НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с.86—96

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

УДК 631.487(470.1)

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПАЛЕОПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ТАЕЖНЫХ ПОЧВАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ

Г. М. Втюрин

Институт биологии Коми научного центра УрО РАН, 167610, Сыктывкар, Коммунистическая, 28, Россия

Показано, что важнейшим фактором дифференциации почвенного покрова в средней и северной тайге является микрорельеф, а наиболее распространенными структурами почвенного покрова, независимо от мезорельефа и почвообразующих пород — комплексы почв. Анализ строения поверхностей водоразделов выявил широкое распространение здесь бугристо-западинного микрорельефа, который и формирует комплексность. Специалисты называют такой микрорельеф полигонально-блочным. Исследования почвенных профилей в понижении и западине между буграми показали, что они сформированы на месте вытаявших полигонально-жильных льдов. По наличию признаков мерзлотных деформаций и погребенного гумусированного материала в двух профилях на двух уровнях сделана попытка реконструкции их истории. Высказана гипотеза о существовании фаз темноцветного почвообразования и мерзлотного пучения грунтов в среднем голоцене.

Тайга, почвенный покров, микрорельеф, палеокриогенез, палеопочвообразование, возраст почв

PALEOCRYOGENESIS AND PALEOPEDOGENESIS IN TAIGA SOILS OF THE EUROPEAN NORTHEAST

G. M. Vtyurin

Institute of Biology, Komi Science Center, Ural Division, RAS, 167610, Syktyvkar, Kommunisticheskaya str. 28, Russia

The paper shows that microrelief is the most important factor of differentiation of soil cover in the middle and northern taiga subzones. Regardless of mesorelief and soil-forming material, soil complexes (microassociations) are the most wide spread type of structure of soil cover. The analysis of surface composition in watershed areas revealed a wide distribution of mound-and-basin microrelief, which controls the complexity of soil cover. Experts refer to this kind of relief as a polygonal-blocky one. Studying of soil profiles in open hollows and closed inter-mound basins showed that their formation is due to thawing out of polygonal ice wedges. An attempt was made to simulate the history of a profile based on evidence of cryoturbation and buried humus-enriched material found at two depths. A hypophesis is advanced on existence of a phase of dark-colored soil formation and frost heave in the middle Holocene.

Taiga, soil cover, microrelief, paleocryogenesis, paleopedogenesis, soil age

ВВЕДЕНИЕ

Таежная зона европейского северо-востока расположена за пределами современного распространения вечной мерзлоты. Однако, как и в областях мерзлотных почв, важнейшей особенностью почвенного покрова здесь является мелкоконтурность [*Забоева, 1975*]. Будучи бесспорным, данное явление в почвоведении обычно воспринимается лишь как следствие избыточного атмосферного увлажнения и неровностей земной поверхности. Хотя последним отводится важная роль в дифференциации почвенного покрова, их генезис и география на северо-востоке Европы не освещены. Между тем сведения, накопленные в палеогеографии, мерзлотоведении и палеопочвоведении указывают на огромную роль в формировании современной скульптуры земной поверхности процессов и явлений палеокриогенеза, которые происходили в плейстоцене и могут исследоваться методами почвоведения. Целью данной публикации является попытка обобщения автором собственных и литературных данных о строении микрорельефа и почвенного пок-

© Г. М. Втюрин, 1999

рова водоразделов таежной зоны, а также генезиса его компонентов в связи с палеокриогенезом и палеопочвообразованием.

МАТЕРИАЛЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования почвенного покрова (ПП) в северо- и среднетаежной подзонах показали, что ведущими факторами его дифференциации в обеих подзонах являются микрорельеф и напочвенный покров [*Втюрин, 1991; Втюрин, Певный, 1996*]. Так, информационные показатели связей по [*Пузаченко, Мошкин, 1969*] почв с литогенным микрорельефом на покровных пылеватых суглинках северной тайги достигали 0,34, с растительностью — 0,31, на водно-ледниковых заболачивающихся песках Печорской равнины — 0,44 и 0,66 соответственно. Весьма тесная связь почв с микрорельефом объясняется с одной стороны избыточным атмосферным увлажнением лесной зоны, в результате чего микрорельеф становится или перераспределителем влаги (на суглинках), или фактором, контролирующим глубину залегания грунтовых вод (на песках), с другой — классификацией таежных почв, в основе которой лежит дифференциация их по степени увлажнения.

Учитывая эту связь правомерно предположить, что знание закономерностей строения и причин его образования может стать важнейшим этапом или инструментом познания генезиса почвенного покрова. Наши многолетние почвенные исследования в северной и средней тайге, сопровождавшиеся гипсометрической съемкой, позволили выявить некоторые закономерности строения поверхности водоразделов. Главная из них заключается в том, что на преобладающей части их наблюдается регулярное чередование бугров или плосковершинных повышений и западин, в результате чего поверхность имеет сетчатое или ячеистое строение.

Так, в северной тайге на моренном увале, перекрытом покровными крупнопылеватыми суглинками, можно видеть (рис. 1), что рельеф водораздела образован сетью микроповышений и западин, разделенных плоскими поверхностями. Некоторые микроповышения имеют по несколько вершин. Высота повышений 30—60 см, расстояния между вершинами в повышениях 18—25 м, между повышениями — 40 м. В этих условиях образуется мелкоконтурный и контрастный ПП (рис. 2), в состав которого на очень ограниченной территории входят все зональные типы почв от подзолистых до болотных. Вследствие малых размеров элементарных почвенных ареалов, высокой контрастности компонентов и определенной упорядоченности, комбинация почв данного водораздела согласно такономической системе классификации структур почвенного покрова В. М. Фридланда [*1972*] должна быть отнесена к комплексам.

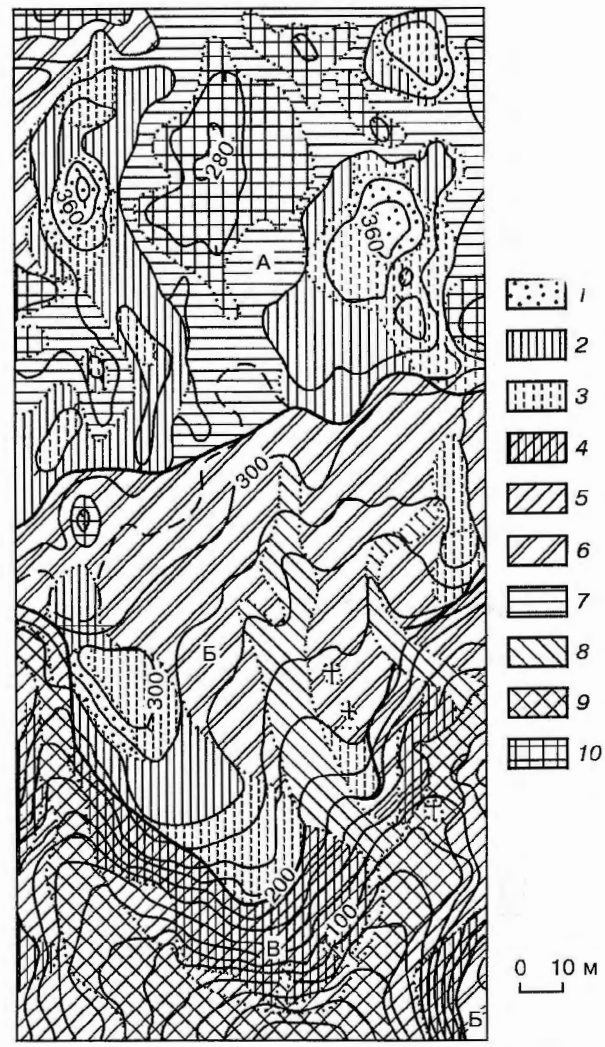

Рис. 1. Мезо- и микрорельеф Троицко-Печорского ключа.

Элементы мезорельефа: А — водораздел, Б — склон, В — ложбина; 1—10 — формы и элементы микрорельефа: 1—3 — микроводоразделы (*1* — слабопокатые, 2—4°; *2* — пологие, 1—2°, *3* — плоские, до 1°); *4—6* — склоны (*4* — покатые, 4—5°, *5* — слабопокатые, 2—4°, *6* — пологие, 0—2°); *7* — плоские (до 1°) поверхности; *8* — слабоврезанные микроложбины; *9* — днища лощин; *10* — микродепрессии. Сечение горизонталей 20 см.

На рис. 3 изображен микрорельеф ключевого участка, заложенного на волнистой водноледниковой равнине с абс. высотой 150 м, расположенной также в северной тайге в бассейне Печоры. Почвообразующие породы — маломощные галечниковые пески, подстилаемые моренными суглинками. В верхней части рисунка

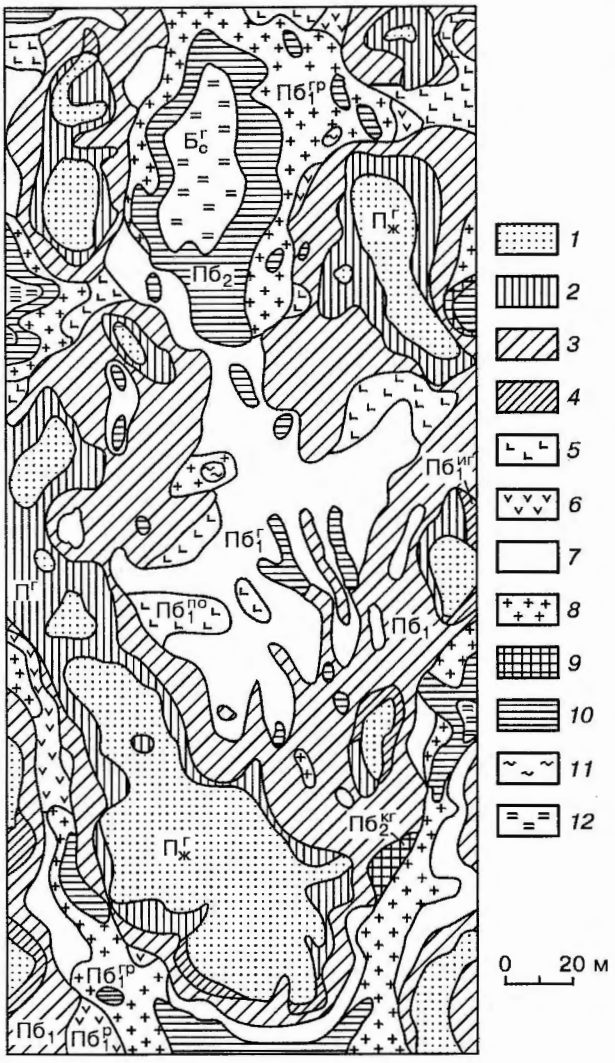

Рис. 2. Почвенный покров Троицко-Печорского ключа.

Почвы: *1* — подзолистые иллювиально-железистые; *2* — глееподзолистые; *3* — торфянисто-подзолисто-глееватые; *4* — торфянисто-подзолисто-глееватые иллювиально-гумусовые; *5* — торфянисто-подзолисто-глееватые подподстилочно оруденелые; *6* — торфянисто-подзолисто-глееватые контактно оруденелые; *7* — торфянисто-контактно-глеевые; *10* — торфяно-поверхносто-глеевые; *11* — торфяно-подзолистые поверхностно-глеевые деформированные; *12* — болотные верховые торфяно-глеевые.

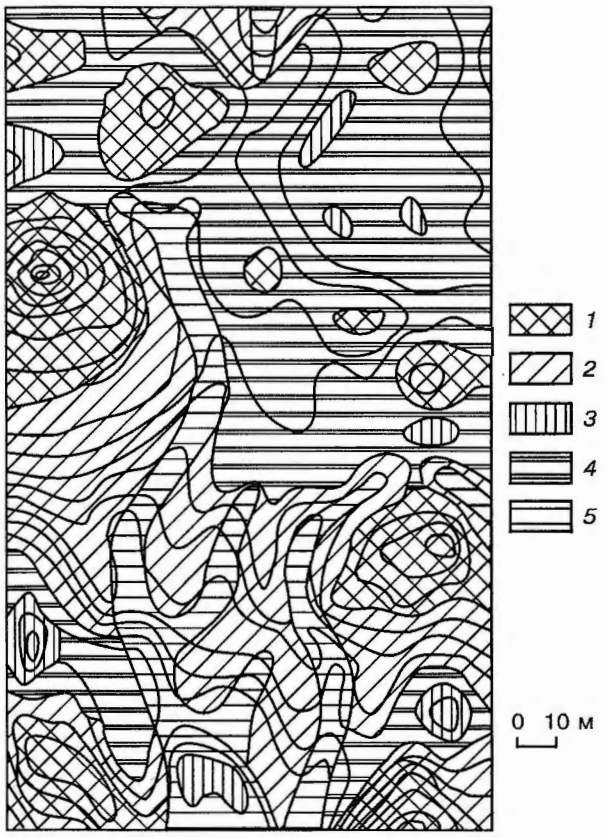

Рис. 3. Микрорельеф Митрофановского ключа.

1 — повышение, *2* — склоны, *3* — западины, *4* — плоские поверхности, *5* — ложбины. Сечение горизонталей 10 см.

прослеживается та же закономерность: плоская фоновая поверхность осложнена микроповышениями и мелкими западинами. Расстояние между повышениями 20—50 м. При снижении базовой поверхности на 1 м, что наблюдается в нижней части рисунка, контрастность микрорельефа заметно усиливается за счет большей глубины западин, а расстояние между повышениями уменьшается.

Ключевой участок Нибельской низины (рис. 4) приурочен к одноименной тектонической впадине. Он также расположен в северной тайге на левобережье р. Печора. Абсолютная высота 120 м, почвообразующие породы представлены древнеозерными крупно- и среднезернистыми песками, с прослоями сортированного дресвянистого материала. Грунтовые воды залегают на глубине от 0,5 до 1,5 м. В почвенном и растительном покрове ярко выражено заболачивание.

В верхней части рисунка изображена крупная песчаная, вероятно, литогенного происхождения грива со слабоэродированными склонами. В средней части — очень пологий склон, осложненный лощинками глубиной 20—30 см, микроповышениями таких же размеров и блюдцеобразными западинами. Последние приурочены большей частью к лощинам и низкой, плоской заболоченной части ключа. Расстояние между повышениями 20—49 м. Как следствие бугорковато-западинного микрорельефа обоих ключей

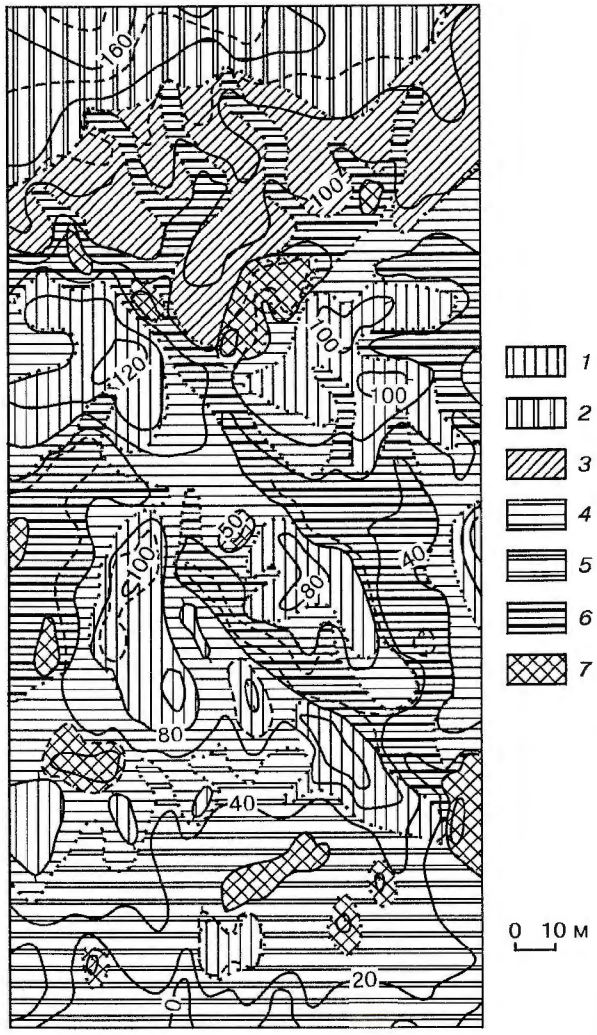

Рис. 4. Микро- и мезорельеф Нибельского ключа.

1 — микроповышения; *2* — водораздел; *3* — склон водораздела; *4* — склон мезодепрессии; *5* — мезодепрессия; *6* — микроложбина; *7* — микродепрессии. Сечение сплошных горизонталей 20 см.

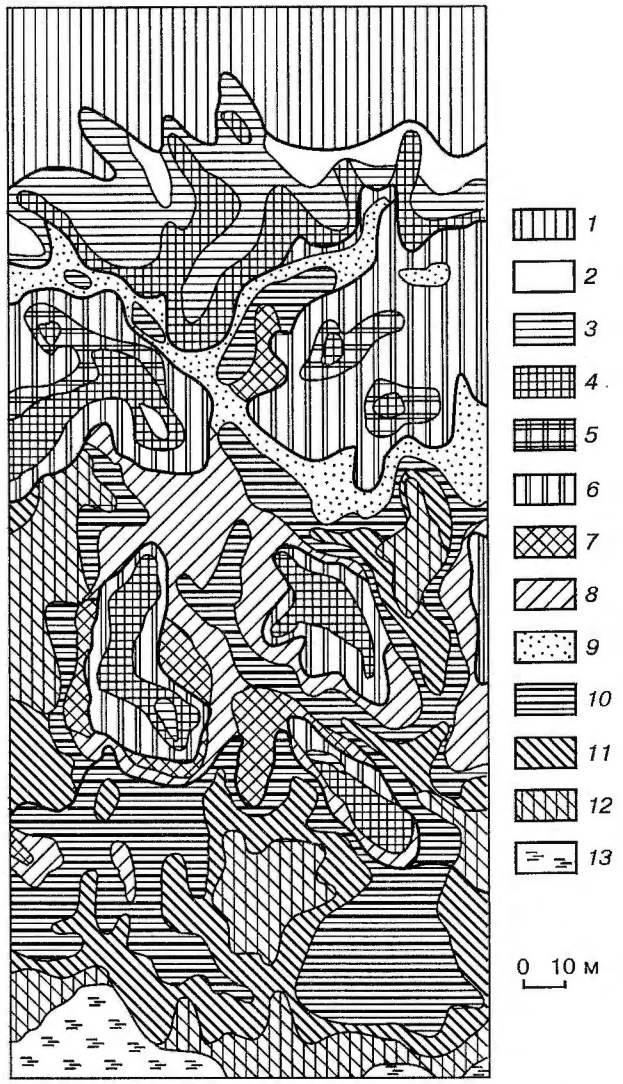

Рис. 5. Почвенный покров Нибельского ключа.

Почвы: *1* — подзолы иллювиально-железистые; *2* — подзолы иллювиально-железистые профильно оглеенные; *3* — подзолы гумусо-железистые профильно оглеенные; *4* — подзолы гумусо-железистые грунтово-глееватые; *5* — подзолы с глубоким ортзандом грунтово-глеевые; *6* — подзолы ортзандовые; *7* — подзолы иллювиально-гумусовые торфянистые; *8* — подзолы с мягким ортзандом торфянистые; *9* — подзолы иллювиально-гумусовые торфянистые конкреционные; *10* — подзолы иллювиально-гумусовые торфяные; *11* — торфяно-глеевые остаточно-подзолистые; *12* — торфяно-глеевые; *13* — болотные торфяные на маломощных торфах.

на песчаных отложениях их ПП очень сложный и контрастный и представлен комплексами. На Нибельском ключе подзолисто-гидроморфные комплексы входят в сочетание с подзолами железистыми гривы и болотными торфяными почвами пониженной центральной части водораздела (рис. 5).

Ключевые участки в среднетаежной подзоне заложены на вершинах холмов в окрестностях г. Сыктывкар. Почвообразующие породы как и на первом ключе — покровные крупнопылеватые суглинки. Водораздел Дырносского участка (рис. 6) представляет собой плоскую поверхность, осложненную микроповышениями и понижениями. Расстояния между повышениями 40 м. Каждое повышение, как и на Троицко-Печорском ключе имеет несколько вершин, разделенных седловинами. Расстояние между вершинами в повышениях 18—25 м. В центре ключа есть

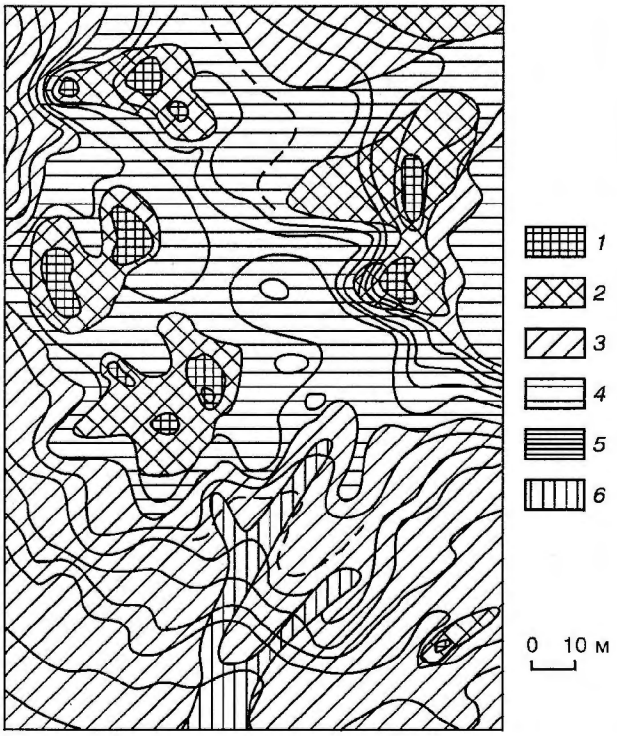

Рис. 6. Микрорельеф Дырносского ключа.

1 — вершины микроповышений; *2* — микроповышения; *3* — склоны; *4* — плоские поверхности; *5* — западины; *6* — лощины (водосборы). Сечение 25 см.

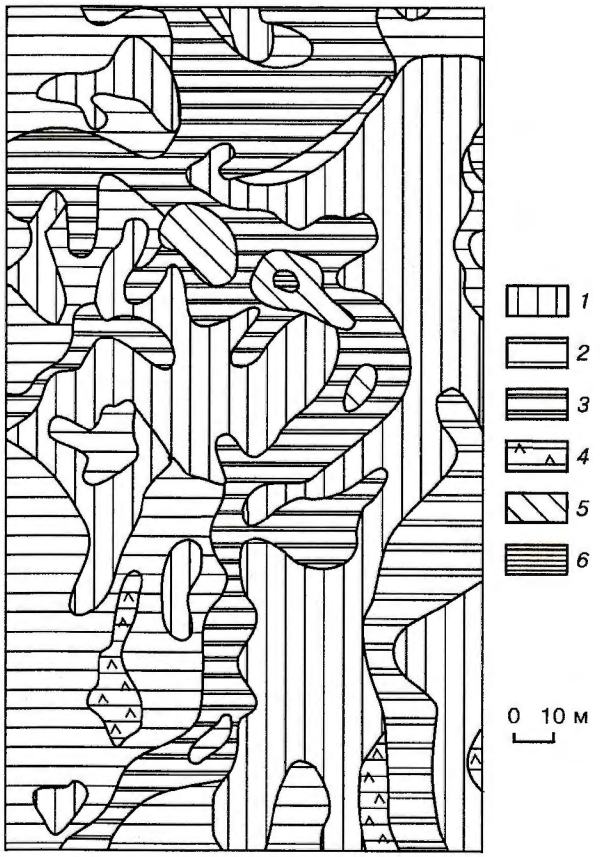

Рис. 7. Почвы Дырносского ключа.

1 — подзолистые иллювиально-железистые; *2* — подзолистые; *3* — подзолистые поверхностно-глееватые; *4* — слабодерново-подзолистые; *5* — торфянисто-подзолисто-глееватые; *6* — торфяно-подзолисто-глеевые.

блюдцеобразная западина. ПП менее гидроморфный, чем на северотаежных ключевых участках (рис. 7). По сути он является также комплексным, так как образован почвами двух типов: подзолистыми и болотно-подзолистыми. Но последние занимают только 6 % площади водораздела, поэтому комбинация почв водораздела классифицируется как пятнистость подзолистых почв.

Максимовский ключевой участок, изображенный на рис. 8, расположен на слабовыпуклой вершине моренного холма овальной формы с абс. высотой 170 м, почвообразующие породы — покровные крупнопылеватые суглинки, начинающие вскипать от воздействия 10 % раствора HCl на глубине 140—170 см. Участок съемки проходит через высшую точку водораздела. Подобно предыдущим ключам микрорельеф сложный, состоит из грядовых повышений и микроводоразделов, а также понижений между ними. Понижения делят гряды на секции или блоки с расстояниями между вершинами от 20 до 60 м. Понижения имеют слабо выраженную древовидную эрозионную форму. Но как во всех расширенных, так и в суженных участках понижений встречаются плоские блюдцеобразные западины. Почвенный покров контрастнее, чем на предыдущем ключе, образован комплексами подзолистых, болотно-подзолистых и болотных почв. Подробная характеристика почв микроводоразделов данного участка приведена в Путеводителе научной почвенной экскурсии Международной конференции „Криопедология'97" [*Путеводитель..., 1997*].

Таким образом, на всех типах равнинного рельефа и почвообразующих пород, характерных для таежной зоны Европейского северо-востока, за формами микрорельефа, обусловленными литогенезом (гряды, гривы) и эрозией (микролощины), прослеживается наличие бугристо-западинного микрорельефа. Высота бугорков составляет от 0,3 до 1,5 м, расстояние между их вершинами от 20 до 40, реже до 60 м. Блюдцеобразные западины, ныне заполненные торфом, встречаются как на плоских понижениях между буг-

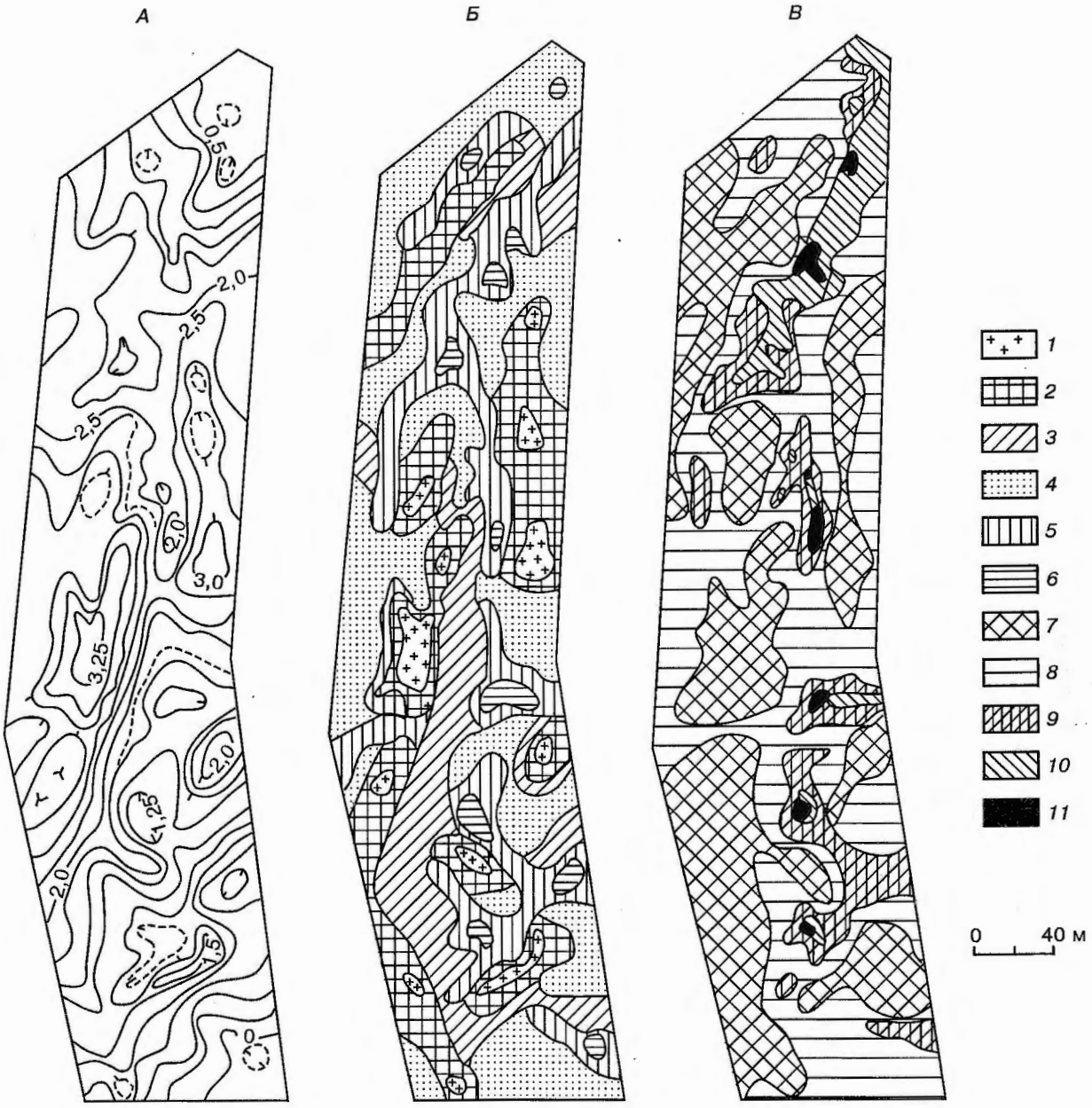

Рис. 8. Максимовский ключ.

А — гипсометрическая карта-схема (сечение горизонталей 0,25 м). *Б* — микрорельеф: *1* — вершины микроповышений; *2* — микроповышения и микроводоразделы; *3* — крутые и покатые склоны; *4* — пологие склоны и плоские поверхности, *5* — проточные понижения; *6* — замкнутые понижения; *В* — почвы: *7* — подзолистые; *8* — подзолистые поверхностно-глееватые; *9* — торфянисто-подзолисто-глееватые; *10* — торфяно-подзолисто-глеевые; 11 — торфяно-глеевые и торфяные.

рами, так и в неглубоких с малыми уклонами лощинах. Данное явление позволяет сделать заключение о единстве генезиса бугристо-западинного микрорельефа и его постлитогенном возрасте.

Палеогеографы и криолитологи [*Величко, 1964, 1965; Бердников, 1976 и др.*] называют аналогичный микрорельеф полигонально-блочным, связывают его образование с реликтовыми мерзлотными явлениями — наличием ледяных или грунтово-лсдяных жил и клиньев во время последней стадии валдайского оледенения или с условиями резкоконтинентального климата и глубокого промерзания-протаивания [*Попов и*

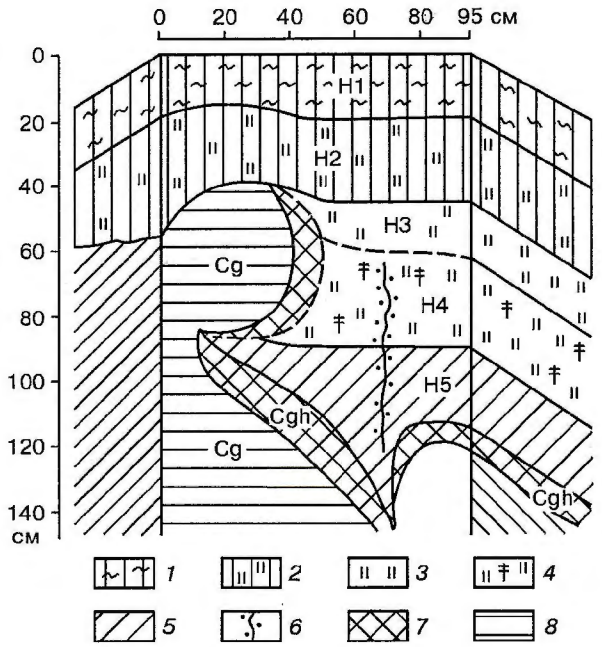

Рис. 9. Торфяная остаточно-низинная почва, разрез В-6.

Виды торфа: *1* — древесно-сфагновый переходный; *2* — древесно-шейхцериевый переходный; *3* — шейхцериевый низинный; *4* — хвощево-шейхцериевый низинный; *5* — древесный низинный; *6* — вертикальная заиленная трещина; минеральная толща: *7* — горизонт Cgh; *8* — крупнопылеватые суглинки.

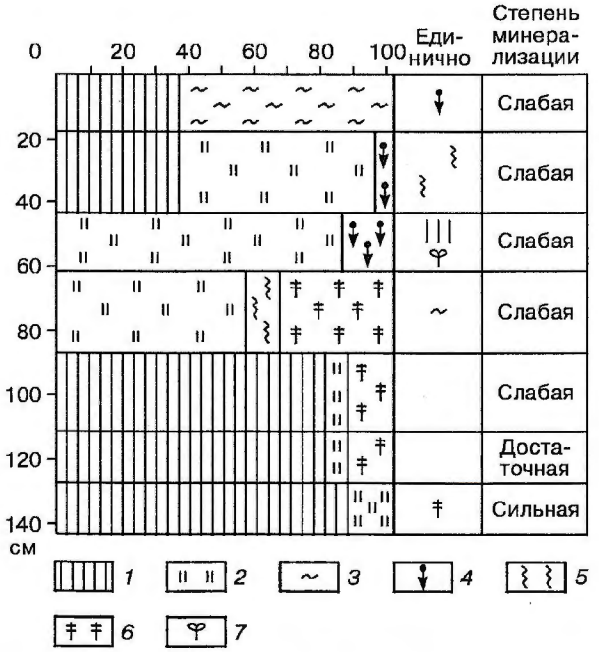

Рис. 10. Ботанический состав торфяной почвы разреза В-6 в % (определен Р. Н. Алексеевой).

1 — древесина; *2* — шейхцерия; *3* — сфагнум; *4* — пушица; *5* — осоки; *6* — хвощ; *7* — вахта.

др., 1985]. Палеомерзлотный генезис понижений и западин на водоразделах средней части Русской равнины подтверждают и многие почвоведы. Наиболее глубоко он изучен и обоснован В. М. Алифановым [*Алифанов, Гугалинская, 1993; Алифанов, 1995*]. Связь межблочных понижений с палеокриогенезом подтверждают и наши данные.

Разрез В-6 (рис. 9) заложен на Максимовском ключевом участке, в центре полузамкнутого понижения диаметром 7 м под сфагновым покровом. Почва — торфяная остаточно-низинная. Обращает внимание сложная граница торфа и подстилающего суглинка. Мощность торфа на левой стенке разреза 60 см, на правой — 120, торфяной клин в центре разреза достигает глубины 145 см. Нижняя часть залежи (рис. 10) представлена древесным низинным сильноминерализованным торфом (ботанический состав определен Р. Н. Алексеевой), средняя — низинным шейхцериевым, который выше сменяется переходным древесно-шейхцериевым и завершается древесно-сфагновым. В составе древесины преобладает береза, в верхней части есть ива и ольха.

Вмещающая минеральная масса неоднородна по составу — от средне- до тяжелосуглинистой, причем пограничный с торфом пропитанный гумусом участок клина отличается наиболее легким составом, а верх — тяжелым. В шейхцериевой части торфа над клином прослеживается вертикальная заиленная трещина. В средней части профиля в торфяную залежь вдается округлое минеральное пятно, в пространстве образующее валик. Его контакт с шейхцериевым торфом представляет смесь ила и торфа, а сам торф имеет косослоистое залегание. Строение пятна и наклонное залегание слоев смежного с ним торфа позволяют сделать вывод об образовании его в результате пучения грунта после или в конце стадии образования шейхцериевого торфа.

На рис. 11 приведен профиль торфяно-подзолисто-глеевой почвы. Разрез В-7 заложен в 60 м от разреза В-6 на периферии плоского, но проточного расширенного понижения вершины холма под сфагновым покровом. Почвообразующая порода — крупнопылеватый покровный суглинок. Мощность торфяной подстилки 17 см. Нижняя половина ее среднеминерализованная, имеет шейхцериево-сфагновый состав. Болотоведами торф такого состава характеризуется как переходный от низинного к верховому. Весь минеральный профиль оглеен. Под подстилкой за-

легает мощный потечно-гумусовый горизонт Ehg, имеющий большое значение для диагностики степени гидроморфизма почв. В средней части профиля выделяется гумусированное пятно пирамидальной формы с основанием шириной 40 см. Через основание проходит субгоризонтальная гумусированная полоса с диффузной верхней и резкой нижней границей. Материал пирамиды отличается от вмещающих горизонтов более тяжелым гранулометрическим составом, повышенными значениями pH и насыщенности почвенного поглощающего комплекса основаниями (см. рис. 11).

Под пирамидальным пятном залегает тяжелосуглинистый горизонт BCg с включениями древесины. На глубине 120 см он сменяется бесструктурным горизонтом Cg мозаичным по составу и окраске. В нем на фоне ржавой супесчаной массы обильны тяжелосуглинистые пятна, среди которых есть прокрашенные гумусом. Одно из таких пятен имеет форму клина с резкими границами. Нижняя граница горизонта корытообразная, извилистая, опускается под пирамиду и гумусовые пятна. В основании горизонта встречен отмерший древесный корень диаметром 3 см, хотя современные гидротермические и физико-химические условия данных почв не допускают развития корней за пределами подстилки. Ниже 150 см легкий, а затем средний суглинок пересечен субвертикальной гумусированной полосой (жилой) шириной 20—25 см, которая посередине разделена вертикальной гумусированной трещиной с заиленными стенками. Жила также как и пирамида, имеет тяжелосуглинистый состав, но содержание ила в ней на 8 % выше, чем в пирамиде.

Будучи согласным с С. В. Губиным [*1997*] в том, что реконструкции истории развития профилей мерзлотных почв в большинстве случаев могут иметь лишь теоретическое значение и, как правило, неоднозначны, с уверенностью отметим приуроченность обоих профилей к местам, связанным с палеокриогенным растрескиванием грунтов. Торфяная почва разреза В-6 замещает ледяной клин, вытаивание которого привело к образованию замкнутой западины и формированию торфяника в ней. Наряду с криогенным растрескиванием образованию западины могло способствовать вытаивание подземных льдов, выщелачивание карбонатов из исходного карбонатного покровного суглинка, а также уплотнение вследствие оглеения. Разрез В-7 сформи-

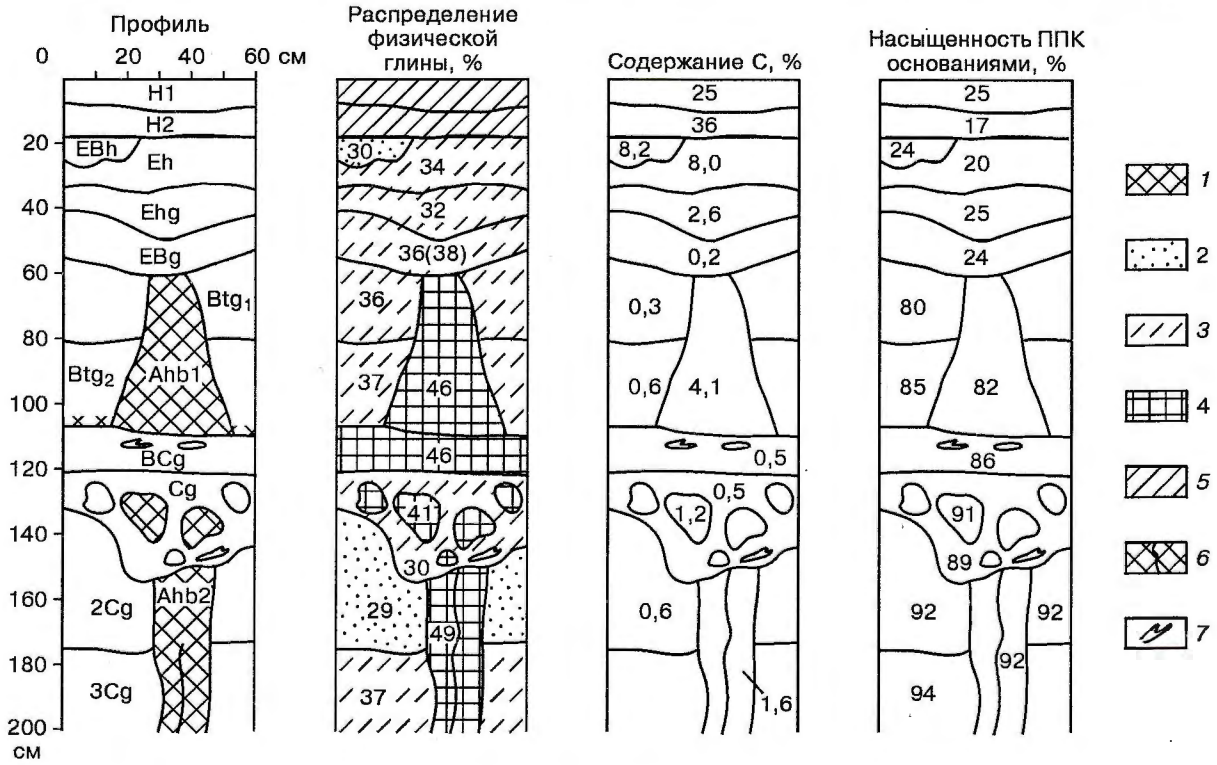

Рис. 11. Торфяно-подзолисто-глеевая почва, разрез В-7.

1 — гумусированные полосы и пятна; *2* — легкий суглинок; *3* — средний суглинок; *4* — тяжелый суглинок; *5* — торф; *6* — вертикальная трещина в гумусированной полосе; *7* — погребенная древесина.

рован над земляной или ледово-земляной жилой, основание которой уходит за пределы 2 м от современной поверхности почвы. Очевидно, образованию жилы предшествовала стадия почвообразования, материалом которой заполнено ее узкое пространство. Замещающий жилу материал темноцветной почвы не имеет признаков оподзоливания. Он отличается наиболее тяжелым по профилю гранулометрическим составом и очень высокой насыщенностью поглощающего комплекса основаниями при невысоком содержании углерода (см. рис. 11). Большая мощность торфа в западине, сильная степень его минерализации в основании так же, как и значительная мощность покровного суглинка над жилой в разрезе В-7 свидетельствуют о доголоценовом возрасте палеопочвы, клина и жилы. Учитывая одинаково крупный масштаб морозобойных процессов, которые привели к образованию жилы и клина, можно предположить, что они одновозрастны. По литературным данным [*Величко, 1965, 1973; Бердников, 1976; Палеогеография Европы, 1982*] развитие полигонально-трещинных систем с размером решетки 20—40 м и более на Русской равнине происходило на завершающей стадии Валдайского оледенения, именуемой Ярославским криогенезом. Считается, что в течение всего голоцена на территории современной средней тайги господствовали хвойные леса, а колебания климата были невелики [*Нейштадт, 1957; Хотинский, 1977; Никифорова, 1982; Александровский, 1983*]. В настоящее время средняя глубина промерзания целинных почв здесь составляет 39 см [*Рубцова, Дерюгина, 1989*], минимальные температуры наблюдаются непосредственно под снегом — в подстилке и не опускаются ниже −4 °С. Современные криогенные процессы в данных почвах морфологически проявляются лишь в формировании горизонта Ehg, в котором накапливаются поступающие из торфяной подстилки по вертикальным и горизонтальным морозобойным трещинам темноокрашенные слабодисперсные гумусовые кислоты.

Заполнение жилы почвенным материалом могло происходить флювиальным и эоловым путем. Этот материал отличается значительно более тяжелым, чем вмещающая порода гранулометрическим составом и наличием древесины на верхнем контакте. Заполнение было прервано рецидивом похолодания, в результате которого верхняя часть горизонта Cg приобрела черты морозной и/или солифлюкционной сортировки: образование гумусированных и негумусированных тяжелосуглинистых пятен, иногда с клиновидным строением, на фоне легкосуглинистой опесчаненной вмещающей массы. Фрагменты сильнокриотурбированной почвы, вероятно, того же возраста обнаружены в почве разреза В-11, расположенного вблизи на микроповышении на глубине 115—125 см [*Путеводитель..., 1997*]. Не исключено, что крайне неоднородный материал этого горизонта представляет собой осыпавшуюся земляную шапку, заполнившую корытообразное понижение над жилой после ее вытаивания.

Залегающий выше тяжелосуглинистый горизонт BCg почвы разреза В-7 не имеет аналогов в профиле по гранулометрическому составу кроме гумусированных пятен и полос. Кроме того, он содержит включения фрагментов древесины при невысоком (0,5 %) содержании углерода в минеральной массе. Данные особенности с учетом положения разреза в проточном понижении позволяют предполагать о намывном происхождении этого горизонта, а с учетом близко расположенного повышения — солифлюкционном. Перекрывающая данный горизонт наклонная гумусированная полоса при аналогичном с ним содержании ила имеет прямую резкую нижнюю границу, которую может иметь также намывной материал, но кроме того и органогенно-глеевые почвы. Все же основным материалом для данной полосы, по-видимому, служили темноцветные насыщенные основаниями почвы микроводоразделов, останцы которых в форме пятен и полос, описаны в разрезах В-10 и В-11 (верхнее пятно), названного выше Путеводителя. Очевидно, что по времени образования им соответствуют размытые и с резкими границами погребенные гумусированные пятна, полосы и клинья в подзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых почвах, найденные в окрестностях Сыктывкара Г. В. Русановой [*1976*] и А. А. Гольевой [*1997*]. Также как и в исследованных нами почвах они чаще имеют вид полос и линз, залегают в одних и тех же горизонтах Bt (обычно на границе горизонта Bt_1 и Bt_2, первый из которых имеет мелкоореховатую структуру и среднесуглинистый состав, второй — плитчато-призматический тяжелосуглинистый) на близких глубинах: от 70 до 110 см, чаще на глубине 80—90 см. Г. В. Русанова отмечает в этих педореликтах темно-коричневую окраску, равномерное прокрашивание гумусом пылевато-глинистой массы, преобладание гуминовых кислот (а в них — второй фракции) и гранулярное микростроение, что, во-первых, указывает на их педогенное происхождение, во-вторых, на принадлежность пятен к гуматно-кальциевым почвам, а также сообщает, что некоторые пятна имеют форму клиньев.

А. А. Гольева [*1997*] подчеркивает, что пятна темно-бурого цвета имеют форму полос и линз с резкими границами. Используя биоморфный метод, она обнаружила здесь обилие обуг-

ленных остатков древесины, трав, коры и пришла к предположению об образовании пятен намывом после мощных пожаров в хвойно-березовых лесах, происходивших в холодные сухие эпохи. Погребенное положение пятен она объясняет следствием флювиальных и солифлюкционных процессов, происходивших позднее. Наряду с ценным заключением о роли пожаров в истории ландшафтов она приводит возраст органического вещества этих полос, который составляет 7520 ± 150 лет.

Так как речь идет об объектах, расположенных на близких глубинах в одних и тех же горизонтах современных почв и, очевидно, одновозрастных, вывод А.А. Гольевой о пирогенном происхождении полос не опровергает выводы Г.В. Русановой (А.А. Гольевой могли быть исследованы пробы, в которых почвенное органическое вещество выгорело), а уточняет дату и ход последующих событий. Следовательно, если датированный материал не был сильно омоложен последующим наложением кислого гумидного почвообразования, что возможно в почвах транзитных ландшафтов [*Чичагова, 1983*], какой является почва А.А. Гольевой, 7520 лет назад на сухих водоразделах современной средней тайги Европейского северо-востока формировались гуматно-кальциевые почвы под травянистыми лесами. В увлажненных проточных понижениях в это время, вероятно, формировались органогенно-глеевые почвы (полоса в разрезе В-7), а в западинах (разрез В-6) откладывался низинный шейхцериевый торф. Позднее, оголенные пожарами, наступившими при иссушении климата, автоморфные почвы были большей частью размыты, переотложены, иногда смешаны с углистым материалом древостоев. Очевидно с этим связано очень высокое содержание углерода (4,1 %) в полосе и пирамидальном пятне разреза В-7, в то время как в автономных почвах оно не превышает 1,2 % [*Русанова, 1976; Путеводитель..., 1997*].

Для восстановления дальнейших событий следует не согласиться с выводом А. А. Гольевой о том, что темноцветные полосы были перекрыты делювиальным и солифлюкционным материалом. Наш разрез В-10 подзолистой почвы [*Путеводитель..., 1997*] был заложен на высшей точке (подтверждено гипсометрической съемкой, см. рис. 8) самого высокого грядового повышения (относительное превышение 1,5 м) самого высокого (абс. высота 170 м) в радиусе 20 км холма, а разрез В-11 всего в 40 м от него на пологом склоне того же повышения. Поэтому латеральный привнос крупнопылеватого среднего суглинка на темноцветные пятна этих почв практически исключен. Следовательно, он имеет эоловое происхождение и более поздний, если верна датировка, среднеголоценовый возраст.

В несомненно латеральной почве разреза В-7 глубина залегания гумусированной полосы составляет в разных концах разреза от 70 до 90 см от минеральной поверхности, что столько же или чуть меньше, чем в разрезах В-10 и В-11, а в латеральной же почве Гольевой на 10—20 см больше. Следовательно, латеральные и солифлюкционные процессы на водоразделах в средне- и позднеголоценовое время не играли большой роли в рельефообразовании. Очевидно, что этот эоловый покровный суглинок, по крайней мере в нижней части, был карбонатным. Даже сейчас при кислой реакции он имеет высокую степень насыщенности поглощающего комплекса основаниями, т. е. еще не оподзоливается, а выщелачивается.

Процесс среднеголоценового литогенеза сопровождался (прерывался?) в сырых и мокрых местах мерзлотным пучением с образованием в профиле В-7 пирамидального гумусированного пятна. Его материалом был материал гумусированной тяжелосуглинистой полосы, вероятно, бывшей более пластичной, чем вмещающая масса, из-за высокого содержания ила, обогащения гумусом и оглеения. На менее увлажненных местах — в торфянисто-подзолисто-глееватых почвах гумусированные пятна криотурбированы, а в глеевато-подзолистых часть их имеет клиновидную форму. В сухих подзолистых почвах признаки мерзлотных деформаций отсутствуют. В соответствии со схемой периодизации голоцена Н. А. Хотинского [*1989*], данными по перигляциальной активности в Северной Америке и Сибири [*Ван Вле-Лану, 1997*] и на северо-востоке Европы [*Никофорова, 1982*] крупные мерзлотные деформации в условиях резкоконтинентального климата и глубокого промерзания в почвах исследуемого района могли происходить в раннем суббореале (4,6—4,2 тыс. лет назад), а также в начале субатлантического периода (около 2,2 тыс. лет назад). Такие данные по морфологии торфяной почвы разреза В-6 как наклонное залегание шейхцериевого торфа сбоку от земляного валика при древесно-шейхцериевом составе и горизонтальной слоистости торфа над валиком указывают на то, что этот валик образовался в результате пучения во время смены влажного климата на более сухой и холодный, а высокое положение в профиле (45—50 см от поверхности) границы шейхцериевого торфа с древесно-шейхцериевым — на относительную молодость этой смены. Для проверки изложенной версии относительно наличия стадии темноцветного почвообразования в голоцене, а также уточнения возраста последней стадии лито- и криоге-

неза необходимо повторение определения абсолютного возраста педореликтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, бугристо-западинный микрорельеф, образование которого палеогеографами, мерзлотоведами и палеопочвоведами связывается с вытаиванием полигонально-жильных льдов, в начале голоцена имеет широкое распространение на различных по генезису формах рельефа и почвообразующих породах северной и средней тайги. Этот микрорельеф является причиной мелкоконтурности и комплексности почвенного покрова. Хотя наши исследования недостаточны для суждения об исключительной роли палеокриогенеза в формировании межблочных понижений и западин, они подтверждают его участие в генезисе этих форм микрорельефа.

Современные дневные почвы на покровных крупнопылеватых суглинках в пределах 1,5—2-метровой толщи не являются моногенетичными, а суглинки — непрерывно отложенными и исходно однородными. Они в своем развитии, по крайней мере, дважды подвергались крупным криогенным деформациям, по крайней мере раз литогенез этой толщи прерывался темноцветным почвообразованием. Первая фаза криогенеза заключалась в мерзлотном растрескивании с формированием полигонально-жильных льдов, вторая — в мерзлотном пучении сырых и мокрых грунтов (почв) и криотурбациях непереувлажненных. Сначала почвообразующая порода, а затем граница современных горизонтов Bt_1 и Bt_2 экспонировались на дневной поверхности в качестве гумусоаккумулятивных горизонтов нейтрально-щелочных почв. Кроме того, средние части профилей содержат следы пожаров, переотложения, солифлюкции.

Если верно единственное имеющееся определение абсолютного возраста погребенного органического вещества из иллювиальных горизонтов подзолистых почв, следы последней из темноцветных почв относятся к раннеатлантическому периоду голоцена, а последняя фаза субаэрального эолового литогенеза и вторая стадия криогенеза — к суббореальному или к раннесубатлантическому.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 98-04-50012.

Литература

Александровский А. Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М., Наука, 1983, 152 с.

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

Алифанов В. М., Гугалинская Л. А. Палеокриогенез и структура почвенного покрова Русской равнины // Структура почвенного покрова. Мат-лы симпозиума 6—11 сентября 1993 г. М., 1993, с. 211—213.

Бердников В. В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М., Наука, 1976, 126 с.

Ван Вле-Лану Б. Структурные грунты, педогенез и изменения климата в голоцене // Криопедология'97, II Междунар. конф. Сыктывкар, 5—8 августа 1997, тез. докл., с. 113—114.

Величко А. А. Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины // Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5, с. 43.

Величко А. А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы // Четвертичный период и его история. М., Наука, 1965, с. 96—112.

Величко А. А. Основные черты криогенеза равнинных территорий Европы в верхнем плейстоцене // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973, с. 17—25.

Втюрин Г. М. Структура почвенного покрова таежной зоны европейского Северо-Востока. Л., Наука, 1991, 152 с.

Втюрин Г. М., Певный А. А. Компоненты почвенного покрова средней тайги и их кислотно-основные свойства в зависимости от степени гидроморфизма // Эколого-генетические аспекты почвообразования на Европейском Северо-Востоке. Тр. Коми науч. центра УрО РАН, № 146. Сыктывкар, 1995, с. 18—42.

Гольева А. А. Климат раннего голоцена по данным биоморфного анализа палеореликтов Республики Коми // Криопедология'97, II Международная конференция, Сыктывкар, 5—8 августа 1997, тез. докл., 1997, с. 115.

Губин С. В. Почвенные образования заключительного этапа формирования лессово-ледовых отложений // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике: Мат-лы Междунар. конф., Пущино, 23—26 апреля 1996 г. Новосибирск, Наука, 1997, с. 19—24.

Забоева И. В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975, 344 с.

Нейштадт М. И. История лесов и палеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957, 404 с.

Никифорова Л. Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1982, с. 154—161.

Палеогеография Европы за последние 100 тыс. лет (Атлас — монография). М., Наука, 1982, 156 с.

Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В. Криология. М., Изд-во МГУ, 1985, 239 с.

Пузаченко Ю. Г., Мошкин А. В. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях. Мед. география. вып. 3. М., ВИНИТИ, 1969, 74 с.

Путеводитель научной почвенной экскурсии. Лесная зона (сезонно-промерзающие почвы) / Отв. ред. И. В. Забоева. Сыктывкар, 1997, 72 с.

Русанова Г. В. Признаки древнего почвообразования в суглинистых подзолистых почвах северо-востока ЕЧС // Генетические особенности и плодородие таежных и тундровых почв. Сыктывкар, Коми филиал АН СССР, 1976, с. 3—11.

Фридланд В. М. Структура почвенного покрова. М., Мысль, 1972, 424 с.

Рубцова М. В., Дерюгина А. А. Промерзание и оттаивание почвы в лесу и на сельскохозяйственных угодьях в таежной зоне европейской территории страны // Почвоведение, 1989, № 2, с. 45—51.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 199 с.

Хотинский Н. А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М., Наука, 1989, с. 12—17.

Чичагова О. А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М., Наука, 1985, 158 с.

Поступила в редакцию
16 сентября 1997 г.