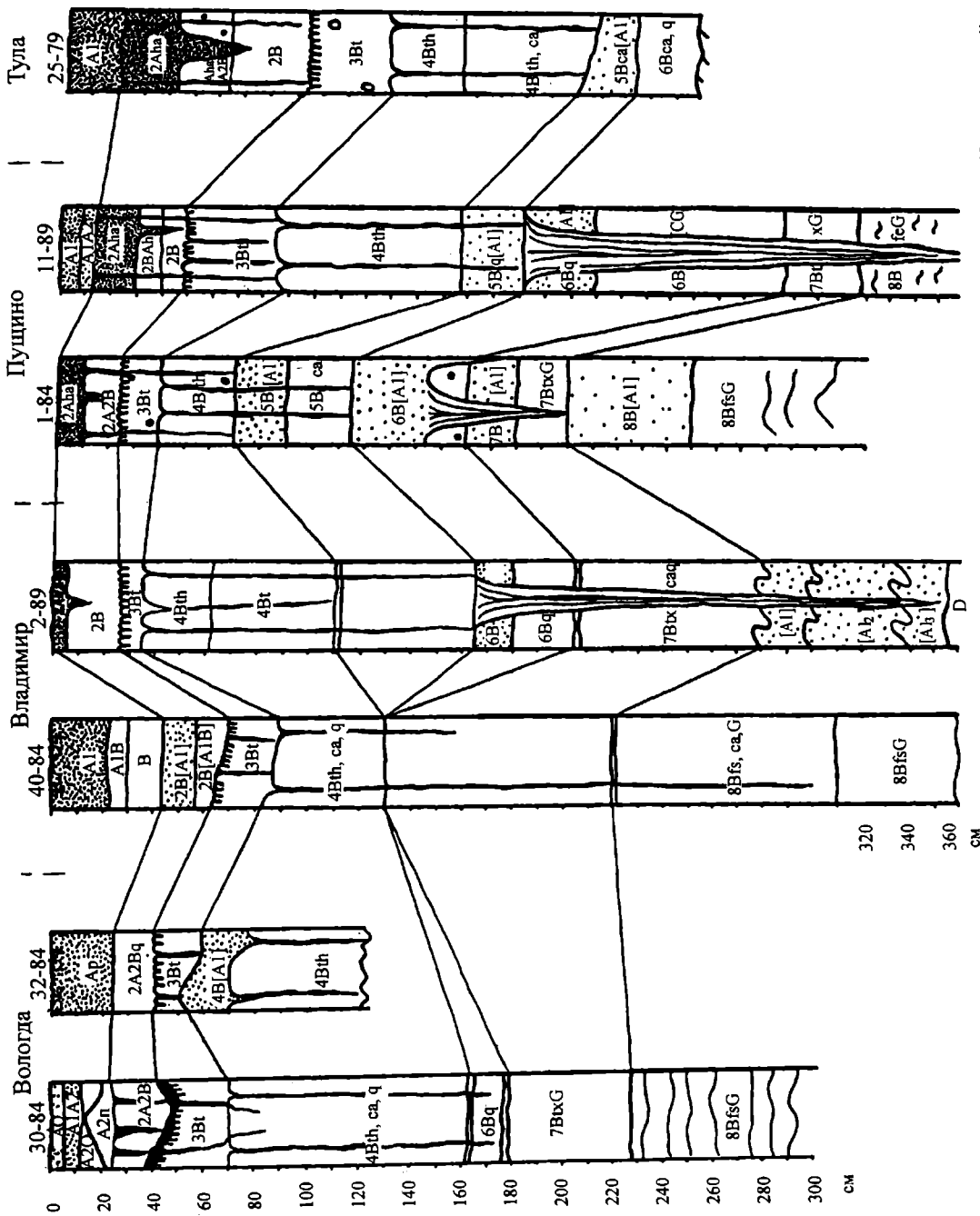


Рис. 1. Стратиграфические корреляции элементарных почвенных образований в профилях дерново-подзолистых (Вологодский участок) и серых почв (Владимирский, Пушчинский, Тульский участки).

Вологда, Владимир, Пушчино, Тула – ключевые участки опорных разрезов. 30-84, 32-84 ..... 11-89, 25-79 – номера почвенных разрезов. А0, А1, А1А2, 2В, 6ВG ..... 8ВfsG – почвенные генетические горизонты; О – торфяные; А2 – подзолистые; В – иллювиальные; G – глеевые. Горизонты, имеющие два и более индексов (А1А2, А2А1а, ВС) – переходные горизонты. Цифры впереди индексов горизонтов – номера ЭПО. Дополнительные индексы горизонтов: ha – “второй гумусовый горизонт” в пределах элювиальной или иллювиальной части профиля; t – наличие глинистых, гумусово-глинистых, железисто-глинистых аккумулятивных пленок; ca – горизонт насыщен карбонатами; g – горизонт имеет глеевые признаки; f – признаки аккумуляции в горизонте железистых и гумусово-железистых соединений; p – пахотные горизонты. Штриховкой (точками) покрыты горизонты, имеющие разную степень гумусовой прокраски. Неровность нижних границ горизонтов выражена в виде узких трещин, языков, клиньев.

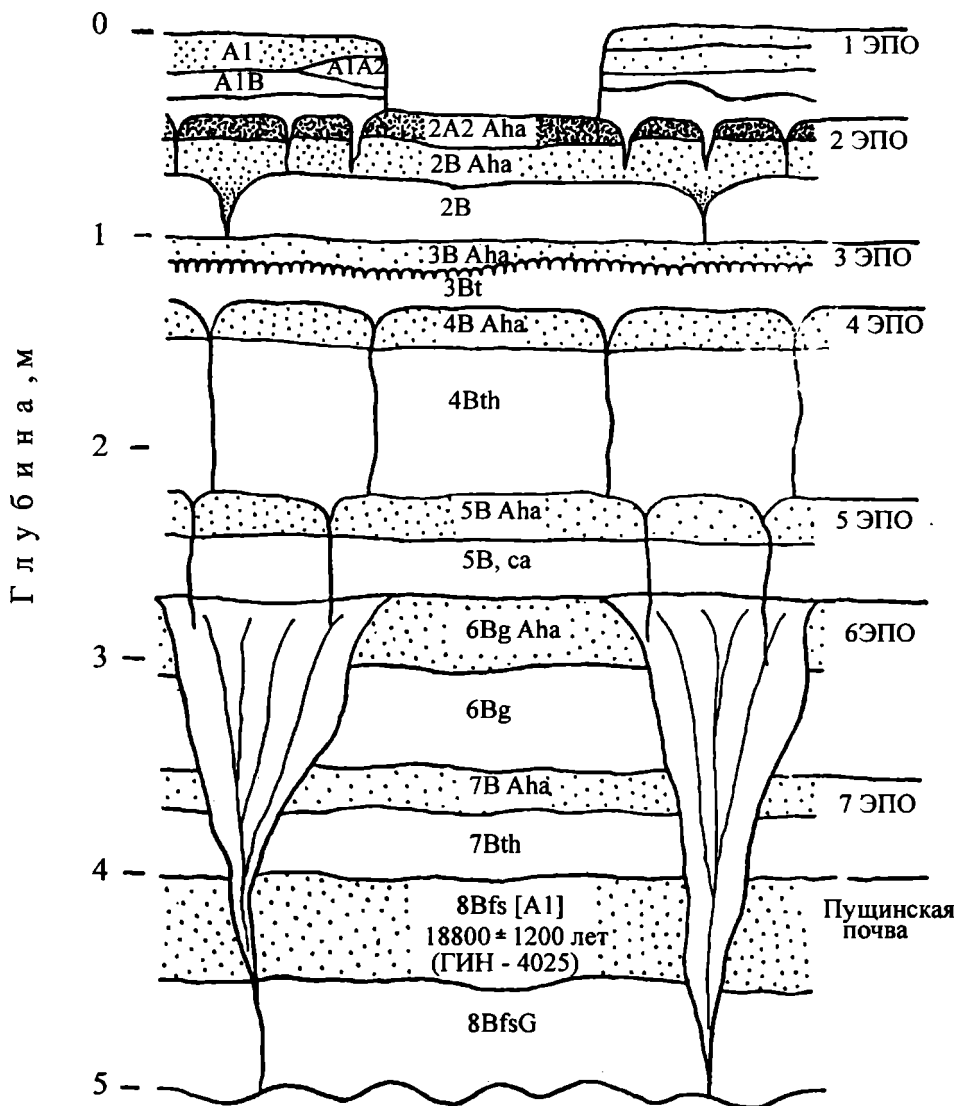


Рис. 2. Стратиграфическая колонка генетических горизонтов серых и дерново-подзолистых почв. 1ЭПО – 7ЭПО – элементарные почвенные образования. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

толщи (педоциклиты), представляющие собой композиции из ЭПО. Поздневалдайские перигляциальные педоциклиты, являясь материнскими породами, определяют внутривертикальный литогенный фон голоценового педогенеза.

Для установления факта существования ЭПО большое значение имеет присутствие в них признаков палеокриогенеза [Гугалинская, Алифанов, 2000]. Направление, связанное с исследованием палеокриогенеза на почвообразование, активно развивается в генетико-эволюционном и палеоэкологическом почвоведении [Гугалинская, 1982, 1997; Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Olsen, 1995; Bronger, 1999; Алифанов и др., 2001; Макеев, 2002; Алифанов, Гугалинская, 1993; 2005 и

др.]. Наш опыт показал, что изучение палеокриогенеза как фактора ранней дифференциации свойств и современного функционирования почв, также как и установление стратиграфических корреляций, требует использования методов четвертичной геологии, например, метода микрофациального анализа строения почвенных профилей путем закладки разрезов-траншей через систему палеокриогенных блок-межблочье-блок. Этот метод использовался нами при изучении роли палеокриогенеза на формирование черноземов. Изучение роли палеокриогенеза в почвообразовании имеет заметное практическое значение, так как позволяет не только показать, но и объяснить микрострату многих свойств почв: неоднород-

ности строения почвенного покрова, изменчивости гидротермических режимов, изменчивости мощностей горизонтов, в первую очередь, гумусовых, пространственной изменчивости содержания многих элементов и их соединений.

Проблема происхождения черноземов – одна из наиболее значительных в фундаментальном почвоведении. По этой проблеме существует огромная литература, начиная с работ В.В.Докучаева [1883] и кончая новейшими исследованиями [Ковда, 1989;

Добровольский и др., 1992; Ахтырцев, Ахтырцев, 1994; Иванов, Демкин, 1996; Щербаков, Васнев, 1999; Алифанов и др., 2001, 2005 и др.]. Однако в истории развития черноземов, в противоположность почв лесной зоны, практически неизученными остаются ранние этапы их формирования, относящиеся к периоду перехода от плейстоцена к голоцену, когда почвообразование испытывало сильное влияние процессов палеокриогенеза [Алифанов, 1995; Алифанов, Гугалинская, 1993; Величко и др., 1996 и др.]. Например, при изучении влияния на почвообразование процессов палеокриогенеза на давно и хорошо изученных черноземах среднемощных типичных заказника “Каменная степь” (Воронежская область) и его окрестностей были выявлены следующие факты: на исследованной территории сохранился погребенный, но заметно выраженный, палеокриогенный полигональный микрорельеф (рис. 3); микрорельеф обусловлен наличием погребенных реликтовых крупных (длиной до 3-х м) грунтовых клиновидных криогенных структур, а также скопленных более мелких (языковато-клиновидных) криогенных образований; размеры блочных повышений полигонального микрорельефа составляют в диаметре 15–25 м, а превышения блоков над межблочными понижениями, расположенными над грунтовыми клиновидными структурами, по результатам нивелирования составляют 10–25 см. Такой тип палеокриогенного микрорельефа был описан А.А.Величко [1973].

Следовательно, формирование изученного современного чернозема типичного с самого начала образования почвообразующих пород и до первых этапов образования дневного гумусового горизонта сопровождалось активными палеокриогенными процессами. По наличию клиновидных палеокриогенных образований в каждом генетическом горизонте (такие формы криоморфизма, как известно, формируются только на дневной поверхности) предполагаем, что каждый из них в свое время пребывал в со-

стоянии дневного ЭПО. О том, что каждый из генетических горизонтов когда-то находился на дневной поверхности, свидетельствуют отчетливо выраженные в этих горизонтах следы перераспределения вновь отложенного минерального материала в форме мелкой делювиальной слоистости по элементам палеокриогенного микрорельефа. Перераспределение продуктов современного почвообразования по элементам палеокриогенного микрорельефа привело к формированию в черноземах под гумусовым горизонтом своеобразного ожелезненного горизонта (гор. В), развитого только в межблочных понижениях. Современное развитие черноземов, наложенное на палеокриогенный микрорельеф, имеет результатом разное строение почвенных профилей на каждой из трех зон палеокриогенного комплекса – блоке, межблочье и склоне между ними. Тип профиля определяется наличием или отсутствием определенных генетических горизонтов, формой и степенью выраженности палеокриогенных образований. Разница в строении профилей столь велика, что мы оцениваем ее на уровне подтипа (чернозем типичный – чернозем типичный солонцеватый).

Палеокриогенные особенности строения поверхностных отложений, почв и форм дневной поверхности исследованной территории в значительной мере определяют характер и направление эрозионных процессов.

Выводы:

- почвообразующие породы центра Восточно-Европейской равнины, многие свойства которых сохранились в профилях почв, формировались в ледниковое (поздневалдайское) время в результате не только процессов постадийного осадконакопления, но и процессов перигляциального (мерзлотно-гидроморфного) почвообразования;

- интегративное воздействие природных процессов, связанных с формированием почвообразующих пород, в поздневалдайское время осуществлялась, в основном, на локальном уровне, то есть на уровнях мезо- и микрорельефа и функционально с рельефом связанных денудационно-аккумулятивных и эрозионных процессов;

- во времена поздневалдайских интерстадиальных или интерфазиальных смягчений перигляциальных условий формировались специфические инициальные почвы с разнообразными признаками надмерзлотно-гидроморфизма; почвы эти в настоящее время находятся в пределах профилей голоценовых почв и обычно не рассматриваются исследователями как самостоятельные почвенные образования;



Рис. 3. Структурные формы выражения палеокриогенеза в микрорельефе заказника “Каменная степь” - полигональный (полигонально-блочный) и слитно-полигональный микрорельеф на плоских водораздельных поверхностях (М 1:17000).

1 – полигонально-блочный микрорельеф, 2 – лесные полосы в Каменной степи



- процесс морфолитопедогенной цикличности может рассматриваться как механизм формирования поздневалдайской толщи почвообразующих пород, сохранившей признаки нескольких стадий реликтового надмерзлотного гидроморфизма;
- палеокриогенные образования в профилях современных почв оказывают заметное воздействие на современное функционирование почв;

- особенности перигляциального почвообразования, сохранившиеся в профилях голоценовых почв, позволяют достоверно детализировать природный процесс в поздневалдайское время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-04-49940, 04-04-48918) и Программы “Университеты России”

## Литература

- Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 320 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. Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов // Почвоведение. 2005. № 3. С. 309–315
- Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Антошечкина Н.А., Черепянова Е.А. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909–917
- Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Ковда И.В. К истории почв центра Русской равнины // Почвоведение. 1988. № 9. С. 76–84.
- Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Палеочерноземы Среднерусской лесостепи в позднем голоцене // Почвоведение. 1994. №5. С.14–24.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М. Изд-во АН СССР, 1963. С. 100–146.
- Величко А.А. Морозова Т.Д., Нечаев В.Б., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
- Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982, 204 с.
- Гугалинская Л.А. Морфолитопедогенез центра Русской равнины. Автореф. дисс. ... докт. биол. н. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 44 с.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Палеогидроморфизм почв Русской равнины – развитие концепции // Почвоведение. 1995а. №1. С. 63–72.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфолитопедогенез и неотектоника // Почвоведение. 1995б. № 9. С. 1061–1070.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Биосферно-тектонические взаимодействия и их реализация в почвенном покрове // Почвоведение. 1996. № 8. С. 949–960.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины // Почвоведение. 2000. № 1. С. 102–113.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Фоминых Л.А. Концепция формирования профиля почв гумидной области Русской равнины // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Пушкино, 1990. С. 83–92.
- Добровольский Г.В., Шишов Л.Л., Щербаков А.П. Состояние, прогноз и повышение плодородия черноземов // Вестник РАСХН, 1992, №5. С.24–27.
- Докучаев В.В. Русский чернозем. 1883. Избр. соч.. Т.1. М., 1948. С.25–435.
- Иванов И.В., Демкин В.А. Проблемы генезиса и эволюции степных почв: история и современное состояние // Почвоведение. 1996. № 3. С. 324–334.
- Ковда В.А. Проблемы защиты почвенного покрова и биосферы планеты. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1989. 156 с.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В. Календарно-событийная стратиграфия позднего неоплейстоцена. Сборник материалов // Третье Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск. Ойкумена, 2002. С. 143–145.
- Макеев А.О. Палеопочвоведение: состояние и перспективы (по материалам комиссии по палеопочвоведению) // Почвоведение. 2002. №4. С. 398–411
- Серебряный Л.Р. Поздне-последниковоье // Геохронология СССР. Т. 3, Л. Недра 1974. С. 75–84
- Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М. Наука. 1991. 222 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966.
- Щербаков А.П., Васенев И.И. Проблемы использования и охраны черноземов // Почвоведение. 1999. № 1. С. 83–89.
- Bos R.H.G. and Sevink J. Introduction of gradational and pedomorphic features in descriptions of soils. J. Soil Sci., 1975, v. 26, N 3, p. 224–233.
- Bronger A. Loess – buried paleosols – geosols – welded paleosols – pedocomplexes – towards a global Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history // Chinese Science Bulletin. 1999. V. 44. Suppl. 1. P. 1–7.
- Olsen L. Pleistocene paleosols in Norway – implications for climate and glacial activity // PPCN. 1995. № 12.