

УДК 631.4

ВЗАИМОСВЯЗЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВ ТУНДР СЕВЕРА ЯКУТИИ С РАЗВИТИЕМ ЛАНДШАФТНОЙ ОБСТАНОВКИ В ГОЛОЦЕНЕ

© 2013 г. С.В. Губин

*Институт физико-химических
и биологических проблем почвоведения РАН*

Поступила в редакцию 23.07.2011 г.

Для территории приморских низменностей Севера Якутии установлена ландшафтная обстановка и характер почвообразующих пород на 0-момент голоценового почвообразования. В голоцене под влиянием активных термокарстовых процессов шла быстрая и масштабная перестройка основных компонентов ландшафта: рельефа, почвообразующих пород, мерзлотных условий, растительного и почвенного покровов, что определило формирование к середине голоцена здесь определенного набора ландшафтов, направленность и специфику протекающего в каждом из них почвообразования.

Введение. Приморские низменности Севера Якутии от низовьев Лены до Чукотки более чем на 2300 км простираются вдоль побережья Ледовитого океана. В глубь континента, до ограничивающих с юга горных систем, их протяженность составляет от 200 до 1200 км. Входящие в их состав Колымская, Яно-Индибирская низменности объединены единой четвертичной историей формирования, развития в голоцене, обладают сходством строения и состава покрывающих большую их часть осадочных пород. Сходными являются рельеф низменностей и сформированные здесь ландшафты.

Низменности расположены в пределах тундры и севера лесной зоны, характеризуются одним из самых суровых климатов Северного полушария. Это территория с близким залеганием к поверхности многолетней мерзлоты (0.5–1 м), большой ее мощности (от 300 до 600 м), температурой мерзлоты от –7 до –13 °С и высокой льдистостью слагающих отложений (до 80%).

В позднем плейстоцене северная граница низменностей находилась севернее, и они занимали значительные площади современных акваторий моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, ориентировочно, до изобаты 100 м [8, 17]. В этот период в условиях резко континентального климата и тундрово-степных ландшафтов шло активное накопление значительных по мощности отложений ледового комплекса (ЛК). На этих от-

ложениях в голоцене протекали сложные и динамичные процессы современного ландшафтообразования, ведущим из которых являлась быстрая перестройка территории под влиянием термокарста, формировался современный почвенный покров. Близкое залегание от поверхности границы многолетней мерзлоты, сохранность благодаря ей в малоизмененном состоянии подстилающих синкриогенных позднеплейстоценовых отложений, быстрый переход в многолетнемерзлое состояние временно оттаивавших в голоцене толщ с сохранением в них большого объема палеоэкологического материала, все это создает уникальные возможности оценить состояние ландшафтов и ныне формирующихся почв на 0-момент голоценового почвообразования, проследить развитие почв и почвенного покрова в ходе дифференциации ландшафтной обстановки в голоцене.

Формирование отложений ледового комплекса, ландшафтов и почвенного покрова приморских низменностей в позднем плейстоцене. Слагающие поверхность приморских низменностей отложения ледового комплекса достигают мощности 100 м и характеризуются плащеобразным залеганием на рассматриваемой территории. В небольших горных массивах, занимающих на низменностях ограниченные площади или их горном обрамлении, абсолютные отметки распространения его верхней границы составляют около 200 м. Возраст формирования этих осадочных толщ оценивается поздним

плейстоценом, морскими изотопными стадиями МИС 4, МИС 3 и МИС 2, то есть накопление их проходило от 70 до 12 тыс. лет назад [9, 13]. Накопление осадочных толщ на низменностях сопровождалось формированием мощных полигональных жильных льдов с размерами минеральных полигонов в поперечнике от 8 до 15 м и шириной ледяных жил до 8 м. Не прерываясь, ледяные жилы разбивают толщи отложений ледового комплекса на всю их мощность, что указывает на отсутствие в период накопления осадка длительных и масштабных потеплений, глубокого оттаивания многолетней мерзлоты и существенных перестроек ландшафтной обстановки.

Наиболее однородным строением характеризуется верхняя часть толщи отложений ледового комплекса, сформированная на заключительном, наиболее суровом этапе позднего плейстоцена, в стадию МИС 2 (26–10 тыс. лет назад), которая многими исследователями в Сибири отождествляется с сартанской холодной эпохой.

Отложения стадии МИС 2 на территории низменностей представлены мерзлыми слоистыми, с мощностью слоев от 0.5 до 2–6 м, пылеватыми или опесчаненными пылеватыми суглинками холодных серых или голубоватых тонов, которые разбиты вертикальными ледяными жилами. Основная масса текстурообразующего льда в отложениях ЛК представлена микроширами или базальным льдом. С учетом объема жильного льда общая льдистость этих отложений в континентальной части низменности составляет около 40% и резко возрастает в прибрежных частях низменностей. Льдистость отложений ЛК, сформированных в стадию МИС 3 в континентальных зонах из-за большей мощности ледяных жил, повышенной льдистости заключенного в минеральных блоках материала, высокольдистых горизонтов подстилающих профили погребенных почв может достигать 60% и более.

Большая часть рассматриваемых отложений сформировалась в результате синлитогенного почвообразования, сопровождавшего накопление материала рассматриваемых толщ [6, 17]. Регулярно поступавший небольшими порциями на поверхность минеральный материал включался в процесс почвообразования. Есть основания полагать, что основная его масса привносилась в зимний период и накапливалась до весеннего оттаивания в виде смеси пыли, снега и измельченных растительных остатков. В условиях зимнего переноса, небольшой мощности снежного покрова основная масса надземного растительного опада измельчалась этой смесью. В процессе накопле-

ния материал быстро переходил в погребенное состояние. Экстремально низкие зимние температуры воздуха и грунтов, небольшие мощности деятельного слоя (60–80 см), низкие положительные летние температуры в слое, затронутом почвообразованием, определяли низкую активность биохимической трансформации поступающего и регулярно захороняемого растительного опада, грубогумосность формирующихся синлитогенных почв. В материале слоев *in situ* присутствуют остатки нижних частей корневых систем травянистых растений.

Регулярное поступление материала на дневную поверхность, следующее за этим прогрессивное поднятие границы многолетней мерзлоты приводило к быстрому, в течение 300–400 лет, переходу накапливающихся осадков в многолетнемерзлое состояние. В процессе подобного синлитогенного почвообразования в суровых климатических условиях не успевали формироваться горизонты аккумуляции органического вещества, не происходило дифференциации профилей на генетические горизонты по другим морфологическим признакам. Отсутствуют признаки криотурбации материала, не установлено наличия нанополигональных форм рельефа поверхностей. Накапливающийся в пределах отдельных слоев материал равномерно проработан почвообразованием, характеризуется большим сходством основных морфологических показателей и ведущих почвенных химических характеристик – содержанием S_{org} , показателями потерь от прокалывания, содержанием различных форм железа, соотношением $C : N$, гуминовых и фульвокислот, значениями pH, а также целым рядом агрохимических показателей [5, 7]. Небольшие различия между материалом контактирующих в толщах слоев могут определяться отличием гранулометрического состава, содержанием и качественным составом грубого гумуса (детрита). Толщи отложений ледового комплекса, проработанные синлитогенным почвообразованием и перешедшие в многолетнемерзлое состояние, являются исходной почвообразующей породой, на которой началось голоценовое почвообразование.

К началу голоцена поверхности приморских низменностей представляли собой обширную равнинную территорию, слабо расчлененную гидрографической сетью. Этому способствовали активное поступление минерального материала на поверхность, малые уклоны поверхности территории, относительно сухие климатические условия летних периодов и мерзлотная ситуация финального этапа позднего плейстоцена, приводившие к связыванию выпавших осадков в соста-

ве ледяных жил и текстурообразующего льда при накоплении сингенетично промерзавших толщ ледового комплекса.

Результаты карпологических анализов материала криопедолитов, включая пыльцу и содержащихся в ископаемых норах грызунов громадных запасов семян высших растений, показывают, что на ровных поверхностях шло формирование растительного покрова с обильным участием злаков, разнотравья, пионерных видов, характерных для нарушенных мест обитаний, мохового покрова [7]. Есть основания полагать, что растительный покров территории характеризовался комплексностью, определяемой различием строения самого верхнего слоя многолетней мерзлоты, деятельного слоя и связанного с ними микрорельефа дневной поверхности в условиях позднеплейстоценового полигонального рельефа. Не исключено, что при активном росте широких ледяных жил над их головами формировались участки небольших поднятий, определявшие более засушливые условия, чем в центральных частях существовавших мерзлотных полигонов. При небольших потеплениях, напротив, на участках над ледяными жилами возникали условия повышенного увлажнения. Следует отметить, что на формирование подобного микрорельефа и изменения условий увлажнения, растительного покрова в период позднего плейстоцена активное влияние оказывало регулярное поступление на поверхность минерального осадка и крайне низкие зимние температуры воздуха в температуры верхних частей накапливающихся толщ.

Раннеголоценовый этап развития ландшафтной обстановки и формирования почв. Ранний голоцен на территории приморских низменностей Севера Якутии характеризуется резким изменением биоклиматической обстановки и началом коренной перестройки позднеплейстоценовых ландшафтов. Начавшееся потепление вызвало увеличение мощностей деятельного слоя, а таяние верхних частей ледяных жил повлекло за собой резкое усиление его увлажнения. Оттаявший материал верхних частей минеральных толщ в условиях относительно ровных поверхностей, в ходе сплывания сформировал слой, перекрывавший залегающие глубже многолетнемерзлые отложения. Этот слой получил название покровного [10] или промежуточного [21]. Ряд исследователей формирование покровного слоя связывают с самым концом позднего плейстоцена [12, 16].

На материале покровного слоя, как почвообразующей породе, началось голоценовое почвообразование. В настоящее время на поверхностях

сохранившихся останцов позднеплейстоценовых равнин в тундровой зоне мощность покровного слоя составляет 1.2–1.8 м и достигает 3–3.5 м на севере таежной. Ныне слой находится в мерзлом состоянии, обладает сложным криолитологическим строением, высокой льдистостью. Его толщ содержит отдельные прослои чистого льда мощностью до 0.1 м, прослои с атакситовыми, крупносетчатыми криотекстурами, льдистость которых достигает 40–80%. Они чередуются с прослоями с более низким содержанием текстурообразующего льда – до 10–15%. Именно высокольдистые прослои, сформировавшиеся в покровном слое в последующие за голоценовым оптимумом периоды или в условиях локальных изменений мерзлотной обстановки (пожары, солифлюкция, активное формирование микрорельефа, заболачивание и т.п.), определяют ныне фиксируемые его большие мощности. Учитывая объемы, занятые льдом, мощности СТС в начале голоцена для тундровой зоны можно оценить в 0.8–1.2 м (современные СТС водоразделов 45–70 см, озерно-аласных котловин – до 20 см) и для севера таежной – 1.2–1.8 м, при современных мощностях СТС под редкостойными лиственничниками с кустарничково-зеленомошным покровом – 70–80 см.

Покровный слой является толщей, в пределах которой протекало почвообразование в начальные этапы голоцена практически на всей территории приморских низменностей, а в более поздние эпохи – на обособившихся останцах позднеплейстоценовых равнин. На основании анализа строения и свойств материала покровного слоя, его средних и нижних частей, можно полагать, что начальные этапы голоценового почвообразования протекали в условиях избыточного увлажнения территории, активного развития глеевых процессов. Обнаруженные единичные включения грубого органического материала в нижних и средних частях покровного слоя в зоне тундр, датируемые началом голоцена, состоят из слабо трансформированных остатков мхов и осок. Хорошая сохранность отдельных частей растений и их тканей указывает, что занос этого материала в нижние, надмерзлотные части профилей формировавшихся почв осуществлялся быстро и происходил по временным морозобойным трещинам, а не путем обширных криотурбаций. Не обнаружено в этих, ныне мерзлых частях профилей раннеголоценовых почв остатков корней травянистых растений.

Аналитические характеристики и данные микроморфологического анализа материала нижних и средних частей покровного слоя указывают,

что он сохраняет основные свойства исходного материала – отложений ледового комплекса, исключая нитчатые остатки корней травянистых растений *in situ*, характерные для этих отложений. Это указывает, что почвообразование, протекавшее в средних и нижних частях профилей раннеголоценовых почв, шло в условиях низкой теплообеспеченности, повышенного увлажнения, слабой микробиологической активности, но во временном отношении эти части профилей находились в сфере почвообразования гораздо более длительный период, чем накапливающийся материал ледового комплекса при синлитогенном позднеплейстоценовом педогенезе. Не обнаружено признаков миграции и накопления в средних и нижних частях покровного слоя подвижных форм гумусовых соединений, в то же время материал здесь несет яркие морфохроматические признаки оглеения по сравнению с подстилающими слоями отложений ледового комплекса. Все это позволяет считать, что на начальных этапах голоценового почвообразования на территории приморских низменностей в условиях слаборасчлененных равнинных поверхностей, избыточного увлажнения деятельного слоя под мохово-злаковой растительностью доминировал глеевый тип почвообразования.

Современные ландшафты низменностей.

Масштабное голоценовое потепление с максимумом 10–8 тыс. лет назад положило начало активной перестройке поверхности низменностей, сложенных высокольдистыми отложениями. Под действием термокарстовых процессов шло формирование двух основных групп ландшафтов – ландшафтов озерно-аласных котловин и едомных возвышенностей. Последние являются останцовыми поверхностями позднеплейстоценовых равнин, а озерно-аласные котловины – результатом трансформации этих равнин под воздействием термокарстовых процессов при участии многочисленных озер и гидросети района. В начале голоцена на изначально ровных, лишенных дренажа, сложенных высокольдистыми отложениями поверхностях низменностей термокарстом были охвачены значительные территории, и процессы протекали с высокими скоростями.

В формировании голоценовых ландшафтов приморских низменностей, в том числе ныне обособленных водораздельных едомных поверхностей, прослеживается ряд этапов, которые характеризовались определенным развитием дневной поверхности, прохождением начальных стадий формирования термокарстового рельефа и мерзлотного микрорельефа, степенью трансформации подстилающих отложений, характером обвод-

ненности-дренированности, развитием почвенно-растительного покрова. В зависимости от сложившихся региональных и локальных условий, прохождения тех или иных стадий своего развития современные едомные поверхности, территории озерно-аласных котловин, их рельеф, растительный и почвенный покров могут отражать как суммарный результат, так и отдельные стадии прохождения ими голоценовой эволюции. По мнению ряда авторов, общий облик современной ландшафтной обстановки на приморских низменностях сложился 4–5 тыс. лет назад [13, 15].

В общих чертах начало формирования ландшафтов низменностей началось с появлением первых термокарстовых западин, которые явились приемниками избытка влаги и вели к формированию первично-термокарстовых озер. Продолжавшееся прогрессивное развитие части из них вело к активному расчленению поверхностей. Анализ строения поверхности приморских низменностей, современной ландшафтной обстановки показал, что существуют два типа ландшафтов едомных возвышенностей – высокие и низкие едомы, а также два типа ландшафтов озерно-аласных котловин – аласы высокого и низкого уровней. Наряду с ним выделены ландшафты долин и дельт крупных и средних рек [22] (рисунок).

Различия современных едомных ландшафтов определяются их высотными отметками, размерами охватываемых территорий, степенью дренированности, рядом других компонентов строения и условий развития, а также временем и историей формирования.

Едомы высокого уровня представляют обособленные на ранних этапах голоценового развития ровные или со слабым уклоном территории, которые не претерпели существенных изменений строения рельефа своих поверхностей. В настоящее время поперечные их размеры достигают сотен метров, реже первых километров. В районах распространения они имеют самые высокие абсолютные отметки. Здесь сохраняются исходные подстилающие отложения ледового комплекса, перекрытые покровным слоем. На поверхности отдельных едом высокого уровня может существовать ряд небольших по площади неоднородностей, возникших на различных этапах их голоценового развития. Одни из них возникли после схода небольших по площади и глубине термокарстовых озер в ранние эпохи голоцена, другие являются следствием развития таких форм термокарстового рельефа, как блюдца, западины, воронки, поверхности которых к настоящему времени оказались сnivelированны-

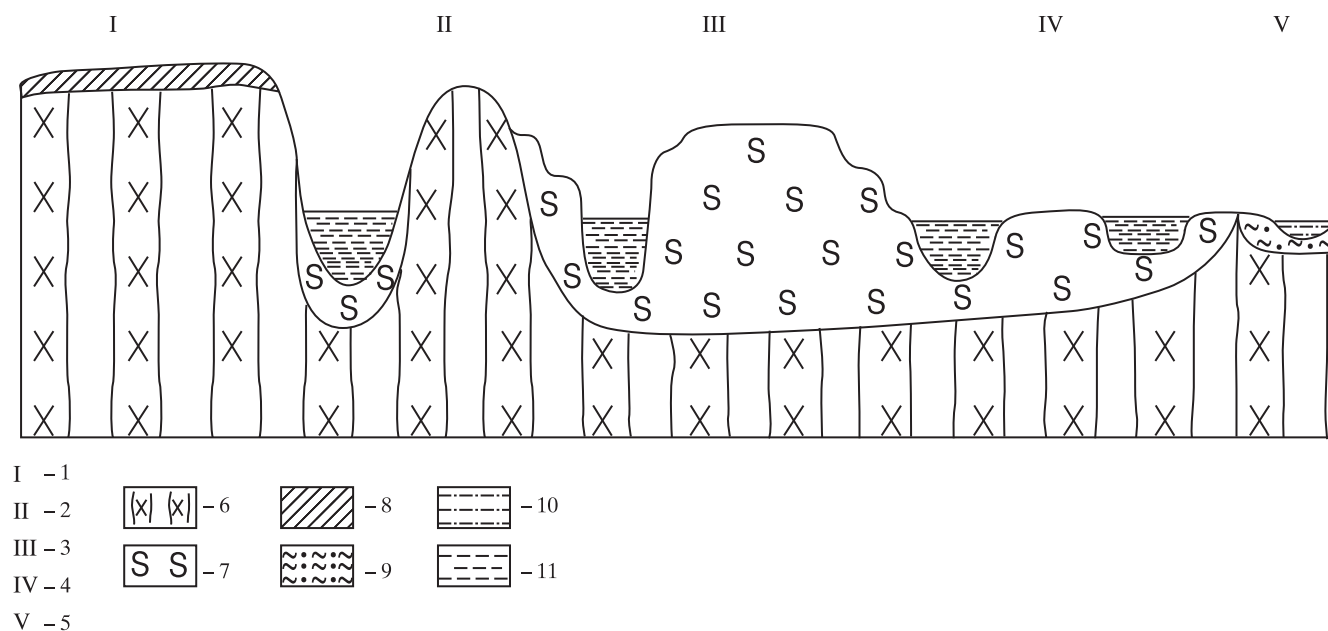


Рисунок. Схема строения ландшафтов и подстилающих отложений приморских низменностей Севера Якутии.

Ландшафты

- 1 – едомы высокого уровня
- 2 – едомы низкого уровня
- 3 – аласы высокого уровня
- 4 – аласы низкого уровня
- 5 – речных долин

Отложения

- 6 – ледовый комплекс
- 7 – озерно-аласные
- 8 – покровный слой
- 9 – аллювиальные
- 10 – термокарстовые озера
- 11 – реки

ми эпигенными процессами. Появление и деградация здесь на протяжении голоцена различных форм мерзлотного рельефа, смена растительных сукцессий, ряд других фактов определили на отдельных участках высоких едом возникновение отличий в строении покровного слоя, изменении ряда свойств слагающего его материала, что отразилось на результатах протекающего здесь почвообразования, привело к возникновению разнообразия формирующихся почв и усложнило строение почвенного покрова.

В ландшафтах едом высокого уровня на дренированных участках, прилегающих к присклоновым частям в условиях нанополлигональных мохово-злаковых с участием осок и кустарничков, дриадово-злаковых тундр, формируются криоземы. На менее дренированных центральных частях этих водораздельных территорий под мохово-осоковым растительным покровом широкое распространение получили глееземы и торфянисто-глеевые почвы. В ходе развития рассматриваемых ландшафтов, изменения площадей их поверхностей участки с глеевыми или торфянистыми почвами постепенно оказываются в прикраевых частях в условиях повышенной дренированности, что влечет смену направленности почвообразования и приводит к формированию

на базе исходных глеевых почв грубогумусных криоземов.

Ландшафты едом низкого уровня также являются обособленными останцовыми поверхностями, но имеющими меньшие абсолютные отметки и меньшие поперечные размеры. Едомы низкого уровня – результат постепенной деградации едом высокого уровня. Благодаря меньшим поперечным размерам, близости расположения склонов при постепенном таянии слагающих их отложений ледового комплекса и активном влиянии процессов солифлюкции, суффозии идет постепенное термопланирование поверхностей этих едом. Материал деятельного слоя частично сносится с их поверхностей в нижние части склонов, в озерно-аласные котловины. За счет этого происходит прогрессивное уменьшение как абсолютных высот, так и площадей этих природно-территориальных комплексов. Часто современное почвообразование здесь протекает уже не на материале покровного слоя, а на постоянно вводимых в сферу деятельного слоя свежих оттаявших отложений ледового комплекса. Нередко поверхности едом низкого уровня характеризуются повышенным дренажом, полигональным микрорельефом с выпуклыми частями центральных частей полигонов, расположенных над минеральными блоками

и широкими западинами, сформированными над телами вытаявающих плейстоценовых ледяных жил. На хорошо дренированных участках в условиях нанопolygonального рельефа развит дриадово-злаковый растительный покров с участием разнотравья, кустарничков. Мох приурочен к межнанопolygonальным трещинам. Менее дренированные участки покрыты мохово-злаковой или мохово-осоковой растительностью с участием ерника, багульника, ив. Формирующиеся в подобных условиях почвы характеризуются относительной молодостью. На поверхности едом низкого уровня формируется широкий спектр криоземов, в том числе с признаками оглеения нижних и средних частей профилей. Здесь отсутствуют грубогумусные криоземы и лишь единично присутствуют контура глееземов.

Ландшафты озерно-аласных котловин (аласов) обладают сложным строением, вызванным высокой динамикой формирования и развития термокарстовых озер и гидрографической сети в голоцене, перестройкой конфигурации озер и регулярным изменением их уровня. Котловины сильно террасированы. Молодые террасы низкого уровня развиваются в ярко выраженных гидроморфных условиях. Здесь идет активное формирование мерзлотных форм рельефа. В условиях валиково-polygonального или трещино-polygonального рельефа развивается мохово-осоковый или мохово-пушицевый растительный покров. Подобные местообитания определены как *ландшафты озерно-аласных котловин низкого уровня (аласы низкого уровня)*.

Ландшафты озерно-аласных котловин высокого уровня (аласы высокого уровня) включают террасированные склоны, а также днища озер, сошедших в более ранние периоды голоцена (ранний-средний голоцен). Некоторые из них продолжавшимися термоэрозийными врезами оказались пространственно обособленными и образуют невысокие останцы, которые ныне могут рассматриваться в качестве неоморфных поверхностей [19]. Абсолютные и относительные высоты этих поверхностей над уровнем современных термокарстовых озер сходны или даже могут превышать отметки едом низкого уровня, но ряд различий в свойствах и строении важнейших составных компонентов отличает эти ландшафты. Прежде всего это касается отложений, на которых они формируются. Ландшафты озерно-аласных котловин развиваются на материале подоцерных таликов. Эти толщии прошли стадию оттаивания материала ледового комплекса и частичной его трансформации под днищами термокарстовых озер в режиме низких положительных

температур. После схода озер они вновь перешли в многолетнемерзлое состояние. В рассматриваемых отложениях уже отсутствуют ледяные жилы, они характеризуются гораздо меньшей льдистостью и несут яркие признаки оглеения. Невысокая льдистость озерно-аласных толщ делает поверхности сложенных ими останцов и их склоны более устойчивыми к воздействию термокарстовых и термоэрозийных процессов. Здесь ослаблено термопланирование, склоновые поверхности более стабильны и длительное время могут сохранять свою крутизну по сравнению с поверхностями, сложенными отложениями ледового комплекса. В верхних частях озерно-аласных толщ обычно залегает пачка озерного осадка, включающая прослой замкнутого берегового или водного торфа, грубых органических осадков вплоть до остатков раннего голоценовой древесины.

В зависимости от возраста озерных террас, их размеров, выраженности результатов протекавших и современных склоновых процессов и совокупности других экзогенных процессов, включая развитие различных форм мерзлотного рельефа, здесь в строении почв и организации почвенного покрова прослеживается целый ряд особенностей, в том числе вызванных прохождением этими участками ранних стадий своего развития в условиях озерно-аласных котловин низкого уровня.

В условиях малых уклонов поверхностей приморских низменностей на них в голоцене сформировались обширные ландшафты речных долин с доминированием высоких пойм, а вблизи морских побережий – дельтовые и маршевые ландшафты.

Основные направления голоценового почвообразования на приморских низменностях в условиях различных ландшафтов. Особенностью голоценового почвообразования на приморских низменностях Севера Якутии по сравнению с другими районами севера России, является реализация его в условиях активно развивающегося термокарстового рельефа и быстрых перестроек ландшафтов. Общая схема формирования и развития основных типов ландшафтов, а вслед за ними почв, позволяет на рассматриваемых низменностях выделить два основных направления голоценового педогенеза – едомный и аласный. Первый протекает в ходе активного расчленения термокарстовыми процессами исходных плейстоценовых поверхностей на обособленных возвышенных участках, в условиях дополнительного дренажа – на едомах высокого и низкого уровня, реже – на обособленных, не больших в попереч-

нике участках аласов высокого уровня. Аласный педогенез охватывает слабо дренированные территории аласов низкого уровня и молодых аласов высокого уровня, а также участки со слабым дренажом, расположенные в центральных частях больших по площади едом высокого уровня.

Суть ведущих процессов едомного почвообразования сводится к постепенному редуцированию признаков исходного раннеголоценового оглеения в профилях почв в условиях появления и усиления дренажа, активизации мерзлотного криомассообмена на базе формирования трещино-нанополлигональных форм микрорельефа. На покровных суглинках, слагающих едомы высокого уровня, в условиях трещино-нанополлигонального микрорельефа формируется нанополлигональный почвенный комплекс [1, 2]. Составными его элементами являются почвы нанополлигонов, представленные криоземами, и органогенные почвы межнанополлигональных трещин. Почвы нанополлигонов характеризуются циклическим развитием, периодическим прохождением ими стадий от почвы пятна до зрелого профиля. Частота этих циклов обусловлена целым рядом локальных причин, которые в значительной степени определяют морфологическое строение, степень оформленности профилей и горизонтов, мощности органогенных горизонтов, содержание криотурбированного органического вещества в профилях, его распределение в их надмерзлотных частях и верхнем горизонте многолетней мерзлоты – переходном слое почвенно-мерзлотного комплекса [14]. Нижние части профилей практически всех криоземов, а также материал покровного слоя несут признаки оглеения, что подтверждает исходную реликтовость оглеения большей части формирующихся здесь почв [3, 18].

В профилях криоземов со слабо выраженными признаками криотурбации установлено присутствие на глубинах от 25 до 45 см слоя, содержащего мелкие железисто-гумусовые конкреции диаметром 1–3 мм [3]. Содержание конкреций здесь составляет 3.2 г/дм^3 ($n = 32$). В криоземах, прошедших циклы криотурбации и содержащих в центральных частях профилей включения грубого органического материала в виде редких небольших пятен и примазок, эти конкреции перераспределены по всей минеральной толще профиля, где их содержание на разных глубинах колеблется от 0.6 до 1.1 г/дм^3 ($n = 20$).

Кроме поверхностей едом высокого уровня мелкие железистые конкреции (менее 1 мм) могут присутствовать в профилях криоземов, развивающихся в верхних частях склонов, на поверх-

ности более древних террас, занимающих самые высокие уровни. Единично криоземы с присутствием в профилях редких мелких конкреций были обнаружены на едомах низкого уровня. Все это указывает на прохождение почвами подобных местообитаний в голоцене этапов развития с резкой сменой окислительно-восстановительных условий, по-видимому, определявших переход от глеевого почвообразования к криоземному в условиях низкой активности криотурбационных процессов. В почвах, сформированных на молодых озерно-аласных поверхностях, в поймах конкреции отсутствуют.

Разнообразие форм мерзлотного рельефа, существовавшего на поверхности едом высокого уровня в период раннего и среднего голоцена, и разнообразие формировавшихся в этот период здесь почв проявляется и ныне в строении профилей целого ряда современных почв и почвенного покрова. На участках, сошедших в раннем голоцене первично-термокарстовых озер, в настоящее время практически не выделяющихся в рельефе, развиваются криоземы с яркими реликтовыми признаками оглеения нижних частей профилей и даже глееземы. Нередко верхние и средние части профилей подобных почв характеризуются грубогумусностью при равномерном распределении сильноизмельченного дертита моховой и осоковой растительности в материале минеральных горизонтов. Содержание $C_{\text{орг}}$ в средних частях профилей подобных почв может достигать 3–4% при потерях от прокаливании до 8%. Эти факты указывают на прохождение рассматриваемыми криоземами на более ранних этапах своего развития стадии торфяно-глееземов или даже торфяных почв. Присутствие значительных количеств грубого органического вещества в виде измельченного детрита в криоземах, реже глееземах, резко меняет их теплофизические, в том числе водоудерживающие свойства, обеспеченность запасами питательных веществ, что в годы с теплым летним периодом ведет к бурному росту на подобных водоразделах злаковой растительности и разнотравья, определяя здесь необычность облика тундр.

Грубогумусность профилей криоземов едом высокого уровня может быть также следствием унаследования профилями грубого органического материала от почвообразующей породы – донных отложений небольших раннеголоценовых эмбриональных озер. В этом случае увеличение грубогумусности обычно нарастает к нижним, надмерзлотным частям профилей, а в подстилающем слое многолетней мерзлоты сохраняются в малоизмененном состоянии прослойки озерного

торфа и яркие морфохроматические признаки оглеения.

На участках, удаленных от склонов больших по площади ровных поверхностей едом высокого уровня, в условиях затрудненного дренажа, существуют условия для поддержания в настоящее время эмбриональных форм термокарста. В подобных формах рельефа, представленных заболоченными или даже обводненными западинами, блюдцами развиваются глееземы или торфяно-глееземы.

Поверхности едом низкого уровня характеризуются более молодым возрастом (средний-поздний голоцен) и обладают более однородным строением почвенного покрова. В условиях мерзлотного трещино-нанопolygonального микрорельефа здесь абсолютное преобладание получили криоземы, а в межнанопolygonальных трещинах – торфяно-глееземы. Нижние части профилей криоземов несут признаки слабого оглеения.

Близкое залегание кровли отложений ледового комплекса, постепенное их таяние нередко ведут к проявлению на современной дневной поверхности характерного строения подстилающих толщ – в рельефе проявляется рисунок позднеплейстоценовых polygonальных систем. Поверхности древних polygonов представлены плоскими поднятиями высотой от 20 до 40 см, на которых развивается мерзлотный нанопolygonальный рельеф и формируется мерзлотный нанопolygonный почвенный комплекс с криоземами под нанопolygonами и торфянистыми почвами (торфяно-глеевыми) в межнанопolygonальных трещинах. От центральных частей проявляющихся позднеплейстоценовых polygonов к западинам в профилях почв прослеживается нарастание признаков оглеения нижних и средних горизонтов. В выкопанных западинах шириной 4–6 м, расположенных над головами плейстоценовых ледяных жил и получающих дополнительное увлажнение, формируются глееземы.

В развитии почв аласных котловин высокого уровня общая тенденция развития почв заключается в прогрессивной деградации исходных признаков оглеения профилей. Чем древнее поверхность, тем лучше условия ее дренированности и оформленности мерзлотного трещино-нанопolygonального микрорельефа, тем больше в профилях нарастают признаки криоземного почвообразования.

Процессами, ускоряющими трансформацию материала минеральных горизонтов глееземов, потерю ими признаков оглеения, являются мерзлотное оструктурирование, криотурбации и осо-

бенно пятнообразование. В ходе последнего при осеннем промерзании происходит активное излияние на поверхность нанопolygonов материала минеральных горизонтов, а материал верхних органогенных горизонтов погребается и оказывается в центральных частях почвенных профилей. В тундрах это достигается в условиях развития нанопolygonального рельефа поверхности, возникновения здесь дополнительного дренажа, идущих вслед за ними формирования нанорельефа поверхности многолетней мерзлоты. Последний способствует перераспределению и сбросу в период максимальной протайки надмерзлотных вод [14]. Лишь с развитием подобного нанопolygonального микрорельефа на поверхности аласов высокого уровня в профилях глееземов идет постепенное снижение морфохроматических признаков оглеения.

На отдельных участках едом высокого и низкого уровня, высоких аласах в силу ряда причин процессы пятнообразования не получили своего развития. В их отсутствии формирующиеся почвы не проходят регулярных циклов активного криогенного перемешивания материала профилей. В условиях дренажа, развития дриадово-ерникового растительного покрова с участием злаков идет формирование почв, отличных от криоземов – профили их обладают однородной палевой окраской, их материал лучше оструктурирен, отсутствуют признаки заноса грубого органического материала в центральные части профилей, в верхних формируется перегнойный горизонт. Морфологическое строение профилей этих почв и их развитие в условиях отсутствия мерзлотного перемешивания материала позволяет в соответствии с предложенной классификацией и диагностикой почв России 2004 г. [11] вывести их за пределы типа криоземов (раздел криотурбированных почв) и отнести к типу палевых.

Почвообразование в условиях аласов низкого уровня определяется длительностью развития тех или иных участков ландшафта в поставальном режиме, поднятостью их поверхности над современным уровнем термокарстовых озер, развитостью форм мерзлотного рельефа (polygonально-валиковый, трещиновато-polygonальный, бугорковый и пр.), поступлением дополнительной влаги в основном за счет зимнего привноса снега, характером растительного покрова (моховой, мохово-осоковый) и составом поверхностных отложений. Все эти факторы активно влияют на теплофизические свойства поверхности, на которой протекает почвообразование, и глубины сезонного оттаивания под влагонасыщенными торфянистыми горизонтами часто не превышают

10–20 см. В тундре на едомах низкого уровня под небольшим слоем очеса моховой растительности или осоково-пушицевого торфа в условиях кочкарного нанорельефа часто залегает толща мерзлого оглеенного озерного суглинка, слабо затронутого почвообразованием.

Значительные массивы глееземов с небольшими по мощности торфянистыми горизонтами здесь формируются на участках, занятых трещино-полигональной тундрой. На 2-й и 3-й террасах в термокарстовых котловинах нередко бугристые торфяники, комплексы торфянисто-глеевых почв. Нередко органогенные почвы валиков, поднимающиеся над обводненными, заболоченными центральными частями полигонов, после их пересыхания начинают активно разрушаться. Со временем на поверхности выполаживающихся валов формируются грубогумусные почвы с признаками редуцированного оглеения, резко отличающихся от окружающих их гидроморфных почв низких аласных котловин.

Бликие по морфологии и свойствам стадии проходят почвы разрушающихся бугристых торфяников и склонов крупных болгуных, формирующихся на поверхности аласных котловин низкого уровня. Массивы подобных почв, но уже значительно измененных, можно обнаружить и на террасах аласов высокого уровня. Все это в значительной степени осложняет здесь картину строения современного почвенного покрова.

Выводы. На подавляющей части территорий приморских низменностей Севера Якутии исходное позднеплейстовое почвообразование протекало в условиях равнинных тундростепных ландшафтов. Почвообразующей породой на 0-момент голоценового почвообразования были отложения ледового комплекса стадии МИС 2, проработанные в процессе накопления сингенетическим почвообразованием, содержащие в составе материала грубое органическое вещество и высокие запасы питательных веществ.

Начало голоцена на рассматриваемой территории ознаменовало собой активную перестройку ландшафтной обстановки и смену трендов педолитогенеза. На смену аллохтонно-аккумулятивному тренду позднего плейстоцена пришел автохтонный, в процессе которого почвообразование протекало в практически неизменной массе материала. Начальный этап голоценового почвообразования шел в условиях равнинных, слабодренированных, заболоченных ландшафтов. Доминирующим типом почвообразования на низменностях в этот период было глееземообразование.

В ходе дальнейшего развития ландшафтов под влиянием термокарстовых процессов, прогрессирующем обособлении останцовых возвышенностей и формировании обширных аласных котловин возникли и стали развиваться два основных ведущих направления педогенеза – едомный и аласный.

Едомное направление характерно для останцовых возвышенностей с близким залеганием многолетней мерзлоты, условиями дополнительного дренажа, формирования мерзлотного нанополигонального микрорельефа, циклического развития почв, с прохождением ими относительно регулярных циклов – от почвы пятна до почвы со зрелым профилем. Почвообразование протекает на материале покровного слоя. Ведущим для данных условий определен криоземный тип почвообразования в условиях развития мерзлотного нанополигонального почвенного комплекса. Время начала активного формирования криоземов может быть датировано средним голоценом.

В условиях озерно-аласных котловин ведущим типом голоценового почвообразования является глееземообразование, идущее на многолетне-мерзлых отложениях подозерных таликов, перекрытых слоями озерных осадков. Днища аласов низкого уровня, как и начальные этапы развития многочисленных террас термокарстовых озер, характеризуются глееземообразованием и торфо-накоплением.

В неоавтоморфных условиях аласов высокого уровня при наличии дополнительного дренажа и достаточности характерного времени глеевый тип почвообразования сменяется криоземным с сохранением признаков реликтового оглеения средних и надмерзлотных частей профилей

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильевская В.Д., Караваева Н.А., Наумов Е.М. Формирование структуры почвенного покрова полярных областей // Почвоведение. 1993. № 7. С. 44–55.
2. Васильевская В.Д. Функционирование почв тундры в системе мерзлотного микрорельефа // Сб. к 100-летию Ю.А. Ливеровского. Смоленск, 2001. С. 154–175.
3. Губин С.В. Палеогеографические аспекты почвообразования на приморской низменности Севера Якутии // Препринт. Пушино, 1987. 27 с.
4. Губин С.В. Автоморфное почвообразование в тундровой зоне Севера Якутии // Криология почв. Пушино, 1991. С. 11–20.

5. Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на территории Северо-Востока Евразии // ДАН СССР. 1996. Т. 351. № 4. С. 544–546.
6. Губин С.В. Почвообразование сартанского криохрона в западном секторе Берингии // Почвоведение. 1998. № 5. С. 605–609.
7. Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В. Реконструкция условий формирования отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли. 2003. Т. 7. №3. С. 13–18.
8. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
9. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии (радиоуглеродное обследование) // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1979. № 2. С. 69–76.
10. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое. История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981. С. 153–181.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск.: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 10–20.
13. Ложкин А.В. Растительность Западной Берингии в кайнозое // Владивосток, 1976. С. 72–77.
14. Лупачев А.В., Губин С.В. Участие почвообразования в формировании и организации переходного слоя многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. С. 75–83.
15. Плахт И.Р. Условия развития термокарста и этапы формирования аласного рельефа равнин Северо-Востока в позднем плейстоцене и голоцене // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое М. Наука, 1986. С. 11–120.
16. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. С. 79–91.
17. Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // М.: Наука, 1980. 183 с.
18. Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В. Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2004. № 2. С. 158–170.
19. Фоминых Л.А. Особенности почвообразования в Колымских тундрах // Почвоведение. 1997. № 8. С. 917–925.
20. Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н. Экологические особенности глееземов Российской Арктики // Почвоведение. 2004. № 2. С. 147–157.
21. Шур Ю.Л. Промежуточный слой // Сб. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1984. С. 40–54.
22. Veremeeva A, Gubin S. Modern tundra landscapes of the Kolyma lowland and their evolution in the Holocene // Permafrost and Periglacial Processes. 2009. V. 20. P. 399–406.

The relationship of soil formation in tundra of the north of Yakutia with the development of the landscape environment in the Holocene

S.V. Gubin

Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS

Environmental conditions and parent rock materials were determined for the beginning of soil formation (moment 0) in Holocene on the territory of coastal lowlands of North Yakutia. Under the influence of active thermocars processes the dramatic changes of relief, parent rock materials, permafrost conditions, vegetation and soil covers took place in Holocene. So, in the Mid Holocene, a special pattern of landscapes had been formed with the specific type of pedogenesis for each one of them.