

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ТУНДРОВОЙ ЗОНЕ ПРИМОРСКИХ НИЗМЕННОСТЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

© 2020 г. С. В. Губин^а, *, А. В. Лупачев^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: gubin.stas@mail.ru

Поступила в редакцию 25.02.2020 г.

После доработки 08.04.2020 г.

Принята к публикации 25.05.2020 г.

Поверхности приморских низменностей северо-востока Сибири сложены позднеплейстоценовыми высокольдистыми органосодержащими суглинистыми отложениями ледового комплекса и продуктами их голоценовой переработки. Для тундровой зоны установлена зависимость основных трендов современного почвообразования от положения почв в рельефе и возраста его отдельных элементов. За период голоцена под влиянием термокарста здесь сформировался рельеф, состоящий из останцов позднеплейстоценовых равнин и разделяющих их обширных озерно-аласных котловин. На плакорных поверхностях и в верхних частях склонов останцов доминирует криоземообразование. В профилях криоземов под влиянием криоциклического почвообразования, получившего активное развитие в последние 2–4 тыс. лет, идет формирование органико-минеральных надмерзлотного-аккумулятивных горизонтов. Глееобразование доминирует в почвах на поверхностях голоценовых террас озерно-аласных котловин среднего и низкого уровней. Торфонакопление приобретает устойчивый прогрессирующий характер на наиболее молодых формах рельефа – днищах озерно-аласных котловин.

Ключевые слова: криозем, Cryosol, глеезем, Gleysol, торфяные почвы, Histosol, ледовый комплекс, едома, алас

DOI: 10.31857/S0032180X20100081

ВВЕДЕНИЕ

Обширные территории тундр приморских низменностей северо-востока Сибири (Колымская и Яно-Индибирская низменности) характеризуются общей историей формирования в плейстоцене, развития в голоцене, значительным сходством состава почвообразующих пород (высокольдистые пылевато-суглинистые позднеплейстоценовые отложения ледового комплекса), мерзлотной и биоклиматической обстановок. Отличительными особенностями территории является резкая континентальность климата, низкая теплообеспеченность летнего периода, наличие реликтового органического вещества в почвообразующих породах, широкое проявление процессов криогенного массообмена и активное развитие термокарста, приводящее к перестройке ландшафтной обстановки, почв и почвенного покрова. Эти особенности определяют характер и направленность основных трендов современного почвообразования на основных формах рельефа низменностей – останцах позднеплейстоценовых равнин и в озерно-аласных котловинах. Представленные материалы являются частичным обобщением результа-

тов палеогеографических, палеопочвенных, мерзлотных и почвенных исследований, проводимых сотрудниками лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН в тундрах и на севере таежной зоны приморских низменностей севера Якутии в течение последних 40 лет.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали почвы, развитые в арктической, типичной и южной подзонах тундр севера Якутии, преимущественно в пределах Колымской низменности (рис. 1). Особенности отложений ледового комплекса (ЛК), преимущественно слагающих низменности, климата, мерзлотной обстановки, высокой динамики перестройки ландшафтов в голоцене и целый ряд других факторов, определяющих специфику протекающего здесь современного почвообразования, вызвали необходимость внесения корректив и модификации подходов проведения почвенных исследований.

В условиях близкого (менее 1 м) залегания многолетней мерзлоты большинство почвенных исследований проводили со второй половины августа, в сроки, близкие к периоду максимального

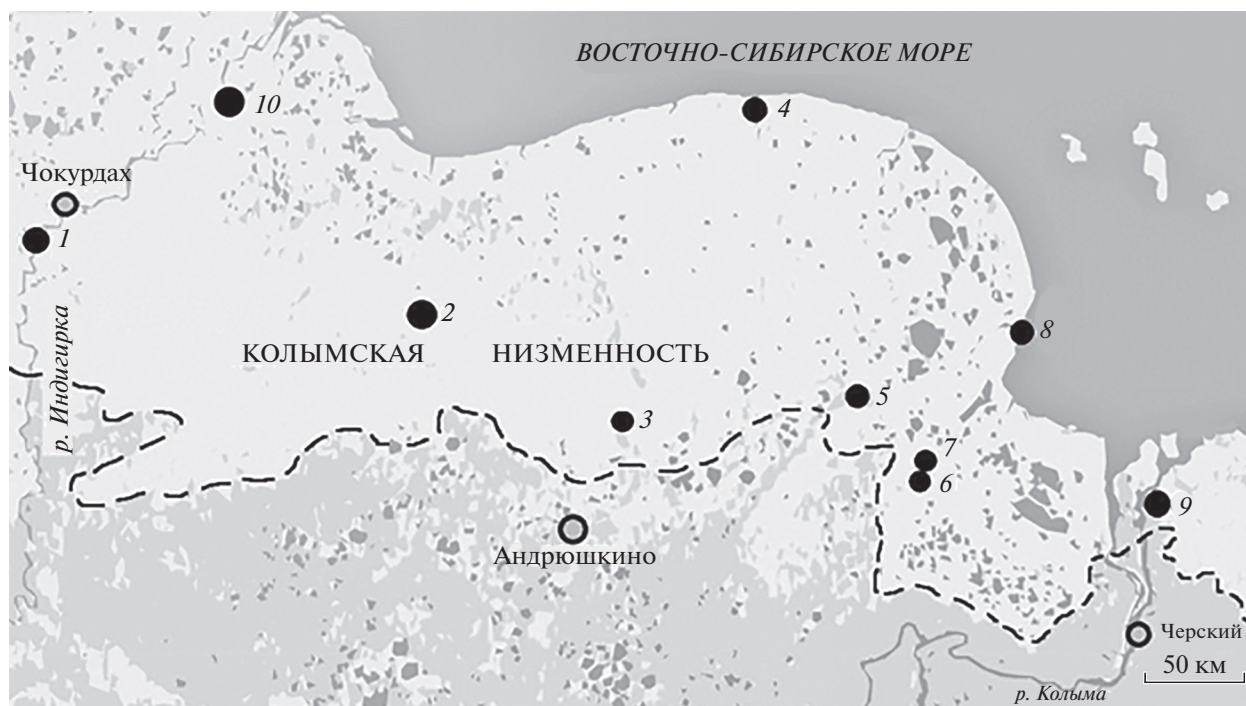


Рис. 1. Ключевые участки исследований: 1 – р. Аллаиха; 2 – р. Бол. Хомус-Юрях; 3 – р. Алазея; 4 – р. Бол. Куропаточья; 5 – среднее течение р. Бол. Чукочья; 6 – р. Бол. Коньковая I; 7 – р. Бол. Коньковая II; 8 – м. Мал. Чукочий; 9 – устье р. Сухарная; 10 – пос. Полярный (Русское Устье). Пунктир – северная граница лесной зоны.

оттаивания профилей, что позволило получить новые представления о строении надмерзлотных частей профилей и протекающих в это время процессах.

Исследования почв вели в небольших траншеях, пересекавших основные элементы мерзлотно-нанорельефа – нанополлигоны и разделяющие их межнанополлигональные понижения. Почвенные разрезы и траншеи углубляли в верхний слой подстилающей мерзлоты на 10–15 см и дополняли послышной расчисткой их дна до этих глубин. Параллельно в многочисленных термоэрозионных обрывах и обнажениях изучали строение и свойства подстилающих почву многолетнемерзлых отложений с целью установления границы максимального оттаивания в голоцене и характера их взаимодействия с ныне формирующимися почвами. При проведении исследований использовали подход с заложением почвенных катен, позволивший охарактеризовать почвы и ход почвообразования на плакорных участках и террасах многочисленных озерно-аласных котловин, различающихся возрастом и положением в мезорельефе.

Одной из специфических черт тундрового почвообразования является криоцикличность развития многих формирующихся почв [2, 10, 31, 34, 38, 43]. Под ней понимается периодическое образование пятен с частичным или полным нарушением существовавшего профиля, последующим их зарастанием, формированием новых профилей,

сменяющихся следующим циклом пятнообразования. В связи с этим был использован подход изучения генетических рядов почв: почв под свежими пятнами излияния грунта; почв, находящихся на различных стадиях зарастания; почв с полноразвитыми, зрелыми профилями. На ряде ключевых участков в типичной тундре Колымской низменности в течение более 20 лет с периодичностью раз в 3–5 лет фиксировалось образование свежих пятен, динамика их зарастания и изменения свойств формирующихся почв. Проводимые исследования сопровождались эпизодическими зимними наблюдениями за гидротермическим режимом, процессами льдовыделения и пятнообразования в профилях почв.

Аналитические исследования почв и отложений проводили в центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН по общепринятым методикам, ряда физических свойств – в лаборатории Северо-Восточной комплексной научной станции Тихоокеанского института географии ДВО РАН (пос. Черский, Республика Саха).

РЕЛЬЕФ НИЗМЕННОСТЕЙ И РОЛЬ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СВОЙСТВ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Голоценовая перестройка равнинных ландшафтов Берингии [7, 18, 35, 39], занимавших в

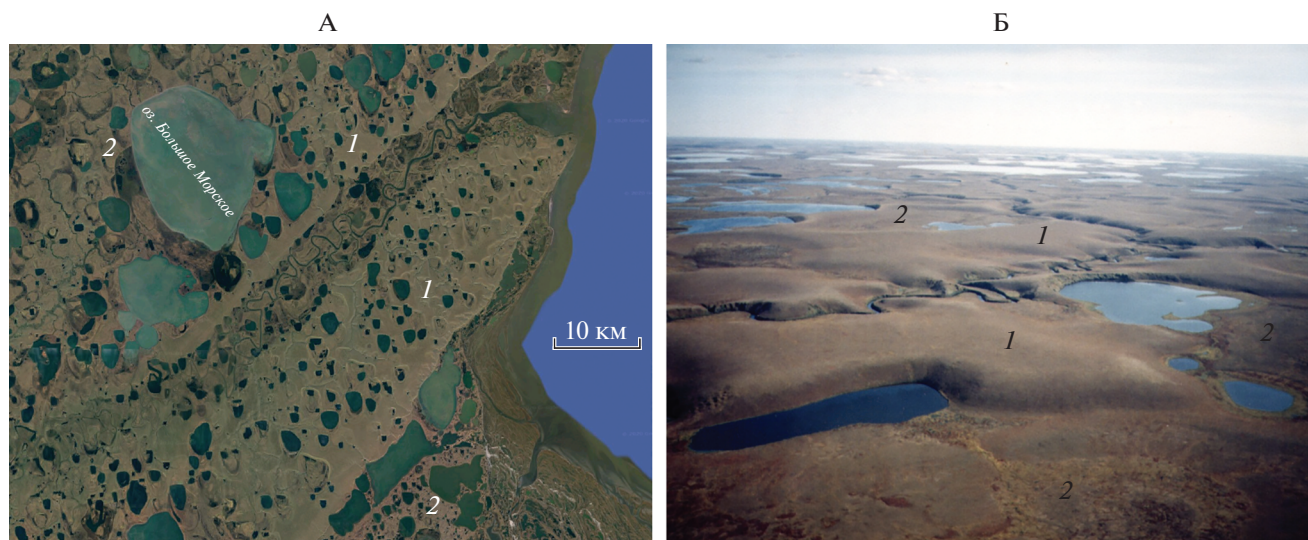


Рис. 2. Типичные ландшафты тундровой зоны приморских низменностей северо-востока Сибири, низовья р. Бол. Чукочья. А – спутниковый снимок; Б – общий вид ландшафта (1 – едомные останцы позднеплейстоценовых равнин; 2 – голоценовые термокарстовые озерно-аласные котловины).

позднем плейстоцене территории низменностей под влиянием активных термокарстовых процессов привела к формированию холмистого рельефа, состоящего из останцов позднеплейстоценовых равнин, сложенных отложениями ЛК, известных под названием “едома” и множества озерно-аласных котловин (“аласов”) (рис. 2). Сохранению едом способствуют условия относительно повышенного дренажа территорий, вследствие чего основные их массивы примыкают к долинам дренирующих низменности небольших рек. В поперечнике едомы могут достигать сотен метров, над урезом современной гидросети их поверхности подняты на 20 м в тундровой зоне и до 80 м – на севере таежной [18, 40].

Мощность отложений ЛК на севере таежной зоны достигает 100 м и постепенно уменьшается к побережью. На территории низменностей отложения ЛК имеют покровный характер. Их формирование связывается с поздним плейстоценом (МИС 5 – МИС 2). Над урезом современной гидрографической сети доминируют толщи возраста от 40–50 до 13 тыс. лет (МИС 3 – МИС 2) [3, 19, 29, 40]. Отложения ЛК рассматриваются как продукт накопления пылеватого материала в условиях тундростепных ландшафтов и сурового климата с очень холодной малоснежной зимой, коротким сухим и достаточно теплым летом [14, 28]. Толщи находятся в многолетнемерзлом состоянии, содержат мощные (до 8 м) жилы повторно-жильных льдов, обладают монотонным строением, окрашены в серовато-голубые тона.

Материал ЛК содержит органическое вещество. Базируясь на специфике его состава и происхождения, ареал этих отложений предложено

выделять в качестве Северо-Восточной провинции органосодержащих пород [8]. Материал ЛК проработан синлитогенным почвообразованием, не дифференцирован на генетические горизонты. Признаки почвообразования проявляются в присутствии органического материала в виде сильно измельченного растительного детрита (0.1–0.01 мм), мелких остатков корневых систем травянистых растений *in situ*, в меньшей степени – гумусовых соединений. Аналитическими исследованиями в отложениях кроме $C_{орг}$ (от 0.8 до 2.5%) обнаружено присутствие минеральных форм азота, в меньшей степени его аммонийных и аммиачных форм, а также подтвержден ранее установленный Жиготским [14] феномен высокого содержания подвижных форм фосфора и калия, достигающего для фосфора значений 20–60 смоль (экв)/кг, при невысоком его валовом содержании 0.16–0.18%. Накоплению здесь биогенных элементов способствовало развитие высокопродуктивных растительных ценозов в период существования Берингии, высокая летняя теплообеспеченность самого верхнего слоя накапливающихся отложений, позволявшая минерализоваться подавляющей части растительного опада при невысоком потенциале гумусообразования. Биологический круговорот здесь ограничен близким залеганием многолетней мерзлоты (около 0.8 м), препятствующей выносу продуктов почвообразования за пределы слоя сезонного оттаивания, а также определяющей быстрый переход находящегося в сфере почвообразования материала в многолетнемерзлое состояние и дальнейшее нахождение его без оттаивания в течение десятков тысяч лет [29].

В процессе интенсивного разрушения морских и речных берегов, формирования многочисленных озерных котловин материал ЛК оказывается экспонированными на дневной поверхности. В начальные периоды до образования мохового покрова и торфянистых горизонтов на относительно хорошо дренированных участках тундры активно развивается разнотравно-злаковая растительность с участием сухолюбивых видов. Продуктивность формирующихся здесь ценозов может на порядок превосходить соседние задернованные участки мохово-осоковых и мохово-разнотравных ассоциаций, а почвы несут признаки образования перегнойных и дерновых горизонтов и более высокой гумусированности минеральных частей профилей [1, 6, 9].

Присущие отложениям ЛК относительно высокое реликтовое плодородие, обеспеченность важнейшими питательными соединениями, особенно наличие подвижных форм биогенных элементов наследуются другими типами отложений, в формировании состава которых материал ЛК принимает участие: склоновым делювием, отложениями озер, материалом их террас, старичными фациями аллювия, прибрежными морскими отложениями [37, 41]. Эти свойства способны в значительной степени обеспечивать плодородие и активное развитие травянистого покрова на поверхности свежесформированных пятен излившегося грунта (“почв пятен”) в условиях нанополгональных тундр, корректировать направление протекающего почвообразования и дальнейшее развитие перегнойно-торфяно-глеевых, перегнойных и грубогумусированных криоземов [10].

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ НА ЕДОМНЫХ ПОВЕРХНОСТЯХ

На водораздельных участках едом верхняя толща ЛК представлена покровным слоем: верхней частью мерзлых отложений, оттаивавших в термические оптимумы голоцена и позже снова перешедших в мерзлое состояние [4]. Мощность его в тундровой зоне составляет 0.7–1.0 м, на севере таежной зоны может достигать 2–2.5 м [19, 29, 40]. Слой обладает сложным строением, обусловленным комплексом ландшафтообразующих процессов, протекавших в голоцене, среди которых ведущую роль играли почвенные и криогенные. Он состоит из пылеватого органосодержащего суглинка с участием прослоев, резко различающихся содержанием льда и криотекстурами. Мощность прослоев льда колеблется от 0.1 до 0.7 м, присутствуют также слои ледогрунта с атакситовыми, толстошляриновыми сетчатыми криотекстурами, объем льда в которых может составлять от 80 до 150%. Таким образом, ныне наблюдаемая мощность покровного слоя из-за большого объема содержащегося льда, сформировавшегося при

промерзании, не может рассматриваться в качестве показателя реальной глубины сезонного оттаивания отложений в оптимум голоцена.

Вместе с тем покровный слой представляет толщу материала ЛК, входившего в климатические оптимумы голоцена в сферу почвообразования, носившего в этот период глеевый характер [6, 7]. Изменения свойств материала после повторного промерзания выражены в некотором уменьшении содержания $C_{орг}$, потерь от прокалывания, подвижных форм фосфора и калия, содержания растительного детрита, увеличением степени его минерализации. В настоящее время покровный слой рассматривается в качестве почвообразующей породы для многих формирующихся на водораздельных поверхностях почв [9, 33].

Шур [32] разделяет покровный слой на переходный слой, представляющий самую верхнюю часть подстилающей почву мерзлоты, способную переходить в талое состояние в годы максимального оттаивания, и промежуточный слой, маркирующий глубину максимального оттаивания в период голоценового оптимума.

Подчеркивая тесную взаимосвязь формирования и развития мерзлотных почв и подстилающих их толщ многолетней мерзлоты Макеев [26] выдвинул положение о криогенном почвенно-грунтовом комплексе, под которым понимается толща, включающая почвенный профиль и слой годовых колебаний температур, который может достигать 20–30 м. На наш взгляд, в его пределах, как составную часть, возможно выделять почвенно-мерзлотный комплекс. Который отражает непосредственную картину взаимодействия поверхности толщи многолетнемерзлых пород с формирующейся на ней почвой с процессом почвообразования и развитием биоклиматических условий во времени [7, 11, 39]. Составными элементами почвенно-мерзлотного комплекса являются современная почва, переходный и промежуточный (по Шуру [32]) слои мерзлоты.

Нанорельеф на водораздельных поверхностях представлен нанополлигонами высотой 0.4–0.6 и 0.8–1.5 м в диаметре, с границей мерзлоты на глубине 0.6–0.7 м, чередующихся с межнанополлигональными понижениями, глубиной 0.1–0.3 м и до 0.5 м шириной с мерзлотой на глубине от 0.15 до 0.3 м.

Проведенные зимние наблюдения в тундре показали, что формирование пятен изливания идет осенью при быстром промерзании периферийных и верхних частей нанополлигонов, возникновении в них высокого криостатического давления, под действием которого через образовавшиеся трещины происходит изливание или выдавливание на поверхность еще пластичного мате-

риала верхних минеральных частей профилей. При этом материал органогенных горизонтов опускается на глубины 15–30 см, образуя в плане воронкообразное залегание. Благоприятствующими формированию пятен условиями являются отсутствие или незначительное по глубине промерзание почвы на нанополигона на момент образования пятна, резкий (сутки—двое) переход воздуха к низким температурам (–15...–20°C и ниже), отсутствие или небольшая мощность снежного покрова, достаточно высокая влажность профилей на момент промерзания.

Сопоставление наблюдений на ряде ключевых участков за динамикой образования пятен с данными расположенных в районе работ метеостанций показало, что возникновение пятен определяется погодными условиями очень короткого отрезка времени в осенний период. Установлено массовое их формирование в одни и те же годы на участках, находящихся на значительном удалении друг от друга. За 3–5 лет на участках с развитым нанополигональным рельефом и проявлением пятнообразования образование новых пятен происходит на 3–5%, а в отдельных случаях на 15% нанополигонов. Теоретически, в течение 100 лет каждый из нанополигонов мог пройти стадию пятнообразования. Пятна могут появляться на разных стадиях зарастания нанополигонов, начиная от свежих образований до нанополигонов с почвами, обладающими зрелыми профилями [10].

Изложенное позволяет вскрыть обусловленные этой цикличностью и ее нарушениями закономерности распространения растительности разнообразие сформированных почв, особенности организации почвенного покрова на водораздельных участках едом и в верхних частях их склонов.

На едомных водоразделах приморских низменностей зарастание пятен характеризуется последовательной сукцессией растительного покрова [1, 10]. Конечным этапом на большей части территории типичных тундр региона являются кустарничково-зеленомошные или осоково-зеленомошные покровы с высоким участием злаков и разнотравья. Прохождение разных стадий зарастания отражено в строении и свойствах формирующихся почв, особенно в строении их органогенных горизонтов. На финальной стадии зарастания на нанополигонах доминируют криоземы типичные и грубогумусированные [10, 24].

В условиях развития нанополигонального рельефа в понижениях и трещинах идет прогрессивное накопление остатков зеленых мхов, опада кустарничково-злаковой растительности, формируются торфяные горизонты. Здесь развиты мерзлотные торфянистые или торфянисто-глеевые почвы с высоким положением в них границы мерзлоты (10–30 см). Неровности нанорельефа поверхности многолетней мерзлоты с перепада-

ми высот до 30 см определяют перераспределение и накопление влаги на границе мерзлотного водоупора, латеральное ее перемещение на участках, обладающих даже небольшими уклонами дневной поверхностей [11, 25].

Изучение почв и почвенного покрова на едомных водоразделах тундр в междуречье Индигирки и Колымы выявило слабое проявление в них признаков оглеения или его отсутствия. При наличии признаков криотурбаций, в соответствии с Классификацией почв России [23, 27], подобные почвы отнесены к различным типам и подтипам криоземов [9, 11, 24]. Ослабление признаков оглеения в профилях почв этого района отмечалось ранее и связывалось с высокой континентальностью климата. Отмечалось присутствие в формирующихся почвах двух зон оглеения в верхней и нижней частях профилей [10, 30]. Не исключая наличия процесса актуального оглеения во многих формирующихся на низменностях почвах, установлено, что глеевые надмерзлотные горизонты в некоторых из них могут иметь реликтовое происхождение и являются материалом переходного слоя, оттаивавшего и входящего в состав нижних частей современных профилей в экстремальные по теплообеспеченности годы [30, 32].

Под свежими пятнами и на начальных этапах формирования на них почв в верхних частях профилей установлено присутствие устойчивой зоны с признаками слабого оглеения. Они представляют участок нарушений, образовавшийся при возникновении пятна. При промерзании в этих зонах идет активное образование льда, составляющего до 30–40% общего объема материала, что при оттаивании способствует его переувлажнению и слабому оглеению [10]. Сильное увеличение под поверхностью свежих пятен зимой льдистости и влажности (в 4–5 раз) отмечают мерзловеды [38, 42]. При зарастании пятен, формировании органогенных горизонтов, зона оглеения постепенно исчезает, что связано со снижением объемов выделения льда в верхних частях профилей почв.

Под деструктивными пятнами, сформированными под влиянием дефляции и снежной корразии, почвы различаются по степени смыва верхних горизонтов и сохранности строения центральных частей профилей. Иванова [15, 16] относила их к редуцированным или сильноредуцированным, Караваева [20, 22] — к остаточным слабо развитым, Игнатенко [17] — к остаточным с добавлением названия почв, формирующихся на нанополигонах, не затронутых пятнообразованием.

Изучение временных рядов почв, сформированных на редуцированных пятнах, показало, что они в отличие от почв пятен излияния являются более устойчивыми, долговременными образованиями (десятки лет и более) и проходят в своем развитии три основных стадии развития: деструк-

ции поверхностных горизонтов почвы нанополлигона (образования пятна), стабилизации – нахождения пятна в незадернованном состоянии, зарастания. Первая и вторая характеризуются постепенным стиранием, а в дальнейшем, более глубокой перестройкой строения и свойств ранее развитой на нанополлигоне почвы, заключительная, вызванная прекращением или резким ослаблением нарушений поверхности, зарастанием и последовательным формированием характерных для окружающей ландшафтной обстановки почв. Во многих случаях прохождение поздних стадий развития почв сопровождается прогрессивным усилением признаков оглеения средних и нижних частей профилей.

Исследованиями последних лет в профилях криоземов, формирующихся на поверхностях едом и верхних частях их склонов, установлено наличие надмерзлотных горизонтов аккумуляции грубого органического вещества [11]. Эти горизонты занимают строго определенное место в профилях, залегая непосредственно на поверхности подстилающей многолетней мерзлоты, обладают мощностью от 5 до 10 см, набором морфологических признаков и аналитических показателей, достаточных для выделения их в качестве генетических горизонтов – надмерзлотно-аккумулятивных органо-генных, предложенных обозначать индексом CRO [11]. Главной отличительной чертой их строения является высокое содержание криотурбированного грубого органического вещества в виде морфонов или находящегося в смеси с минеральным.

В зависимости от условий почвообразования конкретных участков едом, степени их увлажнения, выраженности мерзлотного нанорельефа, льдистости надмерзлотных частей профиля, динамики пятнообразования установлены два основных механизма формирования горизонта CRO: 1) путем латерального переноса грубого органического материала по границе мерзлоты, 2) под влиянием активного пучинного пятнообразования [11, 25].

1. Латеральный перенос грубого органического вещества осуществляется в условиях близкого залегания многолетней мерзлоты (менее 80 см), высокой льдистости надмерзлотных частей профилей, хорошо выраженного нанорельефа поверхности мерзлоты, нахождения органо-генных горизонтов почв межнанополлигональных понижений в слое многолетней мерзлоты. Наблюдаемое пятнообразование, оказывает влияние на организацию нанорельефа поверхности мерзлоты, увеличивая перепады ее высот и крутизну уклонов [25]. Перенос грубого органического материала осуществляется из нижних частей тела торфяной почвы по уклону мерзлоты в сторону центральных частей нанополлигонов, при вытаивании крупных

ледяных шлиров. Предположения о подобном механизме или упоминания о фактах его проявления ранее высказывались Грависом [5], Шуром [32], Бокхеймом [34], Уолкером [43] и др. Установлено, что в период максимального оттаивания, сильного обводнения высокольдистых надмерзлотных частей профилей, на границе с многолетней мерзлотой происходит замещение активно вытаивающих крупных ледяных шлиров насыщенным влагой грубым органическим материалом, отторгающимся от тела торфяной почвы и сползающим по уклонам поверхности мерзлотного водоупора. Важным условием протекающего процесса является отток в этот период из нижних частей оттаивающих профилей избытка вод, которые по системе мерзлотного нанорельефа сбрасываются в подчиненные формы рельефа. Средний показатель потери от прокалывания для материала горизонтов, сформировавшихся таким образом, составил 29.6%, а содержание $C_{орг} - 9.3\%$ ($n = 17$). Эти горизонты предложено рассматривать в качестве органо-минеральных надмерзлотно-аккумулятивных [11].

2. Второй механизм формирования горизонта CRO связан с цикличностью образования пятен изливания на поверхности нанополлигонов, заносом материала органо-генных горизонтов в центральные части профилей, частичной его трансформацией, дальнейшей нисходящей миграцией к границе многолетней мерзлоты, где происходит его аккумуляция и дальнейшее преобразование. В зависимости от сформированной на нанополлигоне почвы, криотурбированный материал может иметь различный состав и представлять собой фрагменты горизонтов W, O, AO, T, растительный опад, очес мхов. Часть поступившего материала мигрирует по профилю в составе отдельных морфонов (5–7 см), часть в ходе трансформации образует в криотурбированных горизонтах (CR) темные примазки и пятна с участием микроформ грубого органического материала, часть в ходе активной гомогенизации распределяется в материале минеральных горизонтов. Практически всеми отечественными и зарубежными исследователями мерзлотных почв Арктики и Субарктики с близким залеганием границы многолетней мерзлоты и признаками криотурбаций отмечается увеличение морфонов, содержащих органическое вещество, в нижних частях формирующихся почв при невысоком его содержании в верхней минеральной части профиля [12, 13, 21, 41, 42].

Важным моментом является факт нисходящей миграции органосодержащих морфонов, вышедших из зоны с активным турбационным перемешиванием. Исследования почв в период максимального оттаивания показали, что этому может способствовать активно идущее в период осеннего промерзания в профиле льдовыделение. Как показали полевые наблюдения, при промерзании, пре-

имущественно идущем с поверхности почвы, в верхних частях морфонов образуются линзы, кристаллы и друзы льда [10]. Быстро увеличивающийся его объем постепенно вдавливает органический материал морфона в еще не полностью замерзшую подстилающую минеральную массу, определяя нисходящий вектор его перемещения.

К важным морфологическим и химическим характеристикам формирующихся в подобных условиях надмерзлотно-аккумулятивных горизонтов следует отнести их пространственную дискретность, пятнистость, связанную с присутствием морфонов, различающихся составом органического материала и степенью его трансформации, участием в составе горизонта минерального материала, более широким диапазоном мощностей горизонтов.

Проведенное радиоуглеродным методом определение возраста органического материала из органогенных и органо-минеральных надмерзлотно-криоземов различных районов Колымо-Индибирского междуречья ($n = 12$) показало, что их возраст колеблется от 1 до 4 тыс. лет при подавляющем большинстве полученных дат в пределах 2 тыс. лет [11]. В процессе прогрессивного накопления органического вещества, изменяющего теплофизические свойства горизонта С_О, нижние его части постепенно переходят в многолетнемерзлое состояние.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ОЗЕРНО-АЛАСНЫХ КОТЛОВИНАХ

В голоцене, в ходе активного развития термокарстовых процессов, на приморских низменностях сформировался сложный аласный рельеф. Размеры некоторых крупнейших аласов могут достигать в поперечнике 50 км. Характерной особенностью их строения является террасированность. В наиболее крупных аласах количество террас может достигать 8, чаще 4–5. Ширина их поверхностей колеблется от десятка до первых сотен метров, высота склонов 15–20 м. Превышение водоразделов над днищами котловин в тундре достигает 40 м. Днища наиболее глубоких аласов расположены на 1–5 м выше уровня моря. По мнению различных авторов, на основной части низменностей в настоящее время рельеф находится в состоянии, близком к равновесному [18, 35, 36].

Сильно террасированные озерно-аласные котловины занимают до 75% площади отдельных районов низменностей. Специфика развития в голоцене рассматриваемой территории, сложенной отложениями ЛК, содержащими до 60% льда, привела к сложной организации строения аласов. В расположенных по соседству котловинах, террасы, находящиеся на одном высотном уровне, могут иметь раз-

личный возраст, а их поверхности сложены продуктами переработки материала ЛК в голоцене.

В результате развития озерно-аласного рельефа при начальном обособлении аласных котловин и дальнейшем их слиянии установить конкретное время формирования отдельных террас сложно. Исходя из их нахождения по отношению к уровню гидрографической сети, днищам котловин, их оформленности, степени переработки склоновыми, почвенными процессами, сформированного на них мерзлотно-рельефа и нанорельефа, растительного и почвенного покровов, всю их совокупность можно разделить на террасы трех уровней: высокого, среднего и низкого.

Почвообразующими породами в котловинах являются отложения ЛК, толщи таберальных отложений, склоновый делювий, озерные отложения. Материал ЛК преимущественно слагает склоны террас высокого уровня, участвует в формировании склонового делювия, озерных отложений. Таберальные толщи являются оттаивавшими отложениями ЛК, находившимися под днищами сформированных термокарстовых озер, впоследствии вновь перешедшими в мерзлое состояние. Пачки озерных отложений слагают поверхности террас и могут достигать мощности нескольких метров.

Содержание С_{орг} в материале склонового делювия, таберальных толщ сопоставимо с таковым в отложениях ЛК. В нем несколько снижается участие подвижных форм фосфора и калия. В озерных отложениях присутствуют торфянистые прослои. Во вмещающих их минеральных прослоях значения С_{орг} достигают 3–4%, увеличивается содержание слаборазложившегося растительного детрита. Оно повышается от террас верхнего уровня к нижнему, в этом же направлении идет снижение содержания подвижных форм фосфора и калия [14].

Поверхности террас разного уровня проходили последовательно субаквальные фазы развития, т. е. являлись днищами озер, далее фазы гидроморфного почвообразования – развития в условиях низких заболоченных террас и современного, определяемого сложившейся на террасах обстановкой. В зависимости от возраста террас признаки протекавшего в разные периоды их развития почвообразования сохраняются в разной степени. Это в значительной степени определяет строение и свойства формирующихся почв.

Почвы поверхностей и склонов террас высокого уровня обладают значительным сходством с почвами дренированных участков едом. Для них характерен устойчивый тренд почвообразования от глееземов к криоземам, осложненный на всех элементах террас склоновыми процессами и в первую очередь солифлюкцией. Глубина сезонного оттаивания здесь составляет 0.6–0.7 м. На склонах и террасах высокого, реже среднего уровня, сформирован широкий ряд криоземов (типичные, грубоуг-

мусовые, торфяно-криоземы), а также криоземы с хорошо выраженным горизонтом надмерзлотной аккумуляции грубого органического вещества (CRO), что указывает на длительное развитие этих почв в условиях криоземообразования. В это же время на террасах в пределах ареалов, существовавших в начале голоцена торфяников, формируются криоземы типичные, грубогумусированные, глееватые, сохраняющие значительные объемы сильно минерализованного растительного детрита, равномерно распределенного в материале минеральных частей профилей.

Переход к террасам среднего уровня характеризуется увеличением в профилях формирующихся почв признаков оглеения. На небольших по протяженности дренированных площадках террас формируется криоземы типичные, грубогумусированные, глееватые, торфяно-криоземы. Пятнообразование на подобных участках выражено слабо. Глубина сезонного оттаивания составляет 50–60 см. На больших по площади террасах доминируют глееземы грубогумусированные и криотурбированные, подстилаемые многолетнемерзлыми породами с ярко выраженными реликтовыми признаками оглеения. В центральных частях крупных мерзлотных полигонов идет образование торфяно-глееземов и широкого ряда мерзлотных торфяных почв с залеганием мерзлоты на глубине около 0.4 м. В профилях почв, формирующихся на отдельных террасах, проявляются признаки и свойства, унаследованные от озерных отложений. К ним относится присутствие выдержанных по простиранию тонких прослоев, сильно обогащенных минерализованным растительным детритом, а в надмерзлотных частях – прослой торфа. С ними также связаны признаки редуцированного оглеения.

Террасы низкого уровня, находящиеся на 2–3 м над урезом воды в озерах и днищах аласов, занимают до 50% их площади. На поверхности днищ недавно сошедших озер (20–50 лет), в условиях отсутствия мерзлотного нанорельефа и глубиной оттаивания до 0.7 м формируются слаборазвитые почвы, по строению близкие к мерзлотным слаборазвитым аллювиально-слоистым. Формирующиеся почвы унаследуют строение и свойства озерных отложений, по ряду признаков, отличающихся от аллювиальных, поэтому их правомочно выделять в створе синлитогенных почв в самостоятельный отдел – озерно-слоистых почв.

В условиях продолжающегося вреза гидросети, перехода бывших днищ озер в режим низких террас, с развитием мохового покрова и формированием торфянистого горизонта эти почвы трансформируются в мерзлотные озерно-слоистые торфяно-глеевые с резким поднятием границы сезонного оттаивания до 0.2–0.3 м. Их профили хорошо сохраняют черты озерного осадка.

На террасах среднего уровня признаки слоистости озерных отложений в профилях почв постепенно ослабевают. Степень их сохранности, включая почвы, формирующиеся на террасах среднего уровня, является хорошим показателем оценки длительности протекающего здесь почвообразования, сроков схода озер. На рассматриваемых территориях доминируют мерзлотные торфяно-глееземы, подстилаемые с глубины 0.4 м высокольдистыми озерными отложениями. С нарастанием мощности мха, торфяных горизонтов, поднятием границы мерзлоты до 0.2 м они переходят в мерзлотные олиготрофные или эвтрофные торфяные почвы. В современных биоклиматических условиях мерзлотные торфяные почвы являются устойчивым финальным звеном развития почв днищ озерно-аласных котловин и террас низкого уровня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На обширной территории тундр низменностей северо-востока Сибири установлены три тренда современного почвообразования: глеевое, криоземообразование, торфообразование. Криоземообразование протекает на поверхностях едом, верхних частях их склонов, террасах высокого уровня при участии активного пятнообразования. Криоциклическое развитие почв приводит к распространению в почвенном покрове криоземов, находящихся на разных стадиях развития. Специфической особенностью протекающего криоземообразования является формирование органогенных и органо-минеральных надмерзлотно-аккумулятивных горизонтов (CRO). В условиях криоциклического развития почв надмерзлотно-аккумуляция грубого органического материала рассматривается как прогрессивно идущий процесс, и криоземы с горизонтом CRO отражают наиболее зрелые стадии развития этих почв.

Глееобразование характерно для слабодренированных участков едом, частично террас высокого уровня озерно-аласных котловин и доминирует на террасах среднего и низкого уровня. Глеевый процесс здесь имеет устойчивый характер и проявляется в профилях большинства формирующихся почв. Его ослаблению способствует усиление дренированности поверхностей и активное формирование мерзлотного нанопolygonального рельефа идущее на террасах высокого уровня.

На днищах аласов, низких террасах в условиях избыточного увлажнения, активного развития мохово-пушицево-осоковой растительности реализуется тренд торфонакопления. Он имеет прогрессивный характер, чему способствуют биоклиматические условия и близкое залегание многолетней мерзлоты, препятствующих разложению накапливающегося органического материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания 0191-2019-0044 и при поддержке РФФИ № 19-04-00125 и 19-05-00071.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев В.Н., Перфильев В.И.* Растительность Нижнеколымской тундры // Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5–43.
2. *Васильевская В.Д.* Генетические особенности почв пятнистой тундры // Почвоведение. 1979. № 7. С. 20–31.
3. *Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., 1992. Т. 1. 417 с.
4. Геокриологический словарь / Под ред. Дубикова Г.И. и др. М.: ГЕОС, 2003.
5. *Гравис Г.Ф.* Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 112–123.
6. *Губин С.В.* Голоценовая история формирования почв на приморских низменностях Севера Якутии // Почвоведение. 2001. № 12. С. 1413–1420.
7. *Губин С.В.* Взаимосвязь формирования почв тундр Севера Якутии с развитием ландшафтной обстановки // Известия РАН. Сер. географическая. 2013. № 1. С. 89–98.
8. *Губин С.В., Веремеева А.А.* Почвообразующие породы Северо-Востока России, обогащенные органическим веществом // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1334–1340. <https://doi.org/10.1134/S1064229310110062>
9. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Почвы суглинистых водоразделов приморских тундр Севера Якутии: условия и процессы формирования // Почвоведение. 2017. № 2. С. 147–157. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17020046>
10. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов приморских низменностей Севера Якутии // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1283–1295. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110077>
11. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр северной Якутии // Почвоведение. 2018. № 7. С. 1–17. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18070043>
12. *Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В.* Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. 303 с.
13. *Еловская Л.Г., Тетерина Л.В.* Почвы приколымской тундры. Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. С. 158–194.
14. *Жиготский В.Я.* Коренное изменение геохимии ландшафтов на низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен–голоцен. Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 101–111.
15. *Иванова Е.И.* Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре Обской губы. О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 49–116.
16. *Иванова Е.Н.* Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976. 227 с.
17. *Игнатенко И.В.* Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 279 с.
18. *Каплина Т.Н.* Аласные комплексы северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.
19. *Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др.* Дуваный Яр – опорный разрез плейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 49–65.
20. *Караваева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
21. *Караваева Н.А., Таргульян В.О.* Об особенностях распределения гумуса в тундровых почвах Северной Якутии // Почвоведение. 1960. № 12. С. 36–45.
22. *Караваева Н.А., Таргульян В.О.* К изучению тундр Северной Якутии // О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 53–71.
23. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
24. *Лупачев А.В., Губин С.В., Герасимова М.И.* Проблемы диагностики криогенных почв в современной классификации почв России // Почвоведение. 2019. № 8. С. 1–6. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19080100>
25. *Лупачев А.В., Губин С.В., Демидова А.А., Каверин Д.А., Пастухов А.В., Якимов А.С.* Микрорельеф поверхности многолетнемерзлых пород: строение и экологические функции // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 3–14.
26. *Макеев О.В.* Криогенный почвенно-грунтовый комплекс // Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной и климата на территории криолитозоны. Тез. докл. Пушино, 1995. С. 146–148.
27. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.
28. *Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1980. 198 с.
29. *Томирдиаро С.В., Черненко Б.И.* Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
30. *Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В.* Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2003. № 2. С. 158–170.
31. *Шарапова Т.А.* Динамика криогенного строения пятен медальонов. Криогенные процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 153–158.

32. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 212 с.
33. Bockheim J.G., Hinkel K.M. The importance of “deep” organic carbon in permafrost-affected soils of arctic Alaska // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2007. V. 71. P. 1889–1892.
34. Bockheim J.G., Tarnocai C. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils // *Geoderma*. 1998. V. 81. P. 281–293.
35. Czudek T., Demek J. Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief // *Quaternary Res.* 1970. V. 1. P. 103–120.
36. Grosse G., Jones B., Arp C. Thermokarst lakes, drainage, and drained basins. *Treatise on Geomorphology*. V. 8. Glacial and Periglacial Geomorphology / Ed. Shroder J.F. San Diego: Academic Press, 2013. P. 325–353.
37. Kaiser C., Meyer H., Biasi C., Rusalimova O., Barsukov P., Richter A. Storage and mineralization of carbon and nitrogen in soils of a frost-boil tundra ecosystem in Siberia // *J. Appl. Soil Ecol.* 2005. V. 29. P. 173–183.
38. Michaelson G.J., Ping C.L., Epstein H.E., Kimble J.M., Walker D.A. Soils and frost boil ecosystems across the North American Arctic Transect // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. G03S11. <https://doi.org/10.1029/2007JG000672>
39. Morgenstern A., Ulrich M., Günther F., Roessler S., Fedorova I.V., Rudaya N.A., Wetterich S., Boike J., Schirrmeyer L. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // *Geomorphology*. 2013. V. 201. P. 363–379.
40. Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E., Bateman M.D., Danilov P.P., Savvinov G.N., Gubin S.V. et al. Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climatic Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. *Permafrost and Periglac. Process*, 2015. 26. P. 208–288. <https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
41. Ping C.L., Jastrow J.D., Jorgenson M.T., Michaelson G.J., Shur Y.L. Permafrost soils and carbon cycling // *Soil*. 2015. 1. P. 147–171. <https://doi.org/10.5194/soil-1-147-2015>
42. The Canadian System of Soil Classification. 2nd ed. Ottawa, Ont.: Agriculture Canada Publishing, 1987. 164 p.
43. Walker D.A., Epstein H.E., Romanovsky V.E. et al. Arctic patterned-ground ecosystems: A synthesis of field studies and models along a North American Arctic Transect // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. <https://doi.org/10.1029/2007JG000504>

Pedogenesis in the Tundra Zone of Coastal Lowlands of Northeastern Siberia

S. V. Gubin¹ * and A. V. Lupachev¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Coastal lowlands of northeastern Siberia are composed of the Pleistocene ice-rich organic-containing loamy sediments of the Ice Complex (yedoma) and products of their transformation in the Holocene. In the tundra zone, three major trends of modern pedogenesis depending on the geomorphic position and age of particular landforms have been identified. On the interfluves affected by thermokarst processes in the Holocene, somewhat elevated remains of the Late Pleistocene Ice Complex alternate with vast thermokarst depressions (alases) with lakes. Cryozems are developed in automorphic plain positions and on the upper parts of slopes. The profiles of these soils are strongly affected by cycles of frost boiling and cryoturbation; under their influence, specific suprapermafrost accumulative organomineral horizons are formed. Gleyzation predominates in the soils of the low- and middle-level Holocene terraces of alases. Peat accumulation is progressively developed in the bottoms of alas depression.

Keywords: Cryosol, Gleysol, Histosol, ice complex, yedoma, alas