

ТУНДРОВЫЕ

Н. А. КАРАБАЕВА

ПОЧВЫ

СЕВЕРНОЙ

ЯКУТИИ

Н. А. КАРАВАЕВА

ТУНДРОВЫЕ
ПОЧВЫ
СЕВЕРНОЙ
ЯКУТИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва, 1969

Караваева Н. А. Тундровые почвы Северной Якутии.

Работа посвящена генезису и географии почв неизученной части тундровой зоны — Приморской низменности Якутии и Новосибирским островам.

Дается обзор литературы в аспекте развития основных представлений о тундровом глеевом почвообразовании. Подробно освещены условия почвообразования исследованной территории, основные закономерности распределения ландшафтов, их краткое описание, главные черты географии почв в пределах двух тундровых подзон (типичной и арктической) северной Якутии. Приводится подробная генетическая характеристика двух ведущих подзональных подтипов почв тундровой зоны северной Якутии. Рассматривается влияние криогенных процессов на свойства почв. Дано обобщенное описание типа тундровых глеевых почв в его подзонально-фациальном варьировании, предлагаются пути сельскохозяйственного использования территории.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор сельскохозяйственных наук

Е. Н. ИВАНОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа посвящена исследованию природы и почв малоизученной территории тундровой зоны восточной половины северной Якутии — низменности низовий Лены и Индигирки и о-ва Большого Ляховского (Новосибирские острова). Тундровая зона до настоящего времени остается одной из наименее изученных зон, особенно в отношении почв. Суровый климат тундровых областей в сочетании с низким естественным плодородием почв обусловили трудности их освоения для земледелия. Однако научный интерес к природе этой зоны, к тундровому почвообразованию в условиях специфического сочетания природных факторов был всегда достаточно высок. В послевоенные годы интерес к изучению природы северных территорий значительно возрос. Открытие ряда ценных месторождений полезных ископаемых, постоянное функционирование Северного Морского пути, приток населения, увеличение жилищного, дорожного и другого строительства потребовали всестороннего исследования природы тундровых территорий, в том числе и почво-грунтов, как основы для строительных и возможных сельскохозяйственных мероприятий.

В Почвенном институте им. В. В. Докучаева систематическое изучение почв Крайнего Севера началось в связи с работами по составлению почвенных карт и общему учету земельных ресурсов. Инициатором разработки этой темы и ее руководителем до настоящего времени является Е. Н. Иванова.

Автором настоящей работы в 1956—1957 гг. были проведены экспедиционные исследования, посвященные изучению ряда районов тундры северной Якутии — низовьям Лены и Индигирки и о-ву Большому Ляховскому. В основу работы положены результаты исследований, проведенных на Яно-Индигирской низменности и ука-

занном острове. Были использованы также данные по почвам низовий Лены. В результате этих работ получены материалы по почвенному покрову наиболее континентальных тундр земного шара, ранее не исследованных. Выяснилось, что в этой части тундровой зоны свойства почв и закономерности распространения почв специфичны, значительно отличаются от таковых для изучавшихся ранее почв западных частей тундровой зоны. Данные о почвах наиболее континентальных тундр значительно дополнили и расширили наши представления о тундровом почвообразовании.

В настоящей работе подробно описаны тундровые глеевые почвы и процессы, их формирующие. Большое внимание уделено динамическому состоянию тундровых почв и ландшафтов, связанному с проявлением криогенных процессов в деятельном слое. Рассматриваются многообразные формы тундрового глеевого почвообразования на основании всех имеющихся в настоящее время материалов по тундровым почвам. Показаны те новые научные представления, которые возникли в результате изучения почв якутских и чукотских тундр. Автор пользуется случаем выразить глубокую благодарность руководителю и организатору работ по тундровым почвам — Е. Н. Ивановой, товарищу по тундровым экспедициям и обработке привезенного материала В. О. Таргульяну, а также заместителю начальника Тиксинского морского порта М. М. Трусову, безотказно обеспечившему нас транспортом для проведения полевых маршрутов.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СУЩНОСТИ ТУНДРОВОГО ГЛЕЕВОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

В истории изучения тундрового почвообразования можно выделить три крупных периода. В первый период — с 1911 по 1925 г. — были получены первые сведения о почвах тундр, показавшие большую специфику тундрового почвообразования по сравнению с более южными зонами (Сукачев, 1911; Танфильев, 1911; Драницын, 1914, 1916; Григорьев, 1925а, б).

Второй период — с 1932 по 1939 г. — характеризовался относительно систематическим изучением почв разных частей тундровой зоны, в результате которого получен разнообразный материал о тундровых почвах, положенный в основу представлений об особенностях выветривания и почвообразования в тундровой зоне (Городков, 1932а, б, 1939; Ливеровский, 1934, 1937, 1939а, б; Иванова и Полынцева, 1936; Иванова и Копосов, 1937). В третий период — с 1952 г. по настоящее время — были сформулированы представления о сущности тундрового глеевого почвообразования, почвы тундрового глеевого типа введены в общую систематику и классификацию почв СССР (Иванова, 1956). В то же время велись дальнейшие исследования генетической сущности тундрового глеевого почвообразования, освещенные в ряде работ регионального характера (Крейда, 1958, 1962; Таргульян, 1959, 1963; Каравалева и Таргульян, 1960, 1963; Михайлов, 1960; Иванова, 1962; Каравалева, 1963; Игнатенко, 1963, и др.).

С первых шагов изучения тундровых глеевых почв сложилось представление о тундровой почвенной зоне

как зоне преобладания глеевых процессов и специфического почвообразования, которое называлось разными исследователями по-разному: особым полуболотным (Драницын, 1914), глеево-болотным в своеобразном тундровом преломлении (Ливеровский, 1934), тундровым глеевым (Иванова, 1956). В то же время некоторые исследователи вслед за Б. Н. Городковым (1932а, б, 1939) рассматривали тундру как часть таежной зоны и ведущим неспецифическим тундровым процессом считали ослабленное подзолообразование (Ратманов, 1930; Иванов, 1931). В настоящее время в СССР этот взгляд не развивается. За рубежом сторонником взглядов В. Н. Городкова являются американский почвовед Тедроу и др.

По характеру выветривания тундровая зона принадлежит к холодному гумидному типу с интенсивным физическим и замедленным химическим выветриванием (Blanck, Giesecke, Keese, 1930; Blanck, Riesser, Mortensen, 1928; Замятченский, 1933; Таргульян, 1959, 1963). Формирующиеся на изверженных породах продукты выветривания отличаются обломочностью, кислой реакцией, ненасыщенностью, обогащены органическим веществом и R_2O_3 и в целом обнаруживают большое сходство с продуктами выветривания и примитивными почвами лесотундровой и таежной зон (Таргульян, 1959, 1963). Почвы, формирующиеся на подобном щебнистом и легком по механическому составу субстрате, значительно отличаются от почв, развитых на мелкоземистых суглинистых отложениях, что отмечалось всеми исследователями тундровой зоны (Драницын, 1916; Городков и Неуструев, 1923; Городков, 1932а, б, 1939, и др.). Почвы на легких породах обычно не оглеены и имеют признаки слабого оподзоливания, степень которого уменьшается с юга на север (Драницын, 1916) и с запада на восток тундровой зоны (Григорьев, 1925а; Городков, 1939). В каждом данном месте обнаруживаются обратная зависимость степени оподзоливания от степени оглеения (Городков, 1932б; Ливеровский, 1934) и связь оподзоливания с микрорельефом (Григорьев, 1925а; Городков, 1932а; Иванова, 1962).

На суглинках тундровой зоны повсеместно развиты глеевые процессы формируют почвы, существенно отличающиеся по морфологии и свойствам от почв на легких породах. Эти почвы переувлажнены и оглеены боль-

шую часть теплого периода (Сукачев, 1911; Драницын, 1916; Ливеровский, 1934). В верхней части профиля формируется поверхностно-гигрофильный горизонт. Анаэробно-периодически сменяется аэрацией и окислением (Городков, 1932а). Водопроницаемость глеевых почв ничтожна. В бездождные периоды и при промерзании нисходящие токи почвенных растворов сменяются восходящими (Драницын, 1914; Григорьев, 1925а, и др.). Подобные особенности водного режима приводят к замедленному удалению подвижных продуктов почвообразования из почвенной толщи, относительно небольшой ее выщелоченности и слабой дифференцированности. Оглеение, слабая порозность и аэрированность создают неблагоприятный воздушный режим и обуславливают плохие физические свойства почвы (Цыпленкин, 1937). Вследствие постоянного переувлажнения почв их термический режим отличается суровостью; на большей части территории тундровой зоны это приводит к появлению в почвенном профиле длительной сезонной или многолетней мерзлоты, усугубляющей переувлажнение и являющейся водопором для почвенных растворов. В теплый период прогреваются только поверхностные горизонты почв и наблюдается резкое падение температур по профилю (Городков, 1932а; Ливеровский, 1934; Цыпленкин, 1937).

Оглеение, низкие температуры и краткость теплого периода обуславливают слабый прирост органической массы и замедленные темпы ее разложения (Городков, 1932а; 1939; Ливеровский, 1934). Все исследователи отмечали грубогумусность органических горизонтов тундровых глеевых почв наряду с глубоким пропитыванием почвенного профиля высокодисперсными гумусовыми соединениями (Ливеровский, 1934; Иванова и Копосов, 1937; Крейда, 1962). В то же время некоторые из них считали, что торфонакопление не характерно для плакорных тундровых почв. Это связывалось с двумя причинами: слабым приростом органической массы и предположительно — с постоянным обновлением поверхности тундры мерзлотными процессами. В тундровом почвообразовании ведущая роль всегда отводилась мерзлотным процессам. Большинство исследователей видело проявление этих процессов в восходящих термокапиллярных токах почвенного раствора, постоянном перемешивании

жидкой фазы почв (Драницын, 1914, 1916; Григорьев, 1952а; Ливеровский, 1934, 1939а), а возможно, и почвенной массы (Иванова и Польшцева, 1936; Иванова и Копосов, 1937). Некоторые авторы отмечали роль мерзлоты как водоупора и, возможно, конденсатора влаги (Городков, 1939; Цыпленкин, 1946), мерзлотную нарушенность профиля и другое многообразное, прямое или косвенное влияние мерзлотных процессов. Б. Н. Городков (1932а, 1939) считал, что роль мерзлоты в почвообразовании более ограничена, что мерзлота оказывает главным образом механическое воздействие (обуславливая мерзлотное растрескивание и связанную с ним денудацию деятельного слоя), но и этот автор позже (1956, 1958) подчеркивал важность для почвообразования восходящих термокапиллярных токов при промерзании.

Мерзлотные процессы в тундровых почвах обычно связывались с характером микрорельефа, способами его образования и эволюцией. Для суглинистых грунтов тундровой зоны описано несколько типов микрорельефа (Драницын, 1914; Григорьев, 1925а; Ливеровский, 1934; Иванова и Польшцева, 1936). Большинство исследователей придерживалось взгляда о множественности способов образования тех или иных форм микрорельефа в зависимости от конкретной обстановки. Отмечено, что географические закономерности распространения форм микрорельефа в пределах тундровой зоны зависят от изменения биоклиматических условий и свойств грунтов (Драницын, 1914; Григорьев, 1925а; Городков, 1939, 1956, 1958). Е. Н. Ивановой (1962) выделено два крупных генетических типа тундрового микрорельефа, связанных с разными биоклиматическими условиями в пределах тундровой зоны: пучинно-бугорковый, наиболее распространенный в океанических и умеренно континентальных районах, и трещино-нанополигональный, приуроченный к наиболее континентальным районам тундровой зоны.

Таким образом, согласно сложившимся представлениям, тундровым глеевым почвам на суглинках свойственны следующие основные признаки: оглеение всего профиля с формированием поверхностно-глеевого тиксотропного горизонта; кислая, чаще — слабокислая реакция, небольшая ненасыщенность, грубогумусность и фульватный характер гумуса, слабая (разная в разных подзо-

нах), не всегда выраженная дифференциация минеральной части по распределению ила и R_2O_3 , большая роль мерзлотных явлений в почвообразовании.

Почвенно-географическое подразделение тундровой зоны на подзоны впервые было произведено Ю. А. Ливеровским (1934), который выделил четыре подзоны: солончаковато-полигональных и структурных почв (арктическая тундра), глеевых пятнистых почв (мохово-лишайниковая типичная тундра), торфяно-глеевых пятнистых и бугристых почв (южная тундра) и торфяно-подзолисто-глеевых почв (лесотундра). Б. Н. Городков (1939) предлагал разделить Арктику на две подзоны: полярно-пустынного и тундрового почвообразования. Обе подзоны, кроме того, подразделялись им на два района: западный (до Северной Земли и Таймыра) и восточный (до Берингова пролива). Согласно «Почвенно-географическому районированию СССР» (1962), полярный пояс подразделяется на две зоны — арктических почв и тундровых почв. Граница между ними примерно совпадает с границей геоботанических подзон типичной и арктической тундры («Геоботаническая карта СССР м-ба 1:4 000 000». М.—Л., 1956). Зона арктических почв разделена на две подзоны: пустынно-арктических почв и дерново-арктических почв. И. С. Михайлов (1962) между этими подзонами выделил еще подзону собственно арктических почв. На фации зона арктических почв не подразделена. Зона тундровых почв включает две подзоны: тундровых глеевых почв (типичная тундра) и тундровых глеевых оподзоленных почв (южная тундра). Кроме того, в ней выделено четыре фации тундровых почв: Кольская, Канинско-Печорская, Северо-Сибирская и Чукотско-Анадырская. Аналогичное подразделение субарктической тундры (типичной и южной) на фации по характеру физико-географических процессов произвел А. А. Григорьев (1956).

Таким образом, согласно принятому в настоящее время почвенно-географическому и геоботаническому подразделению полярного пояса, зонально-подзольные границы совпадают, но в ряде случаев имеют разное таксономическое значение. Так, подзональный геоботанический рубеж между типичной и арктической тундрой по почвенно-географическому подразделению является зональным. Почвенная подзона пустынно-арктических

почв с геоботанической точки зрения рассматривается как самостоятельная зона полярных пустынь.

Мы придерживаемся иного зонального почвенно-географического разделения полярного пояса (Таргульян, Караваева, 1964). В нем выделяются три зоны: зона тундровых кислых ненасыщенных глеевых почв (на суглинистых породах), охватывающая подзоны южной, типичной и частично арктической тундры (без ее наиболее северных частей); зона арктических насыщенных слабокислых и нейтральных почв с локальным проявлением слабого оглеения, охватывающая северные территории геоботанической подзоны арктической тундры, и зона полярных пустынь; зона полярнопустынных почв, представленных карбонатными (и солончаковатыми) ожелезненными почво-пленками, включает перигляциальные территории обширных современных полярных ледников (некоторые районы Антарктиды и Гренландии).

Наши исследования тундровых почв охватывают все подзоны тундры восточной части северной Якутии, т. е., по последнему почвенно-географическому разделению, восточную часть Северо-Сибирской фации зоны тундровых почв и восточную окраину южной части зоны арктических почв. В литературе почти не имеется сведений о почвах изученных нами районов, кроме беглого упоминания Б. Н. Городковым (1939) неоподзоленности почв на легких породах в дельте Лены. Для почв островов Котельного и Фалдеевского, расположенных севернее, но близких по природным условиям к северной части обследованного нами района, имеется несколько описаний (Городков, 1956; Михайлов, 1963). Почвы плакорных местообитаний этих островов Б. Н. Городков назвал арктическими глеевыми, а И. С. Михайлов — дерновыми арктическими. В работе последнего автора дается представление об изменении распределения почв по мере поднятия от низменной приливной полосы до возвышенных равнинных местообитаний. Перечисленные данные исчерпывают сведения о почвах исследованного района и близких к нему по природным условиям территорий.

УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

РЕЛЬЕФ И ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Основной район наших исследований, расположенный в северной Якутии, на Яно-Индибирской низменности, протягивается по течению Индибирки примерно от 70° до 71° 20' с. ш. (до побережья Восточно-Сибирского моря). Другой район охватывает окрестности полярных станций Кигилях и Шалаурова в южной части о-ва Большого Ляховского на широтах 73° 10'—73° 25'. По условиям рельефа и слагающих пород Яно-Индибирская низменность и Новосибирские острова, включающие этот остров, очень сходны. В начале четвертичного периода эта территория представляла собой северную часть материка Азии, выдвинутую в море дальше современной широты Новосибирских островов. В связи с последующим небольшим тектоническим опусканием единая суша была разобщена и сформировались современные очертания береговой линии материка и островов.

Вся эта обширная равнинная территория сложена мощной толщей аллювиальных отложений средне- и позднелеплейстоценового возраста, представляющей в основном русловой, лайдовый и озерный аллювий (Лаврушин, 1963). Формирование этих отложений происходило в условиях сурового климата, близкого к современному, без непосредственного влияния ледниковых вод. В пределах Яно-Индибирской низменности выделяются современные поймы и дельта Индибирки и ее притоков абсолютной высотой от 1—2 до 8—10 м (Втюрин и др., 1957). Они сложены современным аллювием: слоистыми песками, супесями, пелитами, алевролитами, в которых встречаются древесные остатки и линзы торфа (Лаврушин, 1963).

В большинстве случаев эти отложения мерзлые, с современными повторно-жильными льдами. Местами на низменности выделяются участки первой надпойменной террасы Индигирки высотой 12—15 м над уровнем реки (абсолютной высотой около 20 м), сложенные аллювием, аналогичным современному. Над современной поймой возвышаются останцы поверхности сильно размытой древней аллювиальной равнины средне- и позднеплейстоценового возраста (Федорцев, 1938). Они представлены отдельными плосковершинными холмами и грядами абсолютной высотой от 15 до 60 м (местное название «едомы»). Останцы сложены алевритовыми отложениями едомской серии — толщиной (мощностью до 35—40 м) озерно-аллювиальных, озерно-болотных и аллювиальных осадков с фауной крупных млекопитающих и древесными остатками, с включением мощных повторно-жильных льдов (Лаврушин, 1963). Толща содержит значительное количество автохтонного торфа. Большая льдистость едом стимулировала в прошлом и способствует в современный период проявлению интенсивного термокарста (Достовалов, 1959), с чем связано образование на древней аллювиальной поверхности котловин — аласов.

На низменности распространены эрозионно-термокарстовые котловины — аласы верхнечетвертичного возраста и современные. Их размеры и глубина вреза различны. Аласы выполнены переотложенными алевритовыми осадками древней аллювиальной равнины, озерными и особенно аласными льдосодержащими отложениями, часто с аллохтонным торфом и крупными древесными остатками.

Переходный от низменности к горным хребтам пояс предгорий абсолютной высотой 60—100 м, развитый по правому берегу Индигирки, представляет собой расчлененную, повышающуюся к горам территорию, сложенную коренными породами и перекрытую маломощным покровом плейстоценового аллювия.

С юга низменность окаймляют горные сооружения, отроги которых местами далеко выдвинуты на север. Вдоль правого берега Индигирки, почти до ее дельты протягивается отрог Кондаковской возвышенности — низкогорный кряж Бонга-Тага (или Бурулгинский отрог, по К. А. Воллосовичу, 1930). Это мезозойское складчатое сооружение, сложенное юрскими сланцами и песчаника-

ми, с мягким грядово-увалистым рельефом, имеющее абсолютные высоты порядка 300—350 м (наиболее высокая вершина 491 м). К дельте Индигирки кряж понижается до 100—150 м («Северная Якутия», 1960). Новейшие тектонические движения проявились здесь в виде разломов и излияний эффузивов преимущественно среднего и основного состава, перекрывающих на значительных пространствах осадочный фундамент. Они представлены базальтами, андезитами и другими породами, часто пористой (мандельштейновой) текстуры (Воллосович, 1930).

Территория о-ва Большого Ляховского является частью той же древней (плейстоценовой) аллювиальной равнины. Рельеф, а также состав и стратиграфия четвертичных отложений в общем сходны с таковыми Яно-Индигирской низменности. Остров представляет собой как бы чашу с плоским дном и приподнятыми краями. В пределах низменности его центральной части можно выделить два основных элемента рельефа (Романовский, 1958а, б): вытянутые увалы и аласы. Увалы имеют абсолютную высоту 20—25 м, представляют собой размытые останцы древней аллювиальной равнины, аналоги едом низовьев Индигирки. Они сложены в основном алевритами с мощными жилами льда. Мощность ледяных жил достигает 30—40 м и в целом лед резко преобладает по объему над органо-минеральной породой.

Аласы, или алы, сложены такими же отложениями, как и аласы низовий Индигирки.

Краевые возвышенные части острова с абсолютными отметками 20—25 м сложены гранитами и гранодиоритами (интрузии мелового возраста) и метаморфическими породами (амфиболиты, роговики). На большей части площади коренные породы перекрыты четвертичными суглинками (по-видимому, древнеаллювиальными), неясно-слоистыми, сильно льдистыми, с фауной крупных млекопитающих (Ермолаев, 1932). Общий рельеф территории пологоувалистый, сходный по строению и по близости фундамента коренных пород с поясом предгорий в низовьях Индигирки. Коренные породы местами выходят на поверхность в виде отдельных низкогорных вершин и в виде останцов-кигиляхов (рис. 1).

Таким образом, в исследованном районе наибольшую площадь занимают плоские низменные заболоченные пространства современной поймы и надпойменной терра-

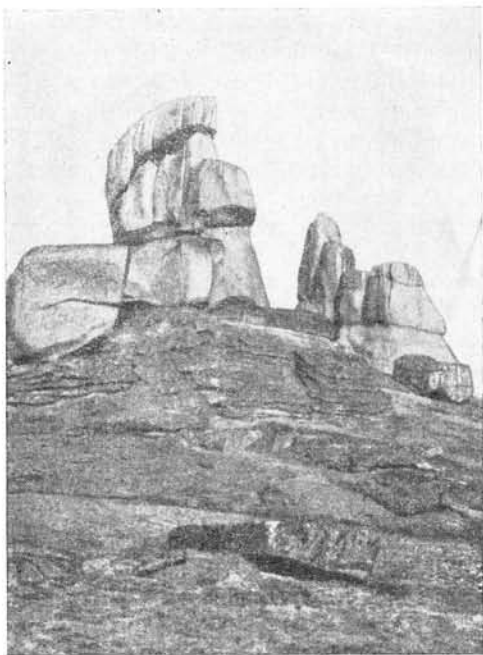


Рис. 1. Останцы-кигиляхи на о-ве Большом Ляховском

сы и депрессии рельефа—аласы. Сравнительно невелики массивы так называемых плакорных элементов рельефа (останцы древней аллювиальной террасы и прилегающая к низкогорьям возвышенная полоса). Очень незначительно распространены полого расчлененные низкогорья, постепенно переходящие в равнину.

Исследованная территория отличается значительным однообразием почвообразующих пород, среди которых наибольшего внимания, с нашей точки зрения, заслуживают плейстоценовые суглинки, слагающие поверхность останцов древней аллювиальной равнины. Эти отложения, объединяемые Ю. А. Лаврушиным (1963) под названием воронцовской свиты, распространены очень широко на Яно-Индибирской низменности и Новосибирских островах. Тундровые глеевые почвы плакорных место-



Рис. 2. Жильный лед в речном обрыве на о-ве Большом Ляховском
Фото В. О. Таргульяна

обитаний в этих районах обычно приурочены именно к этим отложениям.

Воронцовская свита на обширной территории представляет толщу довольно однородных сильно льдистых алевроитов с мощными повторно-жильными льдами сингенетического типа. Мощность этой толщи иногда превышает 35—40 м. Алевроиты имеют грязно-серый цвет и характеризуются горизонтальной тонкой слоистостью, обусловленной чередованием прослоев алевроитов и чистого сегрегационного льда. Части включения темно-бурого торфа, количество которого увеличивается к верхней части толщи. Жильные льды, содержащиеся в этой породе, часто превосходят по объему суглинистую часть, которая имеет вид земляных включений во вмещающую породу—лед. Мощность ледяных жил достигает 26 м (по вертикали) в низовьях Индибирки (Достовалов, 1959) и 30—40 м на о-ве Большом Ляховском (Романовский, 1961), а ширина—нескольких метров (рис. 2). Абсолютный возраст жил в низовьях Индибирки определен в 70 000 лет (Достовалов, 1959). Воронцовская свита прорезана здесь ледяными жилами, образующими две полигональные системы, наложенные одна на другую. Лед верхней систе-

мы залегает на глубине до 6 м, нижняя система льдов распространена на глубинах от 6 до 27 м (Толстов, 1960).

Отложения воронцовской свиты состоят в основном из руслового и лайдового аллювия, отлагавшегося в условиях сурового климата и интенсивных отрицательных тектонических движений. О суровости климата в период формирования этих отложений говорит, по-видимому, и тот факт, что аутигенные глинистые минералы, за исключением крайне небольшого количества гидрослюд и гидроокислов железа, отсутствуют даже в наиболее глинистых разновидностях пород (Лаврушин, 1963). Данные спорово-пыльцевого анализа этих отложений свидетельствуют о том, что ландшафты периода формирования отложений были типично тундровые. Характерно также содержание костей крупных млекопитающих. В верхней части эти отложения значительно изменены процессами солифлюкции. Высокое льдосодержание суглинков стимулирует активные термокарстовые процессы, способствующие быстрому «съеманию» положительных форм рельефа и переотложению древнеаллювиальных алевритов в понижениях. В низовьях Индигирки скорость роста оврагов достигает 1,5—3,0 м в год (Толстов, 1960). На о-ве Большом Ляховском деградация ископаемых жильных льдов является основным рельефообразующим фактором (Колосов, 1947). Вытаивание ископаемого льда вблизи морских побережий рассматриваемых районов вызывает отступление береговой линии ежегодно на 2—10 м (на о-ве Большом Ляховском — около 2 м).

Среди других почвообразующих пород, распространенных на исследованной территории, следует отметить: комплекс разнообразных аллювиально-озерных отложений, суглинисто-супесчаных, с аллохтонным торфом, большей частью мерзлых и льдосодержащих (Достовалов, 1959), для которых, так же как и для древнеаллювиальных отложений, типично отсутствие глинистых минералов (Лаврушин, 1963); комплекс аласных отложений (фация алы, по М. М. Ермолаеву), представляющих переотложенные древнеаллювиальные суглинки с аллохтонным торфом, мерзлые, льдосодержащие; элювиально-делювиальные отложения — грубообломочные, кислые в связи с холодным гумидным типом выветривания, свойственным этим областям (Таргульян, 1959), они приуро-

чены к выходам плотных пород кислого (о-в Большой Ляховский), среднего и основного состава (низовья Индигирки), которые распространены очень ограничено.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Наибольший по протяженности и площади отрезок тундровой зоны приурочен в основном к северу Азии, европейская часть этой зоны значительно уступает по площади азиатской части. Исследованный район располагается в центре азиатских тундр и является, по-видимому, типичным для наиболее континентального отрезка тундровой зоны Восточной Сибири, расположенного между Леной и Колымой. Тундры Восточной Сибири наиболее удалены от обоих центров низкого давления, влияющих на климат полярного пояса Евразии, — исландского и алеутского минимумов. В формировании климата этой территории определяющую роль играет сибирский максимум, влияние которого, хотя и ослабленное, прослеживается даже на островах (Новосибирских). По вышеуказанным причинам циклоническая деятельность на севере Восточной Сибири значительно ослаблена по сравнению с западными и крайними восточными секторами тундровой зоны (Григорьев, 1956). Вторжения влажного морского воздуха умеренных широт в зимнее время и арктического воздуха в летнее время здесь наиболее редки. Благодаря этому летом прчходная часть радиационного баланса (в основном за счет рассеянной радиации) на одних и тех же широтах в восточносибирских тундрах значительно выше, чем в других частях тундровой зоны. Это является одной из главных причин смещения далеко к северу границ географических зон в Восточной Сибири по сравнению с более западными и крайне восточными частями Евразийского материка. В зимнее время влияние сибирского антициклона и отсутствие теплых океанских вторжений обуславливают большую величину отрицательной части радиационного баланса, в связи с этим величина годового радиационного баланса снижается до 3 ккал (у северной границы тундровой зоны) и до 6 ккал (у южной границы).

Складывающаяся таким образом общая циркуляция атмосферы влечет за собой большую специфичность

климатических условий тундр Восточной Сибири в целом и наиболее центральной их части — тундр Приморской низменности в особенности. Мы попытаемся показать это на примере климатического режима исследованной территории. Прежде всего интересно проследить, какие гидротермические показатели характерны для тундровой зоны в северной Якутии и как в этой континентальной области изменяются основные показатели климата при переходе от тундры к тайге и к более северной, арктической зоне, располагающейся на наиболее высокоширотных островах.

Переход от тайги к тундре на севере Якутии сопровождается значительным изменением основных климатических показателей теплого периода (табл. 1, рис. 3). Термический режим характеризуется значительным уменьшением суммы положительных температур (с 1200 до 600°), уменьшением вдвое продолжительности безморозного периода (с 90 дней до 45). Изменяется и степень увлажнения в теплый период, причем по величинам коэффициента увлажнения, по Н. Н. Иванову (1948), различия не выглядят столь же значительными, как различия по термическим условиям. Коэффициенты увлажнения (K) во вторую половину лета в тундре становятся равными единице, в то время как в тайге в течение всего теплого периода они менее единицы (рис. 4). Холодный период в тайге и в тундре характеризуется сходным температурным режимом и сходным режимом осадков, что объясняется влиянием сибирского антициклона, господствующего над материком зимой.

На границе тундровой зоны с арктической происходят не столько количественные, сколько значительные качественные изменения гидротермических показателей. Если в северной подзоне тундры еще сохраняется укороченный теплый период (сумма температур $> 0^\circ$ составляет около 200°, длина безморозного периода около 30 дней), то в арктической зоне практически нет теплого периода, и приведенная сумма положительных температур ($< 50^\circ$) в сущности условна. Величины коэффициента увлажнения для арктической зоны свидетельствуют о ее переувлажненности и небольшом различии с северной подзоной тундры. Учет этого показателя важен прежде всего потому, что с ним связаны степень увлажнения почв и в какой-то мере тип их водного режима. В то же

Таблица 1

Основные гидротермические показатели зон и подзон восточной части северной Якутии

Зона и подзона	Средняя температура воздуха, °С		Средняя продолжительность безморозного периода, да, дни	Сумма температур $> 0^\circ$, град.	Количество осадков, мм			Относительная влажность за июль—сентябрь, %	Испаряемость за июль—сентябрь, мм	Коэффициент увлажнения по Н. Н. Иванову, за июль—сентябрь
	годовая	января			июля	за октябрь—май	за июль—сентябрь*			
Подзона северной тайги	-13,4	-40,7	14,2	1200	252	98	154	74	242	0,7
Подзона типичной тундры	-15,2	-35,9	8,7	600	145	60	85	86	93	0,8
Подзона арктической тундры	-14,1	-31,0	2,8	200	172	82	90	93	33	2,7
Арктическая (полупустынная зона) **	-14,0	-28,0	1,3	<50	159	110	49	92	16	3,0

* Жидкие осадки.

** Ввиду отсутствия более или менее полных метеорологических наблюдений по наиболее северным островам Новосибирского архипелага для характеристики арктической зоны приведены данные метеорологической станции архипелага Северная Земля.

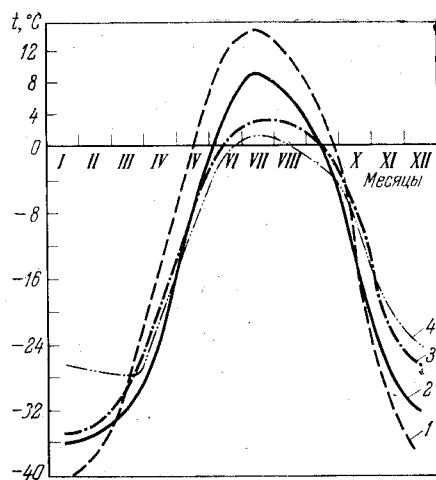


Рис. 3. Годовой ход температуры воздуха в разных зонах и подзонах северной Якутии

1—северотаежная подзона (по данным метеорологической станции Дружина); 2—подзона типичной тундры (Русское Устье); 3—подзона арктической тундры (Кигилях); 4—зона полярных пустынь, или арктическая (Малый Таймыр)

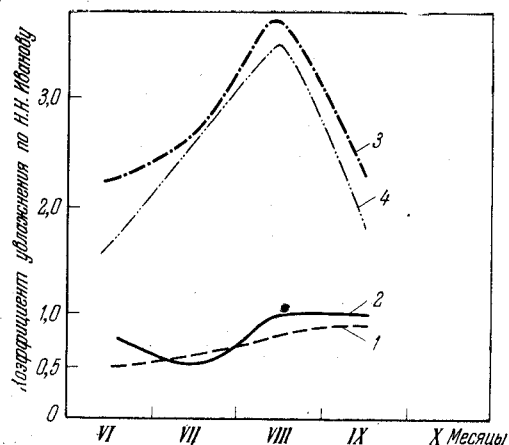


Рис. 4. Коэффициенты увлажнения, по Н. Н. Иванову, за теплый период в разных зонах и подзонах северной Якутии

Условные обозначения см. на рис. 3

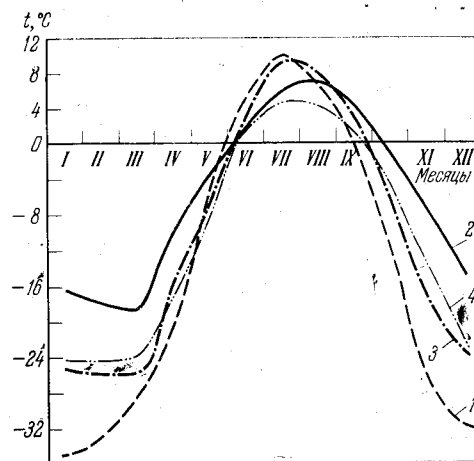


Рис. 5. Годовой ход температур воздуха в разных частях подзоны типичной тундры

1—северная Якутия (по данным метеорологической станции Чокурдах); 2—восточноевропейская часть (Югорский Шар); 3—западносибирская часть (Гыдо-Ямо); 4—север Чукотского полуострова (Ванкарем)

время коэффициент увлажнения арктической зоны не может являться прямым показателем степени увлажнения почв. Преобладающая часть осадков в этой зоне выпадает в виде снега даже в так называемые летние месяцы и не участвует в увлажнении почв. Известно, что почвы положительных элементов рельефа высокоширотной Арктики очень слабо переувлажнены, несмотря на высокие величины коэффициента увлажнения за теплый период и за год.

Таким образом, для северной Якутии климатические рубежи таежной, тундровой зон и более северной арктической (полярно-пустынной) характеризуются значительными изменениями термических условий. При переходе от тайги к тундре резко уменьшаются суммы тепла, при переходе от тундры к арктической зоне практически отсутствует теплый период. В северном направлении наблюдается также изменение степени атмосферного увлажнения в сторону его увеличения. При этом на границах зон изменение коэффициентов увлажнения в общем незначительно. Резкое увеличение атмосферного увлаж-

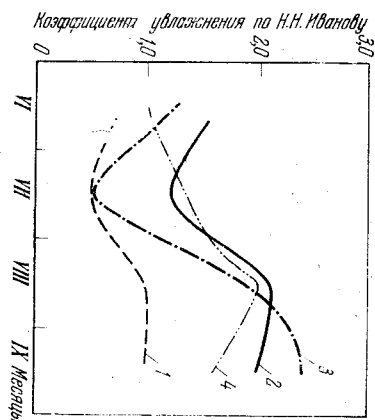


Рис. 6. Коэффициенты увлажнения за теплый период в разных частях подзоны типичной тундры
 1—северная Якутия (по данным метеорологической станции Русское Устье);
 2—восточноевропейская часть (Королевский Шар); 3—западносибирская часть (Ямало-Ненец); 4—север Чукотского полуострова (Ванкарем)

нения происходит в пределах тундровой зоны на границе двух подзон, которая почти совпадает с границей материковой и островной суши. Последнее обстоятельство и объясняет столь значительный скачок в сторону увеличения атмосферного увлажнения. По-видимому, такая резкая грань в атмосферном увлажнении двух подзон тундры является специфической Якутии, характеризующейся резкой континентальностью всех зон на материке. В тех частях тундровой зоны, где переход от подзоны типичной тундры к подзоне арктической тундры совершается в пределах материка (например, на п-ове Ямал), увеличение атмосферного увлажнения в теплый период происходит очень постепенно (на Ямале коэффициент увлажнения в типичной тундре 2,2, в арктической тундре—2,5). По суммам температур больше 0 и больше 5° обнаруживается полная аналогия тундр низовий Индигирки с типичной европейской и западносибирской тундрой. В то же время термический режим зимнего периода в индигирских тундрах значительно суровее, о чем свидетельствуют очень большие суммы температур меньше 0° (6000°) и наиболее низкие величины (—15,2°) средней годовой температуры воздуха (рис. 5). Продолжительность безморозного периода в индигирских тундрах намного меньше, чем в типичных тундрах Европейской части

Таблица 2

Основные гидротермические показатели разных фаций подзон типичной и арктической тундры

Провинция	Средняя температура воздуха, °С			Средняя продолжительность безморозного периода, дни	Сумма температур, град.			Количество осадков, мм			Относительная влажность, %	Испаряемость за июль-сентябрь, мм	Коэффициент увлажнения, по Н. Н. Иванову	
	годовая	января	июля		> 0°	> 5°	< 0°	за год	за октябрь-май	за июль-январь*			за июль-сентябрь	за год
Подзона типичной тундры														
Канинско-Печорская	—7,4	—19,8	6,0	64**	600	400	2500	276	161	115	88	68	1,7	2,0
Северо-Сибирская:														
западносибирская часть	—11,2	—27,8	8,6	70	700	500	4500	266	140	126	86	98	1,5	1,5
восточносибирская часть	—15,2	—35,9	8,7	45	600	450	6000	145	60	85	86	93	0,8	1,0
Чукотско-Анадырская ***	—10,7	—26,0	5,1	46	400	150	4000	215	111	104	88	68	1,5	1,8
Подзона арктической тундры														
Северо-Сибирская:														
западносибирская часть	—9,6	—24,4	5,1	44	350	0	4000	269	154	115	92	37	2,5	3,0
восточносибирская часть	—14,1	—31,0	2,8	> 30	200	0	5500	172	82	90	93	33	2,7	2,5
Чукотско-Анадырская . . .	—12,0	—27,3	3,6	22	250	0	4500	302	172	130	91	45	2,9	2,7

* Жидкие осадки.

** Наибольшая продолжительность.

*** Данные относятся к переходной полосе между типичной и арктической тундрой.

Таблица 3

Атмосферное увлажнение в летний период в разных частях тундровой зоны

Метеорологическая станция	Количество осадков, мм					Испаряемость, мм					Коэффициент увлажнения, по Н. Н. Иванову				
	VI	VII	VIII	IX	сумма	VI	VII	VIII	IX	сумма	VI	VII	VIII	IX	средний за теплый период
Европейские и западносибирские тундры															
Индига	28	36	38	42	144	23	32	31	25	111	1,2	1,1	1,2	1,6	1,3
Канин Нос	30	27	36	44	137	21	23	21	18	83	1,4	1,1	1,7	2,4	1,6
Нарьян-Мар	50	44	58	57	209	46	64	42	22	174	1,0	0,7	1,4	2,6	1,4
Новый Порт	40	31	52	39	162	16	42	30	16	104	2,5	0,8	1,7	2,4	1,8
Якутские тундры															
Русское Устье	18	23	27	17	85	23	43	28	15	109	0,8	0,5	1,0	1,0	0,8
Чукотско-анадырские тундры															
Банкарем	16	28	35	25	104	16	21	17	14	68	1,0	1,3	2,0	1,6	1,5
Угольная	39	56	69	49	213	25	34	32	31	122	1,5	1,6	2,1	1,6	1,7

Таблица 4

Испаряемость и коэффициент увлажнения в наиболее теплые месяцы холодного периода в разных частях тундровой зоны

Метеорологическая станция	Число месяцев со средней месячной температурой $> 25^{\circ}$	Испаряемость, мм						Коэффициент увлажнения, по Н. Н. Иванову					
		IV	V	X	XI	остальные месяцы	суммарная за холодный период	IV	V	X	XI	остальные месяцы	средний за холодный период
Европейские тундры													
Канин Нос	7*	10	13	19	13	—	55	1,3	1,4	2,0	1,7	—	1,6
Индига	8*	9	14	12	8	—	43	1,5	1,5	3,0	2,4	—	2,1
Югорский Шар	8*	—	8	10	4	—	22	—	1,4	2,2	—	—	1,8
Западносибирские тундры													
Новый Порт	7 (из 8)**	3	7	7	—	—	17	4,3	3,7	3,3	—	—	3,8
Гыдо-Ямо	6 (из 8)**	—	6	6	—	—	12	—	3,0	3,3	—	—	3,1
Якутские тундры													
Русское Устье	3 (из 8)**	0	7	3	—	—	10	—	1,4	4,0	—	—	2,7
Чукотско-анадырские тундры													
Банкарем	7 (из 8)**	—	6	8	—	—	14	—	2,5	3,2	—	—	2,9
Угольная	8*	—	13	15	8	—	36	—	3,0	3,0	4,2	—	3,4

* Весь холодный период.

** В скобках указана продолжительность холодного периода.

СССР и Западной Сибири (табл. 2). Величина годовой амплитуды температуры воздуха в индигирских тундрах достигает наибольших значений не только для подзоны типичной тундры, но и для тундровой зоны в целом, включая тундры Северной Америки (Витвицкий, 1953).

По условиям атмосферного увлажнения типичная тундра Яно-Индигирской низменности северной Якутии представляет своего рода феномен, не имеющий аналогов в других частях тундровой зоны (рис. 6). Ее особенность заключается в том, что теплый период характеризуется средним коэффициентом увлажнения меньше 1,0. В первой половине лета — июне и июле — значения коэффициентов увлажнения крайне низки (табл. 3). При этом в предшествующий весенний период также отмечается небольшая величина коэффициента увлажнения — чуть выше 1,0 или меньше 1,0. Вторая половина лета — август и сентябрь — характеризуется большим увлажнением, совпадающим по времени с периодом максимального оттаивания почв. Осенний период (для почв — период промерзания) отличается значительным атмосферным переувлажнением (табл. 4). Последнее несколько увеличивает суммарное увлажнение тундр Яно-Индигирской низменности за год, которое характеризуется $K=1,0$. Таким образом, по атмосферному увлажнению за год и тем более за теплый период территория низменности занимает особое место среди переувлажненной тундровой зоны.

Для тундровой зоны в целом характерна диспропорция между количеством выпадающих осадков и количеством летнего тепла (за счет резкого уменьшения последнего при переходе от тайги к тундре). В связи с этим тундровая зона относится к зоне атмосферного переувлажнения. Однако степень переувлажнения в пределах тундровой зоны заметно варьирует по подзонам и особенно по фациям. А. А. Григорьевым (1956) было указано, что восточносибирские тундры в целом отличаются наименьшей диспропорцией между количеством тепла и осадками и поэтому обладают наиболее благоприятным климатическим режимом для биотических физико-географических процессов.

В других частях тундровой зоны (более западных и крайних восточных) средние величины коэффициентов увлажнения за теплый период и за год значительно

выше и увлажнение в течение теплого периода распределяется по-иному (см. табл. 2—4). Средняя величина K за теплый период в этих тундрах всегда больше 1,0, а в каждый из четырех летних месяцев K также обычно больше 1,0; только в типичных тундрах Западной Сибири выделяется один месяц (июль) с K несколько ниже 1,0, но весь предыдущий период, включая весну, и весь последующий период (вторая половина лета и осень) увлажнение очень велико. Поэтому наличие одного месяца с недостаточным увлажнением здесь вряд ли может существенно изменить суммарное годовое атмосферное увлажнение и характер увлажнения почв.

Таким образом, для климата типичной тундры низовий Индигирки характерны следующие основные особенности.

Суммы температур больше 0° (около 600°) и суммы температур больше 5° (450°), обычные для теплого периода подзоны типичной тундры, сочетаются здесь с крайне холодным зимним периодом с суммой температур меньше 0° около 600° . Для теплого периода характерен дефицит атмосферного увлажнения. Весна и первая половина лета (до августа) характеризуются низким атмосферным увлажнением ($K=0,5-0,8$), во вторую половину лета и осень K около 1,0 и выше. В целом величина годового коэффициента увлажнения индигирских тундр колеблется около 1,0, что расширяет наши представления о грациях увлажнения, необходимых для существования тундровых ландшафтов. Индигирские тундры характеризуются наибольшей для тундр годовой амплитудой температуры воздуха, наименьшим увлажнением с довольно длительным периодом недостаточного увлажнения и являются наиболее континентальными тундрами земного шара, не имеющими аналогов в других частях тундровой зоны.

Переход индигирских типичных тундр в тундры о-ва Большого Ляховского, относящиеся к более северной подзоне, осуществляется резко, сопровождаясь значительным сокращением сумм тепла, длины безморозного периода и очень большим увеличением увлажнения (см. табл. 1). Такую резкую климатическую грань между подзонами мы объясняем совпадением подзональной границы с границей материковой и островной суши. Остров имеет следующие климатические особенности. Сум-

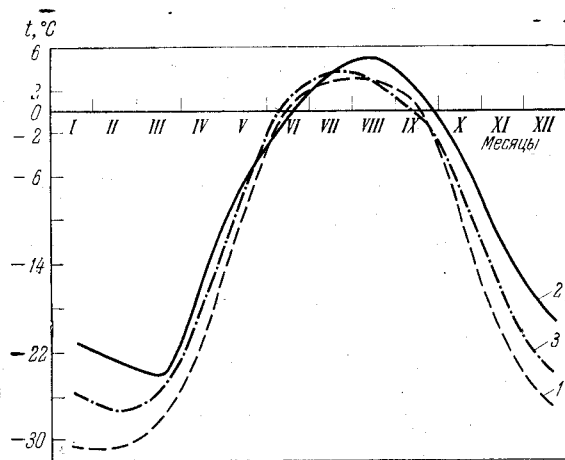


Рис. 7. Годовой ход температуры воздуха в разных частях подзоны арктической тундры

1 — северная Якутия (по данным метеорологической станции Кигилях);
2 — западносибирская часть (о-в Белый); 3 — север Чукотского полуострова (Мыс Шмидта)

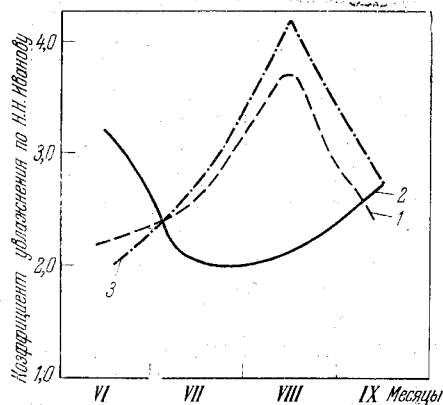


Рис. 8. Коэффициенты увлажнения, по Н. Н. Иванову, за теплый период в разных частях подзоны арктической тундры

Условные обозначения см. на рис. 7

мы температур больше 0° составляют здесь около 200° , средние месячные температуры выше 5° , характерные для теплого периода, отсутствуют, зима очень холодная — такая же, как в материковой типичной тундре. Теплый период на Большом Ляховском характеризуется частыми переходами температуры через 0° . Осадки выпадают в виде морозящих дождей в количестве, не меньшем, чем в типичной материковой тундре. Однако резкое уменьшение испаряемости способствует увеличению атмосферного увлажнения, о чем свидетельствует возрастание коэффициента увлажнения за теплый период до 2,7 (для индигирской тундры $K=0,8$).

Сравнение климатических показателей о-ва Большого Ляховского и других частей тундровой зоны позволяет говорить о его принадлежности к наиболее северному варианту арктической подзоны тундры (рис. 7 и 8). Климатические данные показывают также, что фациальные различия в арктической подзоне в общем невелики и не достигают таких размеров, как в подзоне типичной тундры. По-видимому, восточная часть подзоны арктической тундры, которую представляет о-в Большой Ляховский, в целом характеризуется меньшим количеством тепла и жидких осадков, получаемых за теплый период, чем остальная часть подзоны, при близких по величине коэффициентах увлажнения. Зимний период в этой части подзоны арктической тундры отличается меньшей снежностью и более низкими температурами (влияние сибирского антициклона), хотя количество дней с температурой ниже 0° очень стабильно для всей подзоны арктической тундры (265—270 дней). Таким образом, по климатическим показателям подзона типичной тундры Яно-Индигирской низменности и подзона арктической тундры о-ва Большого Ляховского отличаются одна от другой достаточно четко.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

Специфические черты климата, рельефа и особенности грунтовых условий Яно-Индигирской низменности обуславливают своеобразие смены зональных растительных ассоциаций и характера растительного покрова. Уже первыми исследователями низменности было отмечено, что на этой территории переход зоны северотаеж-



Рис. 9. Лиственничное редколесье вблизи пос. Шаманово на Индигирке

ных лиственничных редколесий (рис. 9) в тундровую происходит резко, здесь не выражена промежуточная полоса лесотундры (Чирихин, 1932; Биркенгоф, 1934; Шелудякова, 1938, 1948).

Граница, разделяющая две биоклиматические зоны, располагается на правом берегу Большой Ерчи, примерно на широте около 70° . Другой особенностью распределения растительности является отсутствие сплошной южной подзоны кустарниковых тундр, которая представлена, по-видимому, отдельными небольшими участками. Благодаря этому резкость контакта двух зон — таежной и тундровой подчеркивается тем, что северотаежная растительность сменяется непосредственно растительностью, в общем характерной для средней, а не южной тундровой подзоны («Геоботаническая карта СССР м-ба 1:4 000 000». М.—Л., 1956).

Таким образом, тундровая зона Яно-Индигирской низменности подразделяется на две подзоны: типичную тундру и арктическую тундру. Граница между ними проводится приблизительно по широте начала дельты

Индигирки, т. е. около 71° с. ш. Она является предположительной, так как растительность морского побережья между Яной и Индигиркой практически не изучена. Территория, расположенная к северу от указанной границы, разными исследователями подразделяется по-разному. Согласно «Геоботанической карте СССР», арктическая тундра распространена на узкой прибрежной полосе Яно-Индигирской низменности, а лежащие к северу островные территории отнесены к зоне полярных пустынь. Новые геоботанические исследования внесли существенные коррективы в это подразделение (Александрова, 1958а). Согласно этим данным, основная часть островных территорий северной Якутии отнесена к подзоне арктической тундры (наиболее северному ее варианту), а полярнопустынная зона занимает, по-видимому, только самую северную часть островов Анжу и острова Де-Лонга. Последняя точка зрения кажется нам более правильной.

В целом, зоны и подзоны растительности Яно-Индигирской низменности значительно выдвинуты к северу по сравнению с более западными и крайними восточными частями Евразийского материка, что связано с общими особенностями циркуляции атмосферы в Восточной Сибири в летнее время (Григорьев, 1956). Обе подзоны тундры исследованной территории различаются по важным фитоценоотическим, флористическим, историческим и ландшафтным признакам («Растительный покров СССР», 1956). По Б. А. Юрцеву (1964), подзона арктической тундры является составной частью арктического геоботанического пояса, тогда как подзона типичной тундры образует переходную полосу между гипоарктическим и арктическим геоботаническими поясами. А. А. Григорьев (1956) считает, что эта поясная граница разделяет две географические зоны Субарктики — Прибореальную и Приарктическую.

Для подзоны типичной тундры характерны моховые ассоциации с хорошо выраженной синузией приземистых кустарников (виды березы, ивы и др.) и со значительным участием бореальных (лесных и болотных) представителей флоры (многие кустарнички, травянистые растения и др.). В четвертичное время территория этой подзоны подвергалась неоднократной экспансии лесной растительности, что нашло глубокое отражение в

характере растительности подзоны. Южная граница подзоны арктической тундры совпадает с северной границей распространения лесов в периоды термических максимумов (Тихомиров, 1941, 1962), территория арктической тундры искони безлесна. Для типичных ассоциаций этой подзоны характерна созидификаторная роль мхов и аркто-альпийских кустарничков. Значение кустарников здесь резко уменьшается: они (преимущественно кустарники рода ивы) встречаются лишь в виде примеси к разреженной травянистой растительности на юге подзоны. Для флористического состава характерно преобладание арктических и аркто-альпийских видов и небольшое участие бореальных и гипоарктических форм (Александрова, 1964). Растительность неплакорных местообитаний подзоны арктической тундры обладает рядом отличий от растительности таких же местообитаний типичной тундры. Наиболее существенны из них следующие: отсутствие ассоциаций тундровых кустарников; сокращение и отсутствие (в северной части) нивальных луговин, увеличение площадей низинных осоково-гипновых тетрагональных болот, широкое развитие полигональных тундр на малоснежных местообитаниях (там же).

Наряду с различиями подзон можно выделить ряд существенных сходных признаков в характере их растительности, хотя они несколько и варьируют в пределах подзон. Из этих признаков мы выделим лишь те, которые могут существенно влиять на процессы тундрового почвообразования.

Преобладающая флора обеих подзон имеет специфический состав (Юрцев, 1964). В ней можно выделить следующие группы растений: мхи и лишайники, отличающиеся рядом общих эколого-биологических особенностей (крайне медленным ростом, вечнозеленой окраской, способностью к сплошному обрастанию субстрата и образованию ковров, значительной независимостью от химических свойств субстрата); кустарнички и низкие кустарники — гипоарктические, бореально-гипоарктические и аркто-альпийские, большей частью олиготрофные и обладающие широкой экологической амплитудой, например способностью произрастать при резко различной увлажненности субстрата и т. п.; травянистые растения, образующие антагонистическую группу по отношению к двум первым.

Таблица 5

Распределение подземной массы растений в почвах арктической тундры, Σ воздушно-сухого вещества на площади 25·25 см (по В. Д. Александровой, 1958б)

Кочковато-пятнистая тундра				Полигональная тундра			
Глубина, см	Живые части растений	Отмершие части растений	Всего	Глубина, см	Живые части растений	Отмершие части растений	Всего
Под растительностью							
0—3	25	24	49	0—3	31	14	45
3—8	19	8	27	3—8	10	2	12
8—18	3	—	3	8—18	5	—	5
Под пятном							
0—5	1	—	1	0—5	0,4	—	0,4
5—15	2	—	2	5—15	1	—	1
15—25	1	—	1	15—25	0,3	—	0,3
Под растительностью							
0—3	31	25	56	0—3	18	10	28
3—8	13	7	20	3—7	15	6	21
8—18	9	1	10	7—17	7	—	7
Под пятном							
0—5	1	—	1	0—5	0,4	—	0,4
5—15	2	—	2	5—15	1,5	—	1,5
15—25	—	—	—	15—25	0,2	—	0,2

Растительный покров характеризуется наноконкомплексностью, возникающей вследствие неоднородности микроклиматических и почвенно-гидротермических условий на разных элементах микрорельефа, а также различий в жизнедеятельности самих растений. В качестве примера можно привести сложность синузальной структуры плакорной арктической тундры о-ва Большого Ляховского, где на площади в 1 м² насчитывается до 22 синуз (Александрова, 1960). Следствием комплексности растительности является различие в проявлении малого биологического круговорота на тундровых почвах — большая неоднородность в количестве и химическом составе надземной и подземной биомассы, в количестве и химическом составе опада, разная скорость разложения последнего и т. п. Характер комплексности сильно меня-

ется как в пределах каждой подзоны на разных местообитаниях, так и в разных подзонах. Это будет показано ниже, при описании ландшафтов обеих подзон. Количество ежегодного растительного опада в обеих подзонах тундры крайне незначительно (по данным Н. И. Базилевич, 1964, ориентировочно 10—24 ц/га). Эта величина имеет тот же порядок, что и в пустынных ландшафтах. Северотаежные фитоценозы отличаются несколько большим количеством опада. Опад поступает на поверхность почв и в приповерхностную часть почвенного профиля. Это связано с особой подземной структурой тундровых фитоценозов: с четко выраженным приповерхностным расположением корневых систем растений. Например, в арктической тундре о-ва Большого Ляховского основная часть подземной биомассы сосредоточена в дернине и горизонте A_0 (до глубины 8 см), т. е. над поверхностью минеральных горизонтов (см. табл. 5). Подобный характер поступления растительных остатков еще более резко выражен для отмерших частей растений. Поэтому, несмотря на резкое преобладание подземной части биомассы над надземной, особенно в арктической подзоне тундры (табл. 6), поверхностный характер поступления растительного опада сохраняется и выражен повсюду достаточно четко. Кроме того, такие распространенные в

тундре группы растений, как мхи и лишайники, фактически не имеют корневых систем, и вся их биомасса располагается на поверхности почвы.

Поверхностное поступление растительных остатков в условиях холодного влажного климата обуславливает быструю потерю ими наиболее геохимически подвижных элементов. Дальнейший процесс разложения и синтез органических веществ протекают в условиях дефицита оснований, кислой реакции и отличаются замедленностью вследствие относительно низких температур почвы. Это определяет основные черты формирующихся в тундровых почвах новообразованных органических веществ: кислых, подвижных, имеющих фульвокислотный характер. Наряду с этим для тундровых почв чрезвычайно характерно присутствие полуразложившихся органических остатков, образующих, как правило, торфянистые и перегнойные органогенные горизонты.

Перечисленные выше специфические признаки растительности тундры проявляются несколько различно в каждой из тундровых подзон, по-разному влияя на те или иные стороны почвообразования.

Таблица 6

Количество надземной и подземной массы растений в арктической тундре, г воздушно-сухого вещества на 1 м²
(по В. Д. Александровой, 19586)

Место взятия образца	Кочковато-пятнистая тундра			Полигональная тундра		
	Живые части растений	Отмершие части растений	Всего	Живые части растений	Отмершие части растений	Всего
Над дерниной	80	29	109	49	16	65
В моховой дернине	101	36	137	63	41	104
Над пятном	4	4	8	7	4	11
Вся надземная часть	185	69	254	119	61	180
Под дерниной	486	310	796	241	92	333
Под пятном	25	—	25	19	—	19
Вся подземная часть	511	310	821	260	82	352
Общее количество биомассы	696	379	1075	379	153	532

ЛАНДШАФТЫ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЧВ

Природные ландшафты исследованной территории формируются в условиях низких температур воздуха и почв, наличия многолетнемерзлых толщ на небольшой глубине, избыточной увлажненности деятельного слоя, повсеместно выраженного микрорельефа, льдосо-державших почвообразующих пород, очень небольшой мощности снежного покрова, незащищенности от ветров из-за отсутствия сколько-нибудь выраженных в рельефе ветровых барьеров (низовья Индигирки) или даже повышенной обдуваемости ветрами (возвышенные увалы о-ва Большого Ляховского). Большая пестрота и сложность распределения ландшафтов обусловлены рядом причин, важнейшие из которых следующие:

а) проявление широтной биоклиматической зональности (две подзоны тундры);

б) условия рельефа, от которых зависит распределение тепла и влаги, в том числе и снежного покрова; они определяют наиболее крупные закономерности распределения ландшафтов и почв в пределах подзон;

в) условия микрорельефа, с которыми связана большая пестрота микроклиматических условий и гидротермического режима деятельного слоя, комплексность и наноконплексность растительного и почвенного покрова в пределах ландшафтных единиц, выделяемых по характеру мезорельефа;

г) характер почвообразующих пород: отсутствие или наличие ископаемых жильных льдов, разная глубина их залегания, различная степень щебнистости (при сильной

щебнистости почвообразующих пород наблюдается ко-ренное изменение водно-теплового режима почв по сравнению с водно-тепловым режимом почв, формирующихся на суглинках);

д) характер и скорость денудационных процессов, связанных с близким залеганием многолетнемерзлых толщ и разнообразными мерзлотными явлениями; к ним прежде всего следует отнести интенсивные термокарстовые процессы, развитые в связи с огромным льдосодержанием пород, и все мерзлотные процессы (включая солифлюкцию на склонах), вызывающие непрерывное изменение форм микрорельефа, почвенного и растительного покрова. Все эти процессы порождают одно из наиболее специфических качеств тундровых ландшафтов — их крайне динамичное состояние;

е) характер снежного режима, сильно меняющего экологическую обстановку местообитания; мощность снежного покрова оказывает большое влияние на температурный режим деятельного слоя, характер его промерзания; однако роль достаточно мощного снежного покрова как важного физико-географического фактора проявляется различно в разных подзонах тундры (Толмачев, 1939; Рихтер, 1948; Александрова, 1964): в подзоне типичной тундры степень положительного экологического воздействия снежного покрова увеличивается с увеличением его мощности; для подзоны арктической тундры с коротким и очень холодным летом достаточно мощный снежный покров, слишком медленно оттаивая, играет явно отрицательную роль, тормозя рост и развитие растений; кроме того, мощность снежного покрова оказывает очень большое влияние на видовой состав и структуру растительного покрова, скорость промерзания деятельного слоя, характер мерзлотных явлений, развитие микрорельефа и т. д.

ЛАНДШАФТЫ ПОДЗОНЫ ТИПИЧНОЙ ТУНДРЫ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Ландшафты подзоны типичной тундры Яно-Индигирской низменности подразделены на следующие три крупные группы в зависимости от их положения в мезорельефе: 1) ландшафты вершин увалов (наиболее соответствующие понятию плакорных, автоморфных ландшафтов); 2) ландшафты склонов увалов с разным характером и

скоростью денудационных процессов, особенно сильно проявляющихся на склонах с неодинаковым снежным режимом и мощностью снежного покрова (на подветренных и наветренных склонах) и т. п., с разным распределением по поверхности склона дополнительной влаги, притекающей с вышележащих участков; 3) пойменно-болотные ландшафты, также различающиеся в зависимости от степени проявления осадконакопления и затопления, механического состава толщи, рельефа поймы, глубины залегания мерзлоты, распределения снежного покрова, характера микрорельефа, растительности и, наконец, морфологических и химических свойств почв. Расчленить пойменные и болотные ландшафты невозможно и, по-видимому, нецелесообразно, так как преобладающая часть пойменных территорий представляет собой фактически низинные болота с крайне слабо проявляющимся процессом отложения аллювия (Лаврушин, 1963). Пойменные ландшафты в наиболее «чистом виде» выражены лишь на прирусловых участках низкой поймы.

Плакорные ландшафты вершин увалов. В равнинной части Яно-Индибирской низменности наиболее типичными плакорными ландшафтами являются пятнисто-наполигональные тундры с осоково-кустарничковым мохово-лишайниковым растительным покровом. Они приурочены к поверхностям останцов плейстоценовой равнины, т. е. находятся в условиях только атмосферного увлажнения и формируются на суглинистых почвообразующих породах. Останцы плейстоценовой равнины достаточно хорошо выражены в рельефе, имеют уступообразные склоны; их вершинные поверхности занимают небольшие площади и обычно расчленены сетью мелких водотоков. Естественный дренаж этих участков затруднен в связи с почвенно-грунтовыми условиями, обычными для суглинистых тундровых территорий, — наличием льдистой вечной мерзлоты, залегающей близко к поверхности, почти постоянной переувлажненностью деятельного слоя, наличием сплошных моховых покровов, препятствующих испарению, и другими причинами.

Для районов с суглинистыми почвообразующими породами понятие «тундровый плакор» обязательно включает условия затрудненного оттока влаги и веществ из почвенной толщи в связи с переувлажненностью и ог-

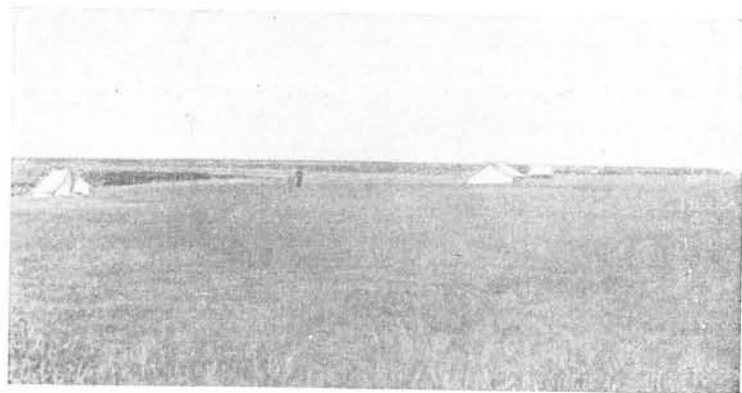


Рис. 10. Плейстоценовая терраса с осоково-кустарничковыми мохово-лишайниковыми тундрами (низовья Индибирки)

лееностью почвенной массы, наличием мерзлоты. Затрудненный внутренний дренаж в условиях избытка атмосферной влаги увеличивает степень переувлажнения суглинистых плакоров, а в условиях наиболее континентальных индибирских тундр с коэффициентом увлажнения, равным 1,0, возможно, является одной из главных причин, вызывающих переувлажнение¹.

Осоково-кустарничково-мохово-лишайниковые тундры, формирующиеся на суглинистых останцах плейстоценовой равнины, характеризуются условиями типичного суглинистого плакорного тундрового ландшафта (рис. 10). Глубина залегания многолетнемерзлой толщи составляет 50—70 см. Ежегодное осенне-зимнее промерзание деятельного слоя и частые переходы температуры через 0° стимулируют развитие мерзлотных явлений и соответствующих форм микрорельефа. Пятнисто-наполигональный микрорельеф представляет систему полигональных отдельностей с поперечником около 0,5—2,5 м, разделенных узкими морозными трещинами глубиной 10—20 см (рис. 11). Полигоны имеют плоскую, иногда слабовыпуклую поверхность, осложненную мелкими

¹ На легких породах плакорные почвы формируются в условиях беспрепятственного оттока веществ и влаги за пределы почвенной толщи благодаря ее хорошей водопроницаемости, малой влагоемкости, отсутствию длительной или многолетней мерзлоты (хороший внутренний дренаж).

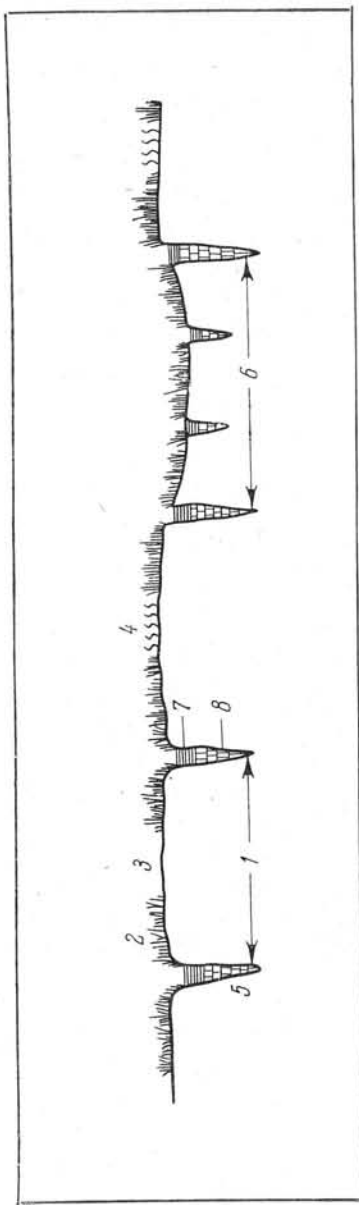


Рис. 11. Микрорельеф пятнистой нанополлигональной тундры Яно-Индигирской низменности

1 — нанополлигон; 2 — периферия нанополлигона, покрытая растительностью; 3 — пятно; 4 — пятно, заросшее кустистыми лишайниками; 5 — морозная трещина; 6 — термокарстовое понижение; 7 — растительный опад в трещине; 8 — сезонный ледяной клин

вздутиями типа нанобугорков, в образовании которых играет роль не только локальное выпучивание, но и поверхностная денудация нанополлигона. В центре полигона обычно имеется пятно с разреженной растительностью или незаросшее с поперечником 0,2—0,5 м. Характер нанополлигонального микрорельефа свидетельствует о том, что основную роль в его образовании играет мерзлотное растрескивание поверхности, формирующее систему нанополлигонов. Процессы пучения деятельного слоя, безусловно, также имеют значение, но как подчиненные. Они осложняют формы, которые были созданы растрескиванием. За счет пучения можно, по-видимому, отнести отчасти образование нанобугорков и пятен на поверхности нанополлигона. Большое участие в создании нанополлигонального микрорельефа и пятен принимают и процессы поверхностной денудации—ветровой, водной, возможно, снежной и т. п.

Подобный генезис микрорельефа этих тундр обусловлен климатической обстановкой и грунтовыми условиями Индигирской низменности. Ввиду слабо выраженного преобладания атмосферных осадков над испарением деятельный слой в небольшой степени переувлажнен. Осенне-зимнее промерзание наступает быстро в связи с резким падением температур воздуха и крайне малой мощностью снежного покрова в начале зимы. Быстрое промерзание и небольшая увлажненность деятельного слоя тормозят пучение и способствуют процессам растрескивания. Последнему благоприятствуют также низкие значения зимних температур воздуха и небольшая мощность снежного покрова в течение всей зимы.

По фону нанополлигонального микрорельефа обычно разбросаны небольшие понижения термокарстового происхождения с поперечником от нескольких метров до 10 м и более и глубиной от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м. Степень заболоченности их различна в зависимости от вреза; встречаются обводненные понижения.

Осоково-кустарничково-мохово-лишайниковая растительность пятнисто-нанополлигональной тундры расселяется крайне неравномерно, образуя комплексный мозаичный покров. Морозные трещины обычно покрыты сплошным ковром мхов—*Aulacomnium turgidum* (Wahlenb.) Schwaegr., *Hylocomium proliferum* Lindb., *Dic-*

ranum elongatum Schleich., *Camptothecium trichoides* (Neck). *C. Jens.* *Ptilidium* и др. К краям трещин приурочена большая часть кустарничков, имеющих полустелющую форму,— береза тощая, ряд видов ив, в том числе ива красивая. В целом кустарники образуют низкорослый ярус. Наиболее богатый набор видов растений характерен для окраинных частей нанополгона, где произрастают багульник болотный, брусника, голубика, грушанка, шикша черная, дриада точечная, кассиопея четырехгранная, арктоус альпийский. Из травянистых растений наиболее широко распространен ряд видов осок (в том числе осока Сочавы и осока прямостоячая), пушица влагилищная, образующая небольшие плотные кочки. В значительно меньшем количестве встречаются мытник судетский, виды астрагалов, проломник, соссюрея Тилезиева, лапчатка снежная, клайтония и другие виды. Довольно широко распространены злаки — вейник, арктогностис, лисохвост, пырей ползучий, мятлик высокогорный и, по-видимому, ряд других.

Пятна на полигонах редко бывают совершенно лишены растительности, что свидетельствует о благоприятных условиях зарастания. Вокруг незаросшего пятна обычно можно видеть растительность с сильно выраженными признаками угнетения и отмирания. Мхи здесь почти не развиты. На поверхности пятна растительность представлена корочками накипных и листоватых лишайников и отдельными куртинками некоторых растений. Значительно чаще встречаются заросшие пятна с разреженным или сплошным покровом кустистых лишайников. Среди последних явно преобладает *Cetraria coccinata*, подчиненное значение имеют другие виды — *C. nigrescens*, *C. nivalis* и др. Большое количество пятен, как лишённых растительности, так и задерненных, свидетельствует о постоянных процессах пятнообразования, о типичности их для описываемого ландшафта. Можно предполагать, что пятнообразованию особенно благоприятствует период осеннего промерзания, когда неравномерно распределяющийся снежный покров (центральные части нанополгонов оголены, а снег скапливается по их периферии и в трещинах) создает еще больший контраст условий промерзания на разных элементах микрорельефа и затрудняет заселение пятен высшей растительностью.

Термокарстовые понижения этих ландшафтов формируются в условиях значительного дополнительного увлажнения за счет влаги, притекающей со стороны и освобождающейся на месте в результате вытаивания льдосодержащих суглинистых пород. Кроме того, при таянии более мощного снежного покрова в термокарстовых понижениях также образуется значительное количество влаги. Степень заболоченности этих понижений может быть различной. Дно их имеет неровную поверхность, иногда разбито глубокими морозными трещинами и поэтому растительность распределена неравномерно. Если понижение слабо выражено в микрорельефе и степень заболоченности небольшая, растительность представлена довольно густыми зарослями низкорослой кустарниковой ивы высотой 20—30 см с моховым покровом. Наиболее пониженные микроучастки зарастают осокой. В заболоченных понижениях развиваются крупнокочкарные ассоциации, состоящие из пушицы влагилищной (часто и пушицы узколистной) и злаков (арктогностис и др.) с очень небольшим участием осок, низких угнетенных кустиков ив и березки, отдельных представителей разнотравья (например, мытников). Увеличение заболоченности влечет за собой гибель злаков и пушицы, образующей кочки, их погребение и поселение гидрофильных мхов (*Pleurzogon sabinii* R. Вг и др.). На этой стадии обычно наблюдается периодическая обводненность понижений. Злаково-пушицевая растительность сохраняется в виде бордюра по их более возвышенным краям. Термокарстовые понижения, образующиеся в результате небольших локальных просадок (в том случае, если термокарст не захватывает слои с обильным льдосодержанием), обычно существуют недолго. Прекращение прогрессивного протаивания постепенно приводит к уменьшению дополнительного увлажнения, обсыханию и последовательной смене растительных сукцессий в направлении уменьшения их гидрофильности.

Следует отметить, что растительность описываемого плакорного ландшафта претерпевает некоторые изменения при приближении к побережью (у северной границы подзоны). Кустарники становятся более приземистыми, в них явно уменьшается роль березки и возрастает количество ив. Значительно увеличивается роль пушицы влагилищной. Возрастает количество незаросших пятен,

покрытых глянцевой водорослевой корочкой или отдельными скоплениями накипных лишайников. Эти изменения в растительном покрове могут быть связаны с двумя причинами — сменой биоклиматических условий и изменением условий рельефа (территория вблизи устья Индигирки отличается большей абсолютной высотой, более резкой расчлененностью, сильнее обдувается ветрами и т. п.).

Почвенный покров описываемого плакорного ландшафта Индигирской низменности зависит от характера микрорельефа и растительного покрова. Основную часть поверхности занимает почвенный комплекс, состоящий из тундровой глеевой гумусной почвы, формирующейся под растительностью на задерненной поверхности нанополигона, и остаточной неоглеенной почвы, развивающейся под пятном. Ниже приведено описание двух разрезов почв основного плакорного комплекса, расположенного вблизи пос. Чокурдах, на поверхности нанополигона диаметром 1,8 м, в центре которого имеется пятно диаметром 0,3—0,4 м. Граница оголенной и задерненной поверхности очень резкая. (Описание сделано 15 июля).

Разрез 9 заложен под растительностью высотой 0—3 см, образующей кустарничково-моховую подушку.

- A 3—7 см. Коричневый, гумусовый, свежий.
B_g 7—26 см. Пестроокрашенный суглинок с бурыми сизыми и ржавыми разводами, сильно влажный.
G 26—37 см. Темно-сизый суглинок, влажный, у нижней границы сырой от надмерзлотной верховодки.
В_{дм} 37—50 см. Бурый мерзлый суглинок, слоистый, с небольшим количеством льда-цемента.
Глубже 50 см. Суглинок более темной окраски с льдистыми прослоями.

Разрез 8 заложен над пятном с сухой растрескавшейся поверхностью, с единичными угнетенными куртинками мхов и осок, накипными лишайниками.

- 0—2 см. Корочка суглинистая, пористая, растрескавшаяся, слабо смоченная дождем.
2—15 см. Темно-бурый суглинок без признаков оглеения, разбит трещинами усыхания шириной 0,3—1 см до глубины 13 см, влажный (смочен дождем).
15—27 см. Более светлый суглинок с бледными сизыми, ржавыми и темно-бурыми разводами, слабо увлажненный.

27—47 см. Суглинок, сходный с вышележащим, но более пестрой окраски, влажный с глубины 45—46 см, смочен надмерзлотной верховодкой.

47—65 см. Бурый мерзлый суглинок без следов оглеения. С глубины 60 см отмечаются ледяные прослои.

Из описаний разрезов видно, что почва пятна по морфологии значительно отличается от задерненной почвы отсутствием гумусового горизонта и почти полным исчезновением признаков оглеения. Различие гидротермических условий под растительностью и пятнами позволяет предполагать разницу и в химических свойствах почв.

В термокарстовых понижениях формируются болотные мерзлотные тундровые почвы разнообразного морфологического облика. Для их характеристики мы приведем описание двух профилей, представляющих две последовательные стадии заболачивания термокарстового понижения.

Разрез 10 заложен в термокарстовом понижении размером 15×10 м и глубиной около 0,5 м с крупнокочкарной злаково-пушицевой растительностью, представленной пушицей влагалищной и узколистной и злаками. Кроме того, здесь растут единичные низкие кусты ивы, березки, встречается мытник. (Описание сделано 15 июля).

A₀' 0—9 см. Совсем неразложившийся (напоминает по консистенции мокрую солому), образован остатками пушиц, осок и злаков, сырой.

A₀'' 9—14 см. Темно-бурый с коричневым оттенком, торфянисто-перегнойный, мокрый.

G 14—34 см. Сизый с яркими ржавыми разводами по ходам корней, суглинистый, со значительным количеством корней мокрый, с глубины 23 см мерзлый.

G_м 34—45 см. Неравномерно окрашенный, сизо-ржаво-коричневый, более прогумусированный, чем вышележащий горизонт, суглинистый, со значительным количеством корней.

Оба глеевых горизонта пересекает в вертикальном направлении трещина шириной в несколько сантиметров, заполненная льдом, верхним концом упирающаяся в нижнюю границу горизонта A₀. Вдоль трещины по обеим сторонам прослеживаются темные затеки гумуса; на уровне горизонта G_м видны куски горизонта A₀.

Почва болотная мерзлотная тундровая торфянисто-перегнойная.

Разрез 23 (описан 19 июля) характеризует почву термокарстового понижения площадью 10×5 м, глубиной около 1 м. Дно понижения занято неоднородной растительностью. Наиболее низкий участок, по-видимому, периодически обводняемый, покрыт маломощной (1—2 см) пленкой гидрофильных мхов, в том числе *Pleuronogon sabinii*. Моховая пленка легко отслаивается, под ней находятся погребенные неразложившиеся пушицевые кочки. Это свидетельствует о недавнем опускании понижения. Более приподнятая часть поверхности покрыта отмирающими кочками пушицы и осоки. По приподнятым склонам понижения обильно растут пушица и два вида злаков.

- A₀ 2—14 см. Темно-рыжий торф, плохо разложившийся, мокрый, пушицевый.
 G 14—32 см. Сизый с ржавыми пятнами суглинок, содержит много корней, сочится вода.
 G_M 32—40 см (дно). Такой же суглинок, как в вышележащем горизонте, но мерзлый, сильно льдистый.

Почва — болотная мерзлотная тундровая торфянистая.

Описания разрезов показывают, что для болотных мерзлотных почв термокарстовых понижений характерна небольшая мощность горизонта A₀. Это можно связать с двумя причинами: во-первых, с недолговечностью существования термокарстовых понижений — небольшой продолжительностью торфонакопления, во-вторых, с суровым термическим режимом депрессий микрорельефа в теплый период, способствующим замедленному росту растений и сокращению количества ежегодного опада. Степень разложения органического вещества в горизонте A₀ может быть различной. В общем в менее увлажненных понижениях она выше, чем в более увлажненных (но не обводненных) понижениях с более суровым термическим режимом. Эти почвы имеют кислую реакцию по всему профилю и в общем невысокую ненасыщенность, имеющую максимальные значения в нижней части горизонта A₀, где процесс разложения органического опада достигает наибольшего развития (табл. 7). Глеевые горизонты пропитываются подвижным слабоокрашенным гумусом, поступающим из горизонта A₀. Увеличение содержания гумуса в самом нижнем горизонте профиля (G)

в данном случае может быть связано с двумя причинами: погребением отдельных кусков горизонта A₀, проникающих сюда по трещине, их медленным разложением в горизонте G_M, а также задержкой над мерзлым слоем гумусовых соединений, поступающих с нисходящими токами почвенной влаги. Торфянистый горизонт характеризуется повышенным содержанием R₂O₃, извлекаемых вытяжкой Тамма. Это следует отнести, по-видимому, за счет зольного состава опада и некоторых особенностей разложения растительных остатков в тундровой зоне, на рассмотрении которых мы остановимся несколько позже.

Таблица 7

Свойства болотной мерзлотной почвы термокарстового понижения на водоразделе в типичной тундре (разрез 10)

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	pH		Потеря при прокаливании, %	Гумус, %
			водный	солевой		
A ₀ '	0—9	6,22	4,9	4,2	57,61	—
A ₀ ''	9—14	5,15	4,6	3,8	34,32	19,1
G ₀	20—25	1,40	5,2	3,9	—	2,6
G _M	40—45	2,31	5,1	4,0	—	6,1

Таблица 7 (окончание)

Горизонт	Поглощенные катионы, по Гедройцу, мг-экв/100 г почвы				Ненасыщенность, %	Вытяжка, по Тамму, %		
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	сумма		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
A ₀ '	23,4	7,6	9,0	40,0	22	0,20	1,83	1,57
A ₀ ''	13,4	3,2	10,6	27,2	40	0,26	1,71	0,70
G ₀	5,2	2,3	1,2	8,7	14	0,20	1,07	0,28
G _M	8,3	2,3	2,2	12,8	17	0,16	1,41	0,35

В целом нужно отметить, что варьирование признаков болотных мерзлотных почв понижений может быть, по-видимому, очень широким, так как характер почвообразования в них зависит от причин разного порядка — от возраста понижений, скорости просадок, степени увлажнения, характера растительности, проявления мерзлотных процессов (например, растрескивания) и т. п.

Ландшафты склонов увалов¹. Ландшафты пологих склонов увалов имеют ряд отличий от ландшафтов их вершин. Отличия эти вызваны изменением гидротермических условий на склонах; большим тепловым эффектом солнечных лучей в связи с наклоном поверхности; изменением слагаемых водного баланса почв, дополнительным притоком поверхностных и надмерзлотных вод и несколько лучшим дренажем деятельного слоя в связи с уклоном; обычно более мощным снежным покровом, образующимся за счет сдувания снега с вершин; увеличением интенсивности эрозионно-денудационных процессов — более интенсивным поверхностным смывом мелкозема, усилением солифлюкции и т. п. Ландшафты склонов останцов плейстоценовой равнины обычно представлены мелкобугорковато-кочкарными кустарничково-пушицевыми мохово-лишайниковыми тундрами (рис. 12). Микрорельеф образован кочками пушицы и мелкими бугорками, расположенными очень тесно, как бы наползающими друг на друга. Иногда на бугорках имеются мелкие лишайные растительности пятна. Раздробленность и деформированность форм микрорельефа свидетельствуют о преимущественно солифлюкционном генезисе.

Обычно на склонах бывают выражены так называемые полосы стока — понижения микрорельефа, вытянутые вдоль склона и имеющие эрозионно-термокарстовое происхождение (по ним происходит временный сброс поверхностных вод). Они имеют разную ширину: от нескольких до нескольких десятков метров и небольшую глубину просадок относительно основной поверхности склона — 0,5—1,5 м, редко больше. Полосы стока переходят в основную поверхность склона обычно очень постепенно, их краевые части задернены. В растительности основной поверхности склона большую роль играют кочкообразующая пушица влагалищная, осоки и лишайники цетрария и алектория. Низкорослые кустарники (березки и ивы) и кустарнички (багульник, брусника и др.) имеют подчиненное значение. Мхи почти не развиты. На полосах стока преобладает ивняково-осоковая растительность с большим участием злаков и разнотравья (ща-

¹ Здесь рассматриваются ландшафты пологих склонов, не подверженных интенсивным денудационным процессам, с глубоким залеганием ископаемых льдов и средней степенью обдуваемости и заснеженности.



Рис. 12. Пологие склоны плейстоценовой террасы с кустарничково-пушицевыми мохово-лишайниковыми тундрами (низовья Индигирки)
Фото В. О. Таргульяна

вель, горец, мытник, звездчатка и др.). Микрорельеф почти не выражен, кроме неясно выпуклых бугорков и редких кочек. В почвенном покрове склонов сочетаются тундровая глеевая перегнойная почва основной поверхности и мерзлотная болотная тундровая почва полос стока. Ниже приведено описание разреза типичного почвенного сочетания.

Разрез 40 характеризует почвы верхней трети склона увала запад-юго-западной экспозиции, крутизной 4—5°. Он заложен на поверхности мелкого плоского бугорка (имеющего 20—30 см в поперечнике) в пределах бугорковато-кочкарной тундры с сильно раздробленными сползающими формами микрорельефа, очень сильно кочковатой. В растительном покрове преобладают пушица, осоки, лишайники *Cetraria succulata* и *Alectoria ochroleuca*, мхов мало. Встречаются немногочисленные низкорослые кустарники — ивы и березки и кустарнички — багульник, брусника. (Разрез описан 31 июля.)

- 0—3 см. Живой мохово-лишайниковый покров.
A₀ 3—9 см. Темно-коричневый, перегнойный, влажный, рыхлый, весь пронизан корнями.
B'_g 9—28 см. Коричневато-бурый с небольшими ржавыми пятнами, местами с затеками гумуса в виде вертикальных коричневых полос, суглинистый, рыхлый, влажный, с немногочисленными корнями.

- $B_g^{\#}$ 28—41 см. Бурый с сизыми и ржавыми пятнами, суглинистый, более влажный и сильнее оглеенный, чем вышележащий горизонт, корней мало; местами видны погребенные куски горизонта A_0 .
- G_m 41—65 см Грязно-темно-сизый суглинок, мерзлый, почти не содержащий корней, с тонкими прожилками льда, встречаются погребенные куски перегнойно-торфянистого горизонта темно-коричневого цвета.

Почва — тундровая глеевая перегнойная нарушенная.

Разрез 34 заложен в пределах полосы стока шириной 25—30 см с относительным понижением 0,5—1 м. Растительность ивнячково-осоковая с большим участием злаков и разнотравья, пушицы немного. (Описание сделано 30 июля).

- A_0' 0—2 см. Груботорфянистый, сырой.
- A_0'' 2—7 см. Коричнево-бурый, торфянисто-перегнойный, сырой, с большим количеством корней.
- A_0''' 7—19 см. Буровато-коричневый с красноватыми пятнами; приуроченными, по-видимому, к местам бывших скопленных органических остатков, перегнойный, сырой, с большим количеством корней.
- G 19—32 см. Сизый с буроватым оттенком суглинок, сырой, содержащий значительно меньше корней, чем вышележащий горизонт.
- G_m 32—50 см. Темно-сизый мерзлый суглинок с толстыми льдистыми прослоями.

Почва — мерзлотная болотная тундровая торфянисто-перегнойная.

Если сравнить тундровую глеевую почву основной поверхности склона с тундровой глеевой почвой вершины увала (см. разрез 9), то можно убедиться, что разница между ними небольшая. Основное различие заключается в характере и отчасти в мощности органогенного горизонта. На склоне наблюдается худшая разложимость органического вещества, его грубогумусность и аккумуляция в виде перегноя, а не гумуса. Мощность перегнойного горизонта (6—8 см) также несколько больше средней мощности гумусового горизонта тундровых глеевых гумусных почв вершин увалов. Это новое качество, появляющееся в почве склона, связано, очевидно, с большим увлажнением, обусловленным боковым надмерзлотным притоком влаги, и отчасти с большими

запасами воды в более мощном снежном покрове. Следствием большего увлажнения, очевидно, является и резкое увеличение роли пушицы в растительном покрове, плотные кочки которой значительно ухудшают аэрацию поверхностного горизонта почв. Появление пушицы за счет уменьшения роли кустарников, кустарничков и мхов увеличивает и количество ежегодного растительного опада, что также может служить непосредственной причиной грубогумусности органогенного горизонта и его большей мощности.

Отметим также, что почвы склонов значительно чаще имеют следы нарушенности профиля, что, безусловно, следует связывать с гораздо большей подвижностью деятельного слоя на склонах. В то же время можно констатировать, что в условиях тундровой зоны некоторая добавочная влага мало меняет степень оглеения профиля, в той или иной степени охваченного глеевыми процессами. Это позволяет относить почву основной поверхности склона к типу тундровых глеевых почв (так же как и почву вершин увалов), но выделять ее в качестве особого подтипа (отличающегося по увлажнению), который, возможно, следует рассматривать как полугидроморфный.

Болотная мерзлотная почва полосы стока отличается от аналогичной почвы термокарстового понижения на вершине увала, значительно лучшей разложимостью горизонта A_0 . Мы связываем это с полупроточным увлажнением полосы стока, с более благоприятным термическим режимом и другим характером растительности (большим участием злаков и разнотравья).

В южной части подзоны типичной тундры Яно-Инди-гирской низменности на склонах останцов плейстоценовой равнины местами развиты разреженные заросли ольхи. Они приурочены к вогнутым частям пологих склонов, где мощность снежного покрова, по-видимому, достаточна для перезимовывания ольховых кустов, а механический состав субстрата обычно легкосуглинисто-супесчаный. Облегчение механического состава в некоторых частях склонов связано, по-видимому, со вторичной сортировкой материала деятельного слоя, вызванного солифлюкцией, делювиальными и другими процессами. Ольховые заросли приурочены обычно к верхней и средней частям склонов, имеют высоту

1—1,2 м. Кусты находятся на расстоянии 3—5 м один от другого. На поверхности склонов выражен неясный нанополигональный микрорельеф с четкими бороздами морозных трещин. Полигоны имеют в поперечнике 1—2 м. Напочвенный покров состоит из редких мелких кустиков березки, ивы, багульника, голубики. Довольно многочисленны осоки и лишайники *Cetraria succulata* и *Durphurea*. Мхи *Hylocomium proliferum*, *Ptilidium ciliare* развиты главным образом вдоль трещин.

Разрез 14 заложен на склоне останца плейстоценовой равнины восток-северо-восточной экспозиции крутизной 8—12°, в его средней части. Поверхность разбита морозными трещинами на неясные плосковершинные нанополигоны диаметром 1—2 м. Растительность представлена зарослями ольхи высотой 1—1,2 м. Среди осоково-мохового покрова возвышаются редкие мелкие кустики березки, ивы, багульника. Встречаются лишайники (*Cetraria succulata* и *Durphurea*).

- 0—7 см. Живая подстилка мха с небольшим количеством мохового опада; переход ясный.
- А 7—13 см. Темно-бурый с коричневым оттенком легкий суглинок, увлажненный, содержит много корней; переход постепенный.
- АВ 13—27 см. Серовато-бурый с бледными рыжеватыми, сизоватыми пятнами и гумусовыми затеками, супесчаный, увлажненный, содержит много корней; переход в нижележащий горизонт прослеживается по появлению мерзлоты.
- В_м 27—50 см. Темновато-бурый с бледными рыжеватыми и сизоватыми пятнами, темными гумусовыми затеками, супесчаный, содержит значительное количество корней, встречаются песчаные линзы и отдельные мелкие кристаллики льда на некоторых агрегатах.

Произведенные нами одноразовые измерения температуры почвы срочным почвенным термометром показали, что почвенный профиль отличается глубоким прогреванием даже в начале тундрового лета. Это можно видеть из следующих данных (при температуре воздуха 15°):

Глубина, см	Температура, °С
Поверхность почвы	6,7
10	3,5
20	1,5
35	0,1
53	0,2

Органогенный горизонт этих почв хорошо разложен, до состояния гумуса, гумусовая прокраска обнаруживается до значительной глубины (27 см). Профиль имеет следы периодического переувлажнения и оглеения. Мы затрудняемся в настоящее время определить классификационное положение этих почв. Их, безусловно, следует относить к тундровым почвам на легких породах, выделяемых в настоящее время как род тундровых глеевых почв или как особый тип почв (Караваева и Таргульян, 1963). Разделяя вторую точку зрения, мы пока предварительно относим тундровую гумусную глееватую почву ольшатников к типу тундровых почв на легких породах.

Пойменно-болотные ландшафты. На территории низменности поймы Индигирки занимают преобладающую площадь. Особенности гидрологического режима Индигирки и ее притоков (Лаврушин, 1963) определяют ряд закономерностей формирования пойменных ландшафтов.

Пойма заливается редко и процесс отложения на ней аллювия выражен слабо, поэтому ландшафты поймы характеризуются непойменным режимом. Слабая дренированность способствует сильной обводненности поймы и приводит к формированию главным образом низинных болотных ландшафтов, имеющих часто крупнопolygonальный мерзлотный рельеф в связи с малоснежностью и низкими зимними температурами. Отепляющее воздействие речных вод ничтожно, и термический режим грунтов поймы мало отличен от их режима на непойменных территориях. В связи с этим все пойменные ландшафты, даже прирусловые, формируются на мерзлых отложениях, содержащих повторно-жильные льды. Свообразный гидрологический режим обуславливает повышенную скорость отложения аллювия в русле, что приводит к значительной интенсивности миграции русла Индигирки и, в несколько меньшей степени, ее притоков. Это является причиной частой смены пойменных ландшафтов в низовьях Индигирки. Другой, не менее важной причиной динамичности пойменных ландшафтов является сильное развитие термокарста (Мухин, 1960).

Пойменные ландшафты отличаются значительным разнообразием, но господствуют среди них polygonальные болота. Они формируются на разных уровнях отно-

сительно уреза воды — на низкой пойме, высокой пойме, первой надпойменной террасе, которая развита в низовьях Индигирки в виде небольших участков. Полигональные болота редко образуют сплошные обширные массивы. Обычно сплошность их контуров нарушается из-за обилия озер и сильного развития термокарста. Полигональный и полигонально-валиковый микрорельеф способствует образованию небольших замкнутых микроводоемов и накоплению стоячей воды, являющейся активным коллектором тепла в тундровой зоне. Поэтому на участках полигональных болот обычно имеются следы активного термокарста, с которым связано образование озер, пониженных полуобводненных неполигональных участков (ландшафтная дифференцированность первоначально единого ландшафта). В связи с этим полигональные болота представляют обычно довольно сложное динамичное сочетание разнородных по степени заболоченности элементов. Для подробной характеристики этого ландшафта мы приведем описания нескольких участков, отражающие варьирование характера полигональных болот в зависимости от процессов термокарста. Мы рассмотрим хорошо развитое полигональное болото, а также полигональные болота, развивающиеся в направлении прогрессивного заболачивания (вследствие термокарста), и постепенно обсыхающие болота (в связи с врезанием реки и поднятием участка на надпойменный уровень).

Хорошо развитый полигональный болотный ландшафт. На юге подзоны типичной тундры высокая пойма Индигирки имеет высоту 2—4 м над ур. моря, ширину около 1—1,5 км; уступом (крутизной 15—20°) она переходит в поверхность плейстоценовой равнины. На пойме выражен четкий крупнополигональный микрорельеф (рис. 13). Преобладают резко прямоугольные формы и овальные. Для характеристики крупнополигонального микрорельефа опишем наиболее типичный его участок, на котором были заложены разрезы 11 и 12. Валики полигонов, вытянутые вдоль морозных трещин в виде приподнятых борозд, возвышаются над трещинами на 0,5—0,7 м и имеют ширину 3,5—5 м. Центральная часть полигонов понижена и представляет собой болотце, иногда обводненное, с поперечником 10—15 м, понижен-

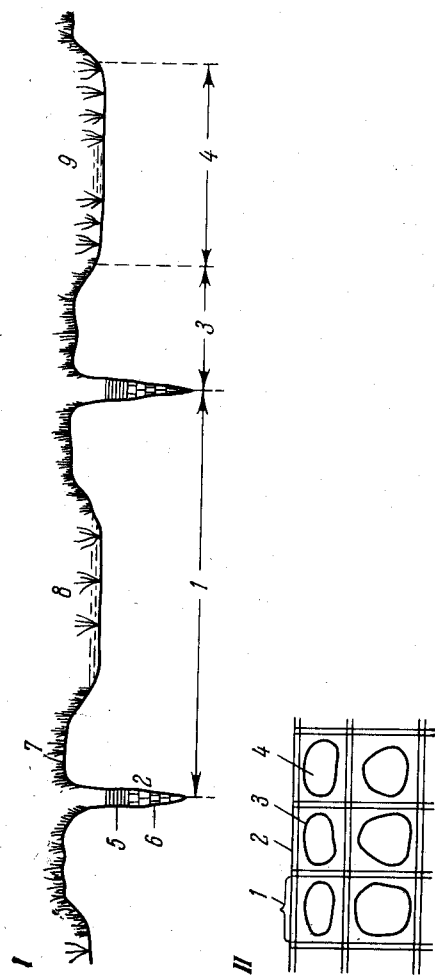


Рис. 13. Микрорельеф хорошо развитого крупнополигонального болотного ландшафта Яно-Индигирской низменности

1—поперечный разрез; 11—вид сверху; 1—крупный полигон; 2—морозная трещина; 3—валик полигона; 4—среднее болотце полигона; 5—вода в морозной трещине; 6—сезонный ледяной клин; 7—растительность валика; 8—кочкарник среднего болотца; 9—зеркало воды в среднем болотце

ное относительно валика на 0,5 м. Склон валика, обращенный к трещине, обычно крутой, а склон, направленный к срединному болотцу, бывает как крутым, так и довольно пологим. Поверхность валика имеет слабо выраженный кочковато-мелкобугорковый микрорельеф и местами разбита морозными трещинами глубиной 20—25 см со льдом. На валике растут низкорослые кустарники: березка тощая и несколько видов ив высотой 20—30 см. Здесь много багульника, брусники, голубики, морошки и пушицы влагалищной. Встречаются грушанка, злаки, мытник желтый, горец. Хорошо развиты мхи (*Aulacomnium turgidum*, *Ptilidium ciliare*) и лишайник (*Cetraria succulata*). В видовом отношении растительность сходна с растительностью плакорных мелкополигональных тундр и особенно пологих склонов. Срединное болотце полигона покрыто пушицево-осоковой растительностью, образующей крупные кочки. В виде единичных экземпляров встречаются злаки и кустарниковая ива. Сфагнум образует сплошной покров. Местами на поверхности болотца развиты мочажины. (Описания разрезов сделаны 16 июля.)

Разрез 11 заложен на валике полигона.

- 0—3 см. Живая подушка из мха.
 A₀ 3—8 см. Темно-коричневый, перегнойный, влажный, содержит много живых корней.
 A₁ (или A₀A₁)
 8—13 см. Гумусовый, темновато-коричневатый, суглинистый, сильно влажный, с большим количеством корней.
 13—17 см. Серый среднезернистый песок с ржаво-буроватым оттенком, с яркими ржавыми пятнами и примазками по ходам корней влажный.
 B_g 17—23 см. Сизовато-серый с ржавым оттенком среднезернистый песок, сильно влажный, содержит много корней.
 G_m 23—50 см. Сизый мерзлый песок, почти без корней, с глубины 32 см содержит льдистые горизонтальные прослойки.

Разрез 12 заложен в срединном болотце полигона.

- A₀ 0—3 см. Очес осок и пушицы.
 A₀ 3—19 см. Коричневый, плохо разложенный, торфянистый, мокрый.
 A₀''' 19—30 см. Темно-буровато-коричневый, перегнойно-торфянистый, мокрый.
 G 30—43 см. Сизо-серая супесь со значительным количеством корней, мокрая.
 Глубже 43 см. Мерзлая супесь.

Нами было произведено разовое измерение температуры почв обоих разрезов срочным почвенным термометром. При температуре воздуха 15° температура воды, взятой из почвы под срединным болотцем, оказалась равной 4,5°; для почв валика были получены следующие данные:

Глубина, см	Температура, °C
10	3,5
15	3,0
25	2,5
35	1,0

Прогрессивно заболачивающийся полигональный болотный ландшафт. На севере подзоны типичной тундры (в 10—15 км от морского побережья) высокая пойма в дельте Индигирки имеет высоту 3—4 м над ур. моря и реки. Ее обширная плоская поверхность изобилует озерами разного размера. Они соединены глубокими заболоченными полузаросшими протоками с зеркалом воды, образующимся вдоль морозных трещин. Большая часть плоской равнины занята полигональным болотом. Полигоны имеют очень неправильную форму и поперечник от 10 до 25 м. Иногда валики протягиваются в виде извилистых линий, не образуя замкнутых полигональных форм. Превышение валиков над срединными болотцами незначительно: в среднем 20—30 см, наибольшее — 50 см.

Для микрорельефа валиков характерны очень мелкие бугорки, сформированные процессами вспучивания и растрескивания. Растительный покров представлен пушицей, осоками и мхами (*Aulacomnium turgidum*, *Dicranum elongatum*). Встречаются редкая и мелкая ива сизая, морошка, злаки, дриада, паррия, камнеломка, клайтония, горец. Средняя часть полигона обычно заболочена и обводнена. (Разрезы 25 и 26 описаны 21 июля.)

Разрез 25 заложен на валике высотой 20—25 см над срединным болотцем.

- 0—2 см. Живой моховой покров.
 A₀ 0—2 см. Неоднородный по степени разложения: торфяные участки рыжего цвета чередуются с черными перегнойными участками, мокрый.

A_0'' 8—4 (26) см. Темновато-коричневый, перегнойно-торфянистый, мокрый, нижняя граница очень неровная — торф образует отдельные карманы, мерзлый с глубины 13 см.

G_m 14 (26)—40 см. Неоднородный, преобладают сизые легкосуглинистые участки с включением льда, в которые вкраплены включения темно-рыжего мерзлого торфа (погребенные по трещинам).

Глубже 40 см. Погребенный торфяной горизонт.

Разрез 26 заложен в срединном болотце полигона.

A_0' 0—3 см. Живой моховой покров и очес, мокрый.

A_0'' 3—16 см. Темно-рыжий торф, мокрый.

A_0''' 16—30 см. Темно-бурый торф, лучше разложенный, мокрый.

G 30—35 см. Сизый суглинок, мокрый, с небольшим количеством тонких корней.

Глубже 35 см. Слой сплошного льда.

Осушающийся полигональный болотный ландшафт.

Надпойменная терраса Оленекской протоки в дельте Лены шириной около 1 км прислонена к коренному берегу и крутым уступом высотой 5—8 м обрывается к реке. Крупнопolygonальный рельеф отличается здесь овальными закругленными формами, образованными валиками высотой 0,5—1 м и шириной 2—5 м (эти формы представляют собой как бы большие ватрушки). Валики соседних овальных полигонов разделены морозными трещинами глубиной до 0,5 м с жильным льдом. Срединная пониженная часть полигонов имеет размеры около 5—7×4—5 м. Микрорельеф валиков мелкобугорковатый, на них развита осоково-моховая растительность (осока прямостоящая, мхи *Hylacomium proliferum*, *Rhacomitrium* sp.), в небольшом количестве произрастают кассиопея, дриада, багульник, березка, брусника, голубика, ива и лишайники (пепельник, цетрария). Растительность срединного болотца представлена осоками, пушицей, сибельником и мхами *Drepanocladus* sp., *Mnium* sp. (Описания разрезов сделаны 18 июля).

Разрез 83 заложен на валике овального полигона.

0—3 см. Моховая подушка.

A 3—8 см Темно-серый с бурым оттенком легкий суглинок, гумусовый, влажный, содержит много корней.

(на склонах валика к морозной трещине до 14 см).

B_s 8—30 см. Неравномерно окрашенный легкий суглинок: на сером фоне сизовато-серые и ярко-ржавые пятна, влажный, с большим количеством корней.

G_m 30—50 см. Грязно-сизая супесь с редкими ржавыми пятнами, мерзлая, при оттаивании мокрая, корней почти нет.

Глубже 50 см. Почти сплошной лед.

Разрез 84 заложен в срединном болотце того же полигона.

A_0 0—24 см. Очес осок, пушиц, мхов.

A_0' 24—38 см. Торф бурый, неразложившийся.

G 38—43 см. Сизый легкий суглинок, содержит значительное количество корней до глубины 43 см.

Глубже 43 см. Почти сплошной лед.

Профиль почвы хорошо развитого полигонального болотного ландшафта на валике имеет большое сходство с профилем почвы пологого склона увала (разрез 40). Для того чтобы выяснить генетические особенности и классификационное положение почвы на валике, необходимо представить себе, как складываются здесь условия увлажнения. Вследствие повышенной обводненности поймы и сильной льдистости оттаивающих грунтов валик в теплый период окружен заболоченными элементами микрорельефа — срединным болотцем полигона и морозной трещиной, в которой часто стоит вода, образующаяся при таянии сезонных ледяных жил. В то же время валик находится в условиях повышенного дренажа, так как имеет небольшую ширину, крутые склоны и достаточно приподнят над окружающей поверхностью. Подобное сочетание повышенного дренажа валика и гидроморфизма окружающих его участков обуславливает условия увлажнения, которые можно рассматривать как полугидроморфные.

Таким образом, в тундрах северной Якутии полугидроморфные почвы были встречены нами в двух случаях. Первый из них — пологие склоны увалов, где условия повышенного (по сравнению с вершинами) увлажнения создаются за счет подтока надмерзлотных вод с вышележащих участков и, возможно, в связи с большим количеством талых снеговых вод, возникающих за счет более мощного снежного покрова. В этом случае почва склона имеет более увлажненный профиль по сравнению с тундровой глеевой почвой вершины, т. е. наблюдается увеличение гидроморфизма плакорной тундровой глеевой гу-

мусной почвы. Второй случай — валики крупных полигонов полигональных болот, где полугидроморфные условия образуются благодаря сочетанию повышенного дренажа самого валика и гидроморфизма, иногда обводненности окружающих участков. Почвы валика представляют собой осушающиеся болотные мерзлотные разности. В обоих случаях можно констатировать сходный почвенный профиль с аналогичной серией горизонтов: перегнойного или гумусового горизонта средней мощностью около 10 см и глеевой толщи, состоящей из двух горизонтов: B_g и G .

Следует сравнить выраженность переувлажнения в почвах тундровых глеевых гумусных (вершин увалов), полугидроморфных (склонов увалов и валиков на полигонных болотах) и болотных мерзлотных (микро- и мезодепрессий). За критерий степени переувлажнения можно принять глубину залегания в профиле постоянно оглеенного горизонта и связанное с этим разделение глеевой толщи на ряд горизонтов, а также степень разложённости и мощность органогенного горизонта (по сравнению с горизонтом A почвы нормального увлажнения — тундровой глеевой гумусной). По этим признакам среди суглинистых почв четко выделяются две группы. К первой из них относятся почвы, вся минеральная толща которых сильно оглеена, имеет сизую восстановленную окраску, в ней отсутствуют значительные признаки окисления. Подобная степень оглеения выражена в профиле непосредственно под органогенным горизонтом и прослеживается до нижней границы оттаивания. По-видимому, в этом случае и органогенному горизонту свойствен преимущественно восстановительный режим. Почвенный профиль состоит из двух горизонтов: A_0 и G . Такая степень оглеения профиля характерна для болотных мерзлотных почв. Органогенный горизонт этих почв имеет торфянистую консистенцию и относительно значительную мощность (в континентальных мерзлотных областях торфонакопление вообще не достигает большой мощности).

В почвах второй группы в верхней части глеевой толщи наблюдается переменный окислительно-восстановительный режим. Это выражается в появлении ржаво-бурых тонов окраски и подчиненном значении сизой окраски, а также в значительно меньшей увлажнённости

почвенной толщи. Сильно оглеенный горизонт в этом случае опущен и выражен только в надмерзлотной и мерзлотной частях профиля, т. е. на глубине более 30 см. Профиль имеет трехчленное строение, в нем выражены горизонты A (A_0) B и G . Такой характер оглеения профиля наблюдается в почвах нормального увлажнения вершин увалов и в полугидроморфных почвах. Органогенный горизонт этой группы почв имеет гумусовый или перегнойный характер, значительно меньшую мощность, чем в почвах первой группы. Гумусовые горизонты чаще всего формируются в почвах вершин увалов и на некоторых наиболее высоких валиках крупных полигонов; на склонах обычно развиты перегнойные горизонты.

Таким образом, по морфологической выраженности переувлажнения и оглеения можно выделить лишь описанные два варианта почв. Конечно, возможны промежуточные между ними степени оглеения, но такие почвы не обладают специфическими признаками и близки к тому или другому из выделенных вариантов. Это позволяет ставить вопрос о том, что в исследованном районе, как, по-видимому, и вообще в тундровой зоне, полугидроморфные почвы не обладают тем комплексом специфических признаков, которые позволили бы выделять их как самостоятельный почвенный тип. Отличительным признаком этих почв можно считать грубогумусный и более мощный, чем в плакорных почвах, органогенный горизонт. В почвах низовий Индигирки это перегнойный (а не гумусовый) горизонт средней мощностью около 10 см. Очевидно, полугидроморфные почвы в разных подзонах и фациях имеют разный набор отличительных признаков по сравнению с почвами нормального увлажнения. Полугидроморфные почвы низовий Индигирки, развитые на пологих склонах и валиках полигональных болот, мы рассматриваем как подтип тундровых глеевых почв. Таким образом, в исследованном районе тип тундровых глеевых почв представлен двумя подтипами — тундровыми глеевыми гумусными почвами (нормального увлажнения) и тундровыми глеевыми перегнойными полугидроморфными почвами, причем в пределах последнего подтипа почвы пологих склонов и почвы валиков полигонов могут рассматриваться как роды.

Почву каждого тундрового ландшафта следует рассматривать в том эволюционном ряду, который характе-

рен для ландшафта в целом, с учетом всех циклов этого ряда. К этому обязывают большая динамичность и постоянная обновляемость природных элементов тундровой зоны. Забегая несколько вперед, отметим, что для тундровых глеевых гумусных почв вершин увалов характерен постоянный эволюционный ряд: задерненная почва — почва пятна — задерненная почва. Необязательным членом этого ряда является болотная мерзлотная почва термокарстовых понижений. Полутидоморфные почвы склонов характеризуются своим эволюционным рядом, связанным с развитием главным образом эрозионно-солифлюкционных процессов. Полутидоморфные почвы валиков полигонов представляют одну из стадий осушения болотных мерзлотных почв. Дальнейшее развитие этих полутидоморфных почв может пойти разными путями, в зависимости от геоморфологического развития данного участка поймы. Если последний окажется приподнятым над поймой и начнется осушение крупнопolygonального болота, то полутидоморфные почвы валиков будут эволюционировать в почву нормального увлажнения. Примером почвы, развивающейся по такому пути, является почва разреза 83, значительно осушенная, судя по морфологии, содержанию гумуса в верхнем горизонте, небольшой насыщенности и кислотности (табл.8). Но даже в этом разрезе еще сохраняется повышенная гумусированность глеевых горизонтов, связанная с бывшим гидроморфизмом. В том случае, если участок не испытывает значительного поднятия над уровнем реки, более обычна эволюция полутидоморфной почвы валика вновь в болотную мерзлотную почву.

Разные ряды эволюции одного и того же типа, подтипа или даже рода тундровых почв, приуроченных к разным ландшафтам, являются, по-видимому, одной из основных специфических черт почв тундровой зоны.

Вернемся к характеристике почвенного комплекса polygonальных болот. Вторым его элементом является почва срединного болотца — низинная болотная мерзлотная почва. Талые воды периодически накапливаются на поверхности этих почв, способствуя их более глубокому оттаиванию по сравнению с почвами валика и достаточному пропреванию. Благодаря этому термический режим почв срединных болот polygona значительно благоприятнее, чем термокарстовых понижений водораз-

Таблица 8
Свойства почв крупнопolygonальных болот типичной тундры

№ разреза	Местоположение	Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	рН		Потери при прокаливании, %	Гумус, %	Поглощенные катионы по Гед-роуцу, мг-экв на 100 г почвы			
					водный	солевой			Са ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Н ⁺	сумма
26	Срединное болотце polygona	A ₀ '	5—10	4,40	5,2	4,3	30,98	—	9,6	4,0	6,6	20,2
		A ₀ "	20—30	3,41	4,6	4,0	31,40	—	5,9	2,5	5,8	14,2
		G _M	30—35	1,48	4,5	3,7	9,23	—	4,1	2,1	3,1	9,3
83	Валик polygona	A	3—8	3,41	6,2	5,1	43,09	7,6	21,1	6,0	5,0	32,1
		B _g	10—20	1,71	5,7	4,4	5,85	2,5	7,4	2,6	3,0	13,0
		G _M	35—45	2,27	5,8	4,7	8,84	5,5	12,3	3,3	4,6	17,2
		»	50—55	2,00	5,8	4,7	7,07	4,8	10,4	1,9	1,3	13,6
84	Срединное болотце polygona	A ₀ '	0—10	9,37	5,3	4,6	49,88	—	40,1	1,6	8,6	50,3
		A ₀ "	30—38	4,05	4,8	3,8	19,72	—	3,0	0,4	7,5	10,9
		G _M	49—54	1,99	4,7	3,6	6,42	5,39	5,2	1,1	3,2	9,5

Сильно заболоченный polygonальный болотный ландшафт

Осушающийся polygonальный болотный ландшафт

Таблица 8 (окончание)

№ раз-реза	Местоположение	Горизонт	Глубина, см	Ненасыщенность, %	Fe, по Тамму, %	Потеря от обработки HCl, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мк)										
							1-0,25	0-25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,001 после обработки H ₂ O ₂				
26	Среднее болотце полигона	A ₀	5-10	32	4,97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		A ₀	20-30	40	0,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		G _M	30-35	33	0,55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
83	Валик полигона	A	3-8	15	0,44	2	1	52	22	8	15	10	4	—	—	—	
		B _g	10-20	23	0,74	2	2	55	18	5	9	9	7	—	—	—	
		G _M	35-45	8	0,65	2	9	37	31	0	10	11	8	—	—	—	
		G _M	50-55	9	0,60	2	14	42	23	2	7	10	6	—	—	—	
		G _M	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
84	Среднее болотце полигона	A ₀	0-10	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		A ₀	30-38	69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		G _M	49-54	33	—	—	5	6	36	27	6	9	11	—	—	—	

Сильно заболоченный полигональный болотный ландшафт

Осушающийся полигональный болотный ландшафт

делов или полос стока. Здесь складываются наиболее благоприятные в данной подзоне условия торфонакопления и развиваются наиболее мощные торфянистые и торфянисто-перегнойные горизонты (средней мощностью 25—30 см, максимальной до 40 см). Профиль этих почв, как и всех болотных мерзлотных почв, состоит из двух горизонтов: торфянистого или торфянисто-перегнойного горизонта A₀ и пропитанного водой сизого горизонта G. Сезонное оттаивание распространяется до глубины около 50 см. Торф этих почв высокозольный (см. табл. 8, разрезы 26 и 84), кислая реакция прослеживается по всему профилю, ненасыщенность достигает значительной величины, глеевая толща пропитана большим количеством (до 5%) бесцветного гумуса. Термокарстовые явления, пучение, а также пойменные процессы и ряд других факторов способствуют постоянному обновлению болотных ландшафтов и их молодости.

Следует отметить, что только изучение пойменно-болотных ландшафтов в нижнем течении Индигирки может дать сведения о наличии или отсутствии здесь границы двух подзон — типичной и арктической тундры, так как плакорные ландшафты в этом районе почти не представлены. В дельте Индигирки в 50 км от морского побережья нами описаны крупнокустарниковые ивняковые заросли высотой 1—1,2 м на прирусловых хорошо дренируемых участках. В 10—15 м от морского побережья описаны болотные почвы с торфонакоплением (мощность горизонта A₀ около 30 см) не меньшим, чем на юге подзоны типичной тундры (см. описания полигональных болотных ландшафтов). Эти, хотя и малочисленные, данные не говоря в пользу существенного (подзонального) изменения биоклиматической обстановки в низовьях Индигирки.

Краткий обзор распределения ландшафтов позволяет наметить следующие характерные черты почвенного покрова подзоны типичной тундры Индигирской низменности: 1) распространение почв только кислого ряда; 2) повсеместное распространение глеевых почв на суглинках; 3) отсутствие солевых и карбонатных аккумуляций во всех местоположениях; 4) хорошая степень разложенности органогенных горизонтов почв на повышенных элементах мезо- и микрорельефа (слабое распространение грубогумусности в этих условиях);

5) меньшая степень оглеенности почв на повышенных элементах мезо- и микрорельефа и по сравнению с другими фациями тундровой зоны, выраженность оглеенности в виде надмерзлотногоглеевых, а не поверхностногоглеевых горизонтов; 6) широкое развитие процесса пятнообразования в плакорных ландшафтах, но небольшое участие в почвенном покрове лишенных растительности пятен и особых почв под ними в связи с быстрым зарастанием пятен; 7) значительная интенсивность развития стадий микрорельефа и связанных с этим изменений почвенного покрова (в плакорных ландшафтах при преобладающем значении процессов трещинообразования и разнообразной поверхностной денудации и подчиненном значении пучения деятельного слоя); 8) развитие на пологих склонах и валиках полигональных болот полугидроморфных почв, что отражает в первом случае увеличение увлажнения плакорной почвы, во втором случае — осушение болотной почвы; 9) очень слабое развитие пойменных почв в связи с особым гидрологическим режимом рек; формирование в поймах главным образом почв разнообразных болотных ландшафтов; 10) небольшая интенсивность торфонакопления в болотных почвах, связанная с суровым термическим режимом территории и близким залеганием мерзлоты; оптимальные условия для торфонакопления (до 30—40 см) в низинных болотцах крупнопolygonальных болотных ландшафтов поймы; 11) общий признак всех почв подзоны — крайне динамичное состояние, причем каждая почва того или иного ландшафта относится к определенному эволюционному ряду, состоящему из нескольких циклов. Пример такого ряда, связанного с пятнообразованием, мы рассмотрим ниже.

Перечисленные признаки можно разделить на две группы: свойственные всей подзоне типичной тундры и свойственные данной фации (по биоклиматическим и иным причинам). К первой группе относится, по-видимому, большая часть признаков: первый, второй, третий, шестой, до некоторой степени седьмой, восьмой, одиннадцатый. Вторая группа, в основном фациальных признаков, включает четыре остальных признака, обусловленных особым гидротермическим режимом территории, близким залеганием многолетней мерзлоты и особым гидрологическим режимом дренирующих рек.

ЛАНДШАФТЫ ПОДЗОНЫ АРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ О-ВА БОЛЬШОГО ЛЯХОВСКОГО

На исследованной территории в южной части острова удалось выделить следующие основные группы ландшафтов (на равнинах): пятнистые нанопolygonальные арктические тундры или трещинные нанопolygonальные тундры (по Е. Н. Ивановой, 1962) вершин и верхних частей склонов увалов; байджераховые ландшафты арктической тундры склонов увалов; разреженные сильно обедненные арктические тундры на выходах плотных пород; пойменные болота; тундрово-арктические марши.

Пятнистые нанопolygonальные арктические тундры вершин и верхних частей склонов увалов представляют собой зональный плакорный ландшафт исследуемой территории. Они формируются на пылеватых суглинках в местах с глубоким залеганием ископаемых льдов или там, где они отсутствуют (при близком расположении к поверхности плотных пород). Вследствие небольшой мощности перекрывающего суглинистого плаща почвы являются в той или иной степени защемленными. Поверхность пятнистых мелкоpolygonальных тундр разбита морозными трещинами на систему мелких polygonов (или нанопolygonов) диаметром около 1 м (более мелких, чем в индигирских тундрах). На вершинах высоких увалов, преобладающих на исследованной территории, в условиях маломощного снежного покрова и сильной обдуваемости ветрами polygonы обычно имеют плоскую поверхность с превышением центральной части над краями не более нескольких сантиметров. Растительность в этих случаях развита только вдоль морозных трещин в виде полос шириной 5—10 см. Большая часть поверхности polygonа представляет собой пятно. На высоких увалах пятна занимают 40—80% площади ландшафта (рис. 14, I). На более низких увалах, с более мощным снежным покровом, более защищенных от ветров, микрорельеф представлен такой же системой мелких polygonов, но несколько выпуклой формы. Это свидетельствует о некотором проявлении процессов пучения, хотя и значительно ослабленных (что отмечалось нами и для подзоны типичной тундры). В этом случае пятна в центре polygonа имеют меньший диаметр и занимают не более 30—40% площади ландшафта (см. рис. 14, II).

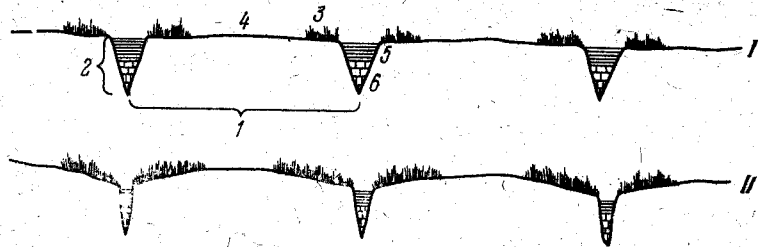


Рис. 14. Микрорельеф вершин увалов арктической тундры на о-ве Большом Ляховском

I—более высокие обдуваемые увалы; II—более низкие защищенные от ветра увалы.

1—полигон; 2—морозная трещина; 3—растительность по периферии полигона; 4—пятно; 5—растительный опад в трещине; 6—сезонный ледяной клин

Пятнистые мелкополигональные арктические тундры испещрены термокарстовыми понижениями поперечником от нескольких метров до 10—20 м и глубиной от 20—30 см до 1—1,5 м, обычно заболоченными, часто с зеркалом воды. На склонах замкнутые термокарстовые понижения встречаются реже, а развиты полосы стока в виде ложбинок шириной около 1 м и более, относительно пониженных (на 10—20 см) и вытянутых в направлении склона.

Таким образом, микрорельеф этих ландшафтов складывается из четырех основных элементов: задерненной периферии полигона, покрытой злаково-кустарничково-моховой растительностью с арктотундровыми гумусными слабogleевыми почвами; пятна, лишенного растительности, со специфическими слабобиогенными почвами пятен; узкой морозной трещины, в которой на небольшой глубине залегают сезонные ледяные клинья; понижений микрорельефа, которые могут быть подразделены на термокарстовые понижения водоразделов, занятые мхами (*Pleurogon sabinii* и др.), с пушицей и лишайником, с болотными мерзлотными, арктотундровыми (малоразвитыми) почвами и полосы стока, формирующиеся на склонах, покрытых лишайниково-моховой растительностью, с болотными мерзлотными арктотундровыми наносными почвами. Ниже приводится краткая характеристика почвенного сочетания этого основного подзонального ландшафта.

Разрез 175 заложен на одном из наиболее высоких водораздельных увалов. На поверхности заметна неясная крупная полигональность: чередование повышений (10—15 м в поперечнике) и понижений (1—3 м). В понижениях расположены мелкие термокарстовые болотца, на повышениях развита пятнистая мелкополигональная арктическая тундра. Мелкие полигоны имеют плоскую форму, их центральные части превышают края всего на несколько сантиметров. Большая часть поверхности полигона обнажена и представляет собой пятно. Растительность образует бордюры вокруг пятен шириной 10—20 см. Преобладают ожика, лишайник, ива полярная, мак полярный, присутствуют угнетенные гипновые мхи, встречаются лишайники. (Описание сделано 25 августа.)

- 0—1 см. Подушка из растительности.
- A 1—5 см. Коричневато-бурый с серым оттенком суглинок, гумусовый, сухой, корешковатый.
- B_г 5—26 см. Бурый суглинок с бледными рыжими и сизоватыми пятнами, свежий, с корнями растений.
- B 26—40 см. Темновато-бурый суглинок, свежий, содержит мало корней; следы оглеения морфологически не выражены.
- B_м 40—53 см. Такой же, как вышележащий, суглинок, но мерзлый, с тонкой сеткой ледяных прожилок.

Разрез 176 заложен на том же участке, что и разрез 175, но на пятне.

- 0—2 см. Буровато-палевая подсохшая пористая корочка, суглинистая; переход ясный.
- 0—32 см. Темновато-бурый суглинок без следов оглеения, свежий, содержит мало корней.
- Глубже 32 см. Мерзлый суглинок.

Почвы задерненной части нанополлигонов на высоких и более низких плосковершинных увалах, несмотря на некоторую разницу в степени оглеения, глубине оттаивания, мощности отдельных горизонтов, очень сходны по свойствам и относятся к одному и тому же подтипу арктотундровых гумусных (слабogleевых) почв. Свойства этих почв и вопросы их генезиса будут подробно освещены в отдельной главе. Почвам, развивающимся на пятнах, также посвящена специальная глава. Поэтому здесь мы не будем останавливаться на их характеристике.

Болотные мерзлотные арктотундровые почвы формируются в термокарстовых понижениях описываемых

ландшафтов. В их профиле выделяются грубогумусный горизонт (5—10 см) и глеевый горизонт, мерзлый с глубины 20—40 см; более обводненные понижения оттаивают на большую глубину. Приведенное ниже описание разреза позволяет судить о морфологии этих почв.

Разрез 68 заложен в термокарстовом понижении глубиной 1—1,5 м на вершине увала вблизи станции Шалаурова. Понижение частично обводнено. В растительном покрове преобладают пушица и лисохвост. (Описание сделано 23 августа.)

0—2 см. Живой моховой покров.

A₀ 2—6 см. Торфянисто-перегнойный, темно-коричневый, сырой.

G₁ 6—15 см. Буровато-темно-сизый суглинок с мелкими ржавыми пятнами, сырой, содержит много корней.

G₂ 15—37 см. Темно-сизый с ржавыми пятнами суглинок с единичными корнями, с глубины 22 см оплывает.

G_m глубже 37 см. Такой же суглинок, как в вышележащем горизонте, но мерзлый.

Очень небольшое количество аналитических данных по этим почвам не позволяет дать их полную характеристику (табл. 9). Отметим следующие важные свойства: крайняя маломощность горизонта A₀ — не более 5—10 см, слабокислая реакция, почти полная насыщенность основаниями поглощающего комплекса в горизонте G и особенно в горизонте A₀ (рН 6,0—6,5). Маломощность горизонта A₀ свидетельствует о неблагоприятных биоклиматических условиях подзоны для торфонакопления. В термокарстовых понижениях водоразделов создается суровый термический режим, что приводит к замедленному протаиванию весной, незначительной мощности деятельного слоя и его низким температурам. В подзоне типичной тундры Яно-Индибирской низменности мы также наблюдали небольшую мощность органической массы в термокарстовых понижениях водоразделов (не более 10—15 см). По-видимому, маломощность органогенных горизонтов этих почв частично связана и с их молодостью, недолговечностью существования термокарстовых понижений на водоразделах в обеих подзонах. Незначительная кислотность этих почв, особенно их органогенных горизонтов, объясняется сравнительно медленным темпом выщелачивания органической массы и суглинистой толщи в подзоне арктической тундры. Южнее, в индибирской тундре, почвы аналогич-

Таблица 9
Свойства болотных мерзлотных почв понижений на вершине увала в арктической тундре

№ разреза	Местоположение	Горизонт	Глубина, см	рН		Потеря при прокаливании, %	Гумус, %	Поглощенные катионы, по Гедройку, мг-экв на 100 г почвы				Ненасыщенность, %
				водный	солевой			Са ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	сумма	
68	Термокарстовое понижение	A ₀	2—6	6,5	5,6	23,1	8,5	32,9	15,9	0,2	49,0	Нет
		G ₁	6—15	6,5	5,1	7,5	3,5	13,0	6,4	0,1	19,5	»
		G ₂	20—30	7,4	6,4	4,1	1,5	14,9	6,3	Нет	21,2	»
		G _m	40—45	7,5	6,5	2,8	0,6	11,0	9,9	»	17,9	»
72	Полоса стока	B _g	1—10	5,9	4,3	5,8	2,1	11,9	6,2	0,4	18,5	2
		»	20—30	5,7	4,5	6,2	2,4	13,6	5,7	0,4	19,5	2
		»	33—43	5,1	4,4	5,3	2,8	14,5	6,3	0,4	21,2	Нет
		G	45—50	5,7	4,5	7,3	4,3	15,8	6,2	0,3	22,3	»
		»	50—55	5,7	4,8	10,1	5,7	21,6	6,2	28,1	»	

ных термокарстовых понижений имеют более низкие значения рН (4,5—5,0).

Болотные мерзлотные арктотундровые наносные почвы формируются в пределах полос стока, под лисохвостно-моховой растительностью. Вследствие большого количества пятен на склонах происходит их интенсивный эрозионный размыв. При этом полосы стока служат местами частичной аккумуляции ежегодно сносимого мелкозема, здесь возникает подобие пойменного режима: наблюдается дополнительный приток поверхностных вод, сопровождающийся постоянным приносом и отложением твердого материала. В результате формируется оригинальный почвенный профиль, не имеющий органического горизонта (который не успевает развиваться), без выраженных генетических горизонтов, часто с признаками погребения кусков дернины, принесенных водами. Приток поверхностных вод обеспечивает значительную глубину оттаивания этих почв — до 50 см.

Разрез 72 заложен в полосе стока ландшафта пятнистой мелкополигональной арктической тундры на склоне крутизной 3—5°. Ширина полосы стока от 3 до 7 м, относительное понижение уровня 0,3—0,5 м. Растительность преимущественно лисохвостно-моховая. (Описание сделано 24 августа.)

- 0—1 см. Живой растительный покров.
В_г 1—43 см. Бурый суглинок с мелкими сизыми пятнышками, сырой, до глубины 32 см содержит много корней.
G 43—50 см. Темно-сизый суглинок с бурым оттенком, мокрый, без корней.
Глубже 50 см. Мерзлый погребенный торфянисто-перегнойный горизонт с льдистыми прослойками.

Имеющиеся аналитические данные подтверждают большую однородность профиля этих почв (см. табл. 9). Изменение некоторых аналитических показателей в нижней части профиля объясняется присутствием погребенной полуразложившейся органической массы.

Болотные мерзлотные арктотундровые наносные почвы — специфический компонент почвенного покрова арктической тундры. Причиной их формирования является несомнненность растительного покрова — одна из главных особенностей арктической подзоны. В более южной индигирской тундре несомнненность выражена значительно меньше. В пределах полос стока формируются болотные



Рис. 15. Склон с байджерахами на о-ве Большом Ляховском.

Фото В. О. Таргульяна

почвы (ненаносные), сходные по облику с почвами термокарстовых понижений водоразделов этой же подзоны, отличающиеся несколько более глубоким протаиванием и более мощным горизонтом A_0 (до 20 см). Соотношение площадей, занимаемых различными почвами в описываемом подзональном ландшафте, может, по-видимому, значительно варьировать. В южной части о-ва Большого Ляховского арктотундровые гумусные слабogleевые почвы занимают 30%, почвы пятен — 40%, болотные мерзлотные арктотундровые перегнойные малоразвитые почвы (вершин увалов) — 10%, болотные мерзлотные арктотундровые наносные почвы (склонов увалов) — 20%.

Байджераховые ландшафты формируются на склонах увалов с активным термокарстом, в местах близкого залегания жильных ископаемых льдов. На поверхности склонов развита правильная шахматная сетка, образованная конусовидными буграми — байджерахами, разделенными полосами стока; в местах пересечений последних иногда образуются небольшие болотца-лужицы (рис. 15). Байджераховый ландшафт очень динамичен. На начальной стадии его развития происходит расчлене-

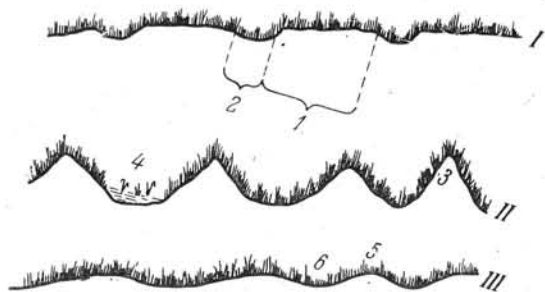


Рис. 16. Микрорельеф склонов увалов арктической тундры о-ва Большого Ляховского

I—крупнопolygonальный ландшафт; II—типичный байджезаховый ландшафт; III—«старый» сильно денудированный байджезаховый ландшафт.

1—крупный полигон; 2—полоса стока; 3—типичный байджезах; 4—болотце в полосе стока между байджезахами; 5—«старый» зарастающий байджезах; 6—обсыхающая полоса стока

ние поверхности тундры (обычно на склонах) на четкие крупные полигоны-блоки с выпуклой серединой, окаймленные полосами стока. Полигоны обычно имеют прямоугольную форму и вытянуты вдоль склона, площадь их составляет около 10×5 м, высота над полосами стока — 0,5—0,7 м. По характеру растительности и микрорельефа полигоны сохраняют в общем облик арктической тундры, не затронутой термокарстом. На их краях по границе с полосами стока уже видны следы разрушения, размыва и откалывания отдельностей по трещинам. Полосы стока имеют ширину 1—3 м (рис. 16, I). Для характеристики почв байджезахового ландшафта этой стадии приведем описание двух разрезов.

Разрез 75 заложен вблизи полярной станции Шалаурова на склоне западной экспозиции с уклоном 6—8° на поверхности крупного полигона высотой 0,5 м. В растительном покрове преобладают ива полярная и ожика; встречаются лисохвост альпийский и мак полярный. Моховой покров очень угнетен. (Описание сделано 24 августа.)

A 0—4 см. Темно-бурый суглинок с коричневым оттенком, увлажненный, рыхлый, содержит много корней.

AB 4—23 см. Темно-бурый суглинок, увлажнен сильнее вышележащего горизонта, слегка уплотнен, содержит значительное количество корней.

B_g 23—31 см. Темный сизовато-бурый суглинок, увлажненный, уплотненный, почти без корней.

B_{gm} 31—44 см. Такой же, как вышележащий, суглинок с ржавыми пятнами и прослойками, с глубины 40 см прослеживается много льдистых прожилков.

Почва — арктотундровая гумусная слабogleевая.

Разрез 16 заложен на том же склоне, что и разрез 75, но в полосе стока шириной около 2 м. Растительность преимущественно лисохвостно-ивнячковая, развиты также гипновые мхи. (Описание сделано 24 августа.)

A₀ 0—2 см. Темный, коричнево-бурый, перегнойный, влажный, содержит много корней.

B_g 2—25 см. Бурый суглинок с неясными сизыми и рыжими пятнами, встречаются погребенные перегнойные прослойки, сырой, со значительным количеством живых корней.

G (или B_g) Сизовато-темно-бурый однородно окрашенный суглинок 25—40 см. (встречаются погребенные перегнойные участки), сырой, слабо оплывающий, содержит много корней.

40—44 см. Почти сплошной лед.

Почва — арктотундровая полуболотная (перегнойно-глеевая) с явлениями намыва.

На начальной стадии развития ландшафта уже произошло четкое обособление двух элементов микрорельефа — крупного полигона и полосы стока. На поверхности полигона еще продолжает сохраняться микроландшафт зональной арктической тундры с несколько измененным растительным покровом (деградация мохового покрова). Почвенный профиль имеет все черты арктотундровых гумусных почв, развитых на не затронутых термокарстом участках. Только в краевых частях полигона наблюдается сильное проявление механического разрушения растительности и почв. В полосе стока этого ландшафта уже возникает значительное добавочное увлажнение за счет вытаивания грунтового льда и стока с полигонов. Кроме того, разрушение краев полигонов обеспечивает аккумуляцию в полосах стока твердого материала — суглинистого мелкозема и кусков дернины, а также органогенного горизонта. На стадии крупнопolygonального ландшафта степень переувлажнения незначительна и аккумуляция твердого материала невелика. Формируются полугидроморфные арктотундровые почвы с маломощным перегнойным горизонтом и явлениями заиливания принесенным с полигонов твердым материалом.

По мере развития термокарста полосы стока углубляются и разрабатываются. Площадь полигонов уменьшается, но возрастает их относительная высота над полосами стока. Крупный полигон эволюционирует в байдже-рах. Типичный байдже-раховый ландшафт уже резко отличается от плакорного ландшафта арктической тундры. Байдже-рахи достигают относительной высоты 3—5 м, имеют конусовидную вершину и диаметр у основания 3—7 м. Растительность распределена на них неравномерно. На вершине развит сильно угнетенный покров из лисохвоста, лапчатки, ожики, камнеломок, ивы полярной. На склонах растительный покров довольно густой, но дернина растрескана на отдельные куски, сползающие к подножию байдже-раха. В трещинах обнажается минеральный грунт. На оползающих кусках дернины часто наблюдается злаковый покров из лисохвоста и мятлика (рис. 17). Полосы стока, опоясывающие подобные бугры, имеют ширину 1—3 м и заболочены. Часто их поверхность растрескана на мелкие полигоны выпуклой формы (см. рис. 16, II). О почвах типичного байдже-рахового ландшафта можно судить по описаниям разрезов 73 и 74.

Разрез 73 заложен на вершине типичного байдже-раха высотой 2—3 м. (Описание сделано 24 августа.)

- А 0—18 см. Темно-коричнево-бурый суглинок, свежий, рыхлый, содержит много корней.
- В_г 18—38 см. Сизовато-бурый суглинок с мелкими ржавыми пятнами, влажный, с большим количеством корней встречаются участки погребенной по трещинам органической массы.
- В_{гм} 38—55 см. Мерзлый буровато-сизый суглинок с кусками погребенной органической массы, много льдистых прослоек.

Почва — арктотундровая глубоко гумусированная слабеевая.

Разрез 74 расположен в нескольких метрах от предыдущего, в полосе стока шириной около 2 м.

- 0—0,5 см. Живой растительный покров.
- В_г 0,5—17 см. Сизовато-коричнево-бурый суглинок с мелкими ржавыми пятнами, мокрый, содержит много корней.
- С 17—27 см. Буровато-сизый суглинок с неясными ржавыми пятнами, сырой, с погребенной органической массой.
- С_м 27—42 см. Темно-сизый мерзлый суглинок с погребенными участками.
- Глубина 42 см. Сильно льдистый суглинок.



Рис. 17. Денудированная вершина байдже-раха на о-ве Большом Ляховском

Почва болотная мерзлотная арктотундровая наносная. Сравнение почвы крупного полигона (разрез 75) и типичного байдже-раха (разрез 73) показывает эволюцию почв этого элемента комплекса. С ростом относительной высоты бугра резко усиливается его механическое разрушение разнообразными агентами денудации. Поэтому почвы бугра сильно денудированы. На наименее разрушенных его участках растительность представлена в основном злаками; гумусовый горизонт достигает большой мощности (18 см), что обусловлено, по-видимому, хорошей аэрацией и прогреванием поверхности бугров, которая часто бывает перерыта леммингами и покрыта злаковой растительностью. Почвы имеют кислую реакцию, характеризуются почти полной насыщенностью поглощающего комплекса основаниями и несут следы погребения по трещинам растительной дернины и гумусового горизонта (табл. 10). Большое количество освобождающейся в результате активного термокарста влаги способствует довольно сильному оглеению нижней части деятельного слоя. В полосах стока усиливаются переувлажнение и процесс отложения твердого материала. Последний проявляется настолько сильно и постоянно, что стано-

вится невозможным формирование морфологически выраженного органогенного горизонта. Это же отмечалось и для почв полос стока в основном подзональном сочетании арктической тундры (см. табл. 9, разрез 72). В результате формируется болотная мерзлотная арктотундровая наносная почва без выраженных генетических горизонтов, без сформированного органогенного горизонта, с явлением погребения и намыва. Мы уже приводили аналитические данные для подобной почвы при описании основного подзонального сочетания арктической тундры.

Затухание термокарста, уменьшение увлажнения, нивелирование высот бугров и полос стока, усиленное испарение с корродированной поверхности ландшафта — все это приводит к постепенному обсыханию и байджерахов, уже значительно сниженных, и полос стока. Разница в их увлажнении почти сглаживается (см. рис. 16, III).

Для характеристики почв сильно денудированного байджерахового ландшафта приведем описания двух разрезов, сделанные 25 августа.

Разрез 181 заложен на вершине «старого» байджераховой высотой 0,7—1 м. Очень угнетенная и сухая растительность представлена ивой полярной, дриадой, мятликом, лишайниками. Профиль почвы лишь условно можно дифференцировать на горизонты.

0—1 см. Лишайниковая корочка.

B_1 1—18 см. Темновато-бурый суглинок, свежий, с корнями.

B_2 18—38 см. По окраске аналогичен предыдущему горизонту, с очень слабыми следами подсохшего глея, плитчатый, влажный.

Глубже 38 см. Мерзлый суглинок.

Почва арктотундровая слабо задерненная слабоглеевая на остаточной сильно денудированной поверхности.

Разрез 180 заложен в полосе стока с затухшим термокарстом. Растительность здесь дриадово-ожиково-ивнячковая.

0—2 см. Растительный покров.

A 2—5 см. Темновато-бурый суглинок с серым оттенком, свежий, корешковатый.

B 5—44 см. Грязно-темновато-бурый суглинок, влажный, содержит немного корней.

Глубже 44 см. Мерзлый суглинок с небольшим количеством тонких прослоек льда.

Почва арктотундровая гумусная слабоглеевая.

Таким образом, почва «старого» байджераха имеет сильно денудированный, почти недифференцированный профиль с крайне слабыми признаками оглеения над мерзлотой. Наблюдается несформированность органогенного горизонта и почти нейтральная реакция всего профиля (см. табл. 10). По мере развития зонального растительного покрова на байджерахах постепенно восстанавливается нормальный профиль арктотундровой гумусной слабоглеевой почвы. Почва полосы стока в «зрелом» байджераховом ландшафте по облику также напоминает зональную арктотундровую почву. По-видимому, в пределах полос стока формирование профиля зональной почвы происходит быстрее, чем на буграх, так как здесь, в защищенных местообитаниях, быстрее восстанавливается зональный растительный покров. На байджерахах, в условиях усиленной снежной и ветровой денудации, растительность восстанавливается значительно медленнее.

В рассмотренном нами случае байджераховый ландшафт эволюционирует в плакорный ландшафт арктической тундры. При этом почвы проходят довольно сложный путь развития. На повышенном элементе микрорельефа — крупном полигоне, а затем байджерахе — почвы проходят следующие последовательные стадии развития: арктотундровая гумусная слабоглеевая почва (слабо денудированная) → арктотундровая остаточнo-гумусная слабоглеевая сильно денудированная почва (на преобладающей площади байджераха) → арктотундровая глубоко гумусированная слабоглеевая почва (на отдельных задернованных участках) → арктотундровая слабо гумусированная слабоглеевая почва остаточной сильно денудированной поверхности. Почвы этого эволюционного ряда не выходят за рамки подзонального подтипа арктотундровых гумусных слабоглеевых почв. Изменения связаны с возрастанием денудации почвенного профиля на байджерахах, а затем с ее затуханием. Почвы полос стока образуют свой эволюционный ряд, характеризующийся более резкими различиями составляющих членов: арктотундровая полуболотная почва → болотная мерзлотная арктотундровая наносная почва → арктотундровая гумусная слабоглеевая почва.

Схема развития растительности байджерахового комплекса, описанная В. Д. Александровой (1963) для

Таблица 10

Свойства почв байдже-рахов и пойменных болот арктической тундры

№ разреза	Местоположение	Горизонт	Глубина, см	рН		Потеря при прокаливании, %	Гумус, %
				водный	солевой		
73	Типичный байдже-рах	A	1—10	5,5	4,3	8,6	4,8
		B _г	20—30	5,1	4,7	9,9	5,8
		B _{гм}	45—50	6,1	4,9	14,9	9,7
181	«Старый» байдже-рах	B ₁	0—10	6,0	5,6	—	1,1
		B ₂	20—30	6,3	6,0	—	1,0
		B _м	40—45	7,0	6,4	—	1,3
65	Пойменное болото	A ₀	1—5	5,3	4,3	29,6	17,2
		AG	5—15	5,8	4,4	9,0	5,3
		G	20—30	5,3	4,0	7,3	4,2
		G _м	47—52	5,9	4,5	5,8	3,2

о-ва Большого Ляховского, вполне совпадает с приведенной схемой развития почвенного покрова этих комплексов. Но в некоторых случаях развитие байдже-рахового ландшафта не приводит к формированию плакорного ландшафта арктической тундры. На крутых склонах вблизи обрывистых берегов в рыхлых льдосо-державших толщах процессы вытаивания льдов и поверхностная денудация протекают очень бурно.

В таких местах нам приходилось наблюдать большие площади, лишенные растительности, представляющие собой полужидкое грязевое месиво с неясным бугристым микрорельефом, оползающее к подножию склона. У обрывов вытаивание жильных льдов сопровождается обваливанием глыб грунта, их оползанием и в конечном итоге быстрым проникновением термоэрозии вглубь. В подобных случаях наблюдается полное разрушение ландшафта, восстановление которого на данном участке может произойти разными путями, в зависимости от конкретных условий рельефа и увлажнения, после затухания термокарста и эрозии.

Соотношение площадей различных почв в рассмотренных байдже-раховых ландшафтах следующие: почвы байдже-рахов — 60—80%, почвы полос стока 20—40%.

Поглощенные катионы по Гедрой-цу, мг-экв/100 г почвы				Ненасыщенность, %	Вытяжка по Тамму, %		Содержание фракций, % (размер частиц, мм)	
Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	сумма		Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	<0,01	<0,001
15,8	6,7	0,5	23,0	2	1,51	0,72	54	25
22,1	8,2	0,2	30,5	Нет	1,37	0,72	56	22
23,7	8,2	0,2	32,1	»	1,00	0,67	51	22
—	—	—	—	—	0,46	—	—	—
—	—	—	—	—	0,62	—	—	—
—	—	—	—	—	0,81	—	—	—
15,9	6,3	2,5	24,7	10	—	—	—	—
5,7	3,3	3,1	12,1	25	—	—	—	—
6,5	3,3	0,7	10,5	6	—	—	—	—
7,1	4,0	0,4	11,5	3	—	—	—	—

Разреженные сильно обедненные арктические тундры на выходах плотных пород. В исследуемом районе эти ландшафты приурочены к массивам гранитных останцов-кигиляхов на п-ове Кигилях. Вследствие скальности останцов разреженная растительность, представленная мхами, лишайниками, единичными куртинами высшей растительности, покрывает лишь очень небольшие их участки. Большая часть площади не задернована (здесь растут только листоватые и накипные лишайники). На задернованных участках формируются первичные слаборазвитые почвы, характеризующиеся каменностью, маломощным примитивным недифференцированным профилем (мощностью от нескольких до 10—15 см), высокой гумусированностью (30—40% гумуса в горизонте A₀), сильноокислой реакцией (рН солевой 3,5), высокой ненасыщенностью основаниями (60—80%), возрастающей вниз по профилю. По свойствам первичные почвы на изверженных породах о-ва Большого Ляховского близки к подобным почвам подзон типичной тундры и северной тайги (Таргульян, 1959). Площадь распространения этих первичных почво-элювиев так мала, что с трудом поддается количественному учету. На наиболее выположенных участ-

ках (гора Санникова) она вряд ли достигает 10%. В этих ландшафтах преобладают каменистые элювиально-делювиальные россыпи, покрытые накипными лишайниками и корочками выветривания.

Пойменные болота формируются на поймах многочисленных речек, имеющих обычно небольшую ширину. Тетрагональный микрорельеф здесь почти не выражен (из-за небольших размеров поймы). В пределах обширной низменности центральной части острова тетрагональные болота широко распространены. На пойменных болотах преобладает лишохвостно-моховая растительность, характерная для болот острова.

Разрез 65 заложен на пойменной террасе небольшого ручья. Долина слабо врезана, пойма имеет ширину около 25—30 м, наклонена по течению ручья. Микрорельеф не выражен. Растительность почти чисто лишохвостная, очень немного листостебельных мхов. На левом склоне долины развита пятнистая мелкополигональная арктическая тундра, на правом — байджераховый ландшафт. (Описание сделано 25 августа.)

- A₀ 0—4 см. Буровато-коричневый, перегнойный, мокрый.
AG 4—14 см. Темно-сизый суглинок с буроватым оттенком, глеевый, с затеками органического вещества по корневым ходам, окрый, содержит много корней.
G 14—46 см. Темный глеевый суглинок, пропитан водой, содержит много корней.
Глубже 46 см. Мерзлый суглинок.

Почва пойменная болотная мерзлотная арктикотундровая (илловато-перегнойная).

Обращает на себя внимание маломощность органогенного горизонта (4 см) и его перегнойный характер (см. табл. 10). Для обширных низинных болот центральной части острова также характерна небольшая мощность органогенных горизонтов — не более 15 см. Если сравнить мощность этих горизонтов пойменного болота (разрез 65) и термокарстового понижения водораздела (разрез 177), то можно отметить, что в последнем она даже больше, что связано, по-видимому, с долгим залеживанием снега в депрессиях рельефа. В индигирской тундре, как отмечалось выше, наблюдается обратное соотношение — торфонакопление значительно интенсивнее протекает в низинных пойменных болотах, обладающих здесь более благоприятным тер-

мическим режимом (мощность горизонта A₀ в термокарстовых понижениях низовой Индигирки 10—15 см, в поймах 25—30 см). Все это говорит о значительном ухудшении условий торфонакопления в подзоне арктической тундры о-ва Большого Ляховского. Почвы пойменных болот острова, кроме того, характеризуются кислой или слабокислой реакцией, значительной ненасыщенностью верхней части профиля, пропитыванием минеральных горизонтов подвижными гумусовыми соединениями. Почвы термокарстовых понижений водоразделов отличаются от них большей мощностью горизонта A₀ и меньшей актуальной и обменной кислотностью.

Марши (тундрово-арктические приморские ландшафты). Низменные прибрежные отмели, находящиеся в сфере влияния засоленных вод и более или менее периодически затопляемые, распространены на о-ве Большом Ляховском и в приустьевых расширениях рек на побережье материка. Они занимают значительные участки. В зависимости от продолжительности и частоты затоплений степень покрытия растительностью варьирует, но в целом эти участки характеризуются слабым задернением и слабым проявлением почвообразования, преобладанием отложения морского наилка.

Разрез 183 заложен на морской террасе в 15—20 м от приливной линии. Поверхность ограждена от моря галечным валом. Ширина террасы 20—30 м, ее поверхность слабо наклонена к средней части, где располагается небольшое высыхающее болотце. Терраса покрыта разреженной растительностью из осоки обертковидной, звездчатки приземистой, ложечницы арктической. (Разрез описан 25 августа.)

- A 0—7 см. Серовато-бурый с сизым оттенком, суглинистый, слабо сформированный корешковатый.
G' 7—17 см. Сизый суглинок с мелкими рыжими пятнами, сырой, содержит немного корней.
G''(C) 17—44 см. Темно-сизый суглинок с бледными буроватыми пятнами, мокрый.
Глубже 44 см. Слой гальки с небольшим количеством оглеенного суглинка, мерзлый.

Слабокислая реакция этих почв и незначительное содержание солей указывают на то, что они вышли из сферы преобладающего влияния морских приливов, осадконакопления и засоления. К настоящему моменту почвы уже потеряли значительную часть солей, нача-

Таблица 11

Свойства приморской арктотундровой рассолившейся почвы низкой морской террасы (разрез 183)

Горизонт	Глубина, см	рН		Потеря при прокаливании, %	Плотный остаток, %	Водная вытяжка, мг-экв/100 г абсолютно сухой почвы						
		водный	солевой			CO ₃ ^{''}	HCO ₃ [']	Cl [']	SO ₄ ^{''}	Mg ^{''}	Ca ^{''}	Na [']
A	0—7	6,5	5,4	7,9	0,2	Нет	0,7	1,7	0,3	0,2	0,2	2,4
G'	7—17	6,4	5,2	3,9	0,1	»	0,4	0,4	0,2	0,1	0,1	0,9
G''	20—30	6,1	5,3	3,4	0,1	»	0,4	0,7	0,5	Нет	0,2	1,4

лось формирование органогенного горизонта (табл. 11). Раньше преобладало по-видимому, хлоридное засоление, из катионов в наибольшем количестве содержался Na⁺. В настоящее время, несмотря на выщелачивание солей, наибольшее их количество содержится в верхнем горизонте. Причиной этого является, по-видимому, постоянная импульверизация морских солей и отчасти восходящий ток солей из нижних горизонтов в бездождные периоды.

Маршевые почвы арктической тундры — это, по-видимому, сборная группа почв, которую можно разделить на более мелкие единицы по степени развития задернения, заторфовывания и рассоления, что связано с освобождением от влияния морских приливов и осадконакопления. В зависимости от степени засоления можно выделить: маршевые арктотундровые солончаковые почвы и маршевые арктотундровые незасоленные (рассолившиеся) почвы. Примером последних может служить описанная выше почва (см. разрез 183).

Почвы низкогорий о-ва Большого Ляховского нами не изучались. В. Д. Александрова выделила в низкогорьях три вертикальные зоны растительности, отличающиеся сильной каменистостью ландшафтов.

Таким образом, для почвенного покрова арктической тундры исследованной территории о-ва Большого Ляховского характерны следующие основные признаки: 1) повсеместное распространение почв кислого ряда; 2) преобладающее распространение на суглинках в той или иной степени оглеенных почв; 3) отсутствие солевых и карбонатных аккумуляций во всех местоположениях микро- и мезорельефа, за исключением соленакопления,

связанного с влиянием морской воды (но даже в маршевых почвах по мере их выхода из зоны влияния морских приливов наблюдается рассоление вплоть до полного удаления солей); 4) хорошая степень разложения органических горизонтов почв на повышенных элементах мезо- и микрорельефа; 5) небольшая степень оглеенности почв на повышенных элементах мезо- и микрорельефа, выраженная в виде горизонтов B_g, приуроченных главным образом к нижней надмерзлотной части профиля; 6) минимальная мощность органо-аккумулятивных (гумусовых) горизонтов в плакорных почвах, их прерывистость в пространстве; 7) большая роль пятен и связанных с ними особых почв на водоразделах (частое преобладание по площади пятен над задерненными участками); 8) слабая степень проявления торфонакопления, связанная с долгим залеживанием снега и суровым термическим режимом депрессий микро- и мезорельефа; 9) слабая интенсивность процессов пучения деятельного слоя, большая длительность стадий развития микрорельефа и связанных с ними изменений почвенного покрова (по сравнению с более южными подзонами тундры); 10) в связи с большим распространением площадей, лишенных или почти лишенных растительности (пятна и байджерахи), формирование на склонах и полосах стока особых заиленных (наносных) болотных мерзлотных почв.

Три первых признака указывают на генетическую близость почвенного покрова арктической тундры и типичной тундры и позволяют рассматривать арктическую подзону о-ва Большого Ляховского как часть тундровой зоны. Четвертый, пятый и до известной степени восьмой признаки являются фаціальными признаками почв, выраженными в обеих подзонах тундры северной Якутии. И, наконец, шестой, седьмой, отчасти восьмой, девятый и десятый признаки позволяют разделить по почвенному покрову подзоны арктической и типичной тундры на территории северной Якутии. Динамичность компонентов почвенного покрова и эволюционные ряды почв каждого ландшафта сохраняются и в арктической тундре, но скорость эволюции (и ее резульаты) здесь меньше, чем в более южных подзонах в связи с более кратким теплым периодом, меньшей оглеенностью почв и другими причинами.

В предыдущем разделе был подробно описан ландшафт нанопolygonальной осоково-кустарничковой мохово-лишайниковой тундры, формирующийся на вершинах увалов (останцах плейстоценовой террасы) в низовьях Индигирки. В комплексном почвенном покрове этого ландшафта ведущей подзональной почвой является тундровая глеевая гумусная почва, приуроченная к покрытым растительностью нанопolygonам или, при наличии пятен в центре нанопolygonов, к их периферической части.

Микрорельеф нанопolygonальной тундры способствует перераспределению влаги и тепла на поверхности и их контрастному сочетанию. Положительные элементы микрорельефа (нанопolygonы) находятся в условиях несколько повышенного стока (в связи с приподнятостью, наличием дренирующих морозных трещин) и большего прогревания. Отрицательные элементы микрорельефа (термокарстовые понижения, морозные трещины) испытывают значительный дополнительный приток влаги, слабо выраженный отток ее и отличаются гораздо менее благоприятными условиями прогревания. Таким образом, в нанопolygonальных тундрах распространены почвы двух рядов: почти автоморфного и гидроморфного. Характер микрорельефа фактически исключает формирование почв переходных условий увлажнения.

Тундровые глеевые гумусные почвы могут быть охарактеризованы разрезами, расположенными в юж-

ной, средней и северной частях подзоны типичной тундры. В связи с тем, что плакорные тундры различаются по степени распространения пятен, разрезы приурочивались к ландшафтам, в разной степени пятнистым. Разрезы закладывались на одних и тех же почвообразующих породах — плейстоценовых пылеватых суглинках. Ниже приведены описания этих разрезов (с юга на север).

Разрез 51 расположен в южной части подзоны типичной тундры на ровной поверхности останца плейстоценовой террасы абсолютной высотой 50 м. Микрорельеф нанопolygonальный, поперечник нанопolygonов 1,5—2 м. На поверхности некоторых из них расположены лишённые растительности пятна и небольшие вздутия грунта типа нанобугорков. В растительности нанопolygonов большую роль играют ерник и два вида приземистых кустарниковых ив высотой 25—30 см. Кроме того, здесь растут дриада, брусника, осока, несколько видов злаков, горец, очень немногочисленная пушица, лишайник *Cetraria cucullata*. Мхи (*Dicranum elongatum* и *Aulacomnium turgidum*) растут на поверхности нанопolygonов и в большем количестве в трещинах. (Описание сделано 6 августа.)

- 0—3 см. Живой лишайниково-моховой покров.
 А 3—7 см. Темный коричнево-бурый гумусовый суглинок, рыхлый, увлажненный, пронизан большим количеством корней.
 В_г' 7—23 см. Неравномерно окрашенный суглинок: на буровато-сизом фоне ржавые пятна, влажный, содержит значительно меньше корней, чем вышележащий горизонт.
 В_г'' 23—44 см. Сизовато-бурый суглинок с бледными ржавыми пятнами, меньше оглеен, чем предыдущий, менее влажный, содержит мало корней.
 G_м 44—60 см. Сизый с редкими ржавыми пятнами суглинок, мерзлый, содержит лед в виде горизонтальных прослоек с единичными корнями, с глубины 55 см встречаются линзы льда.

Разрез 42 расположен в средней части подзоны типичной тундры, на правом берегу Индигирки, в пределах широкой ровной поверхности абсолютной высотой 90—100 м. Микрорельеф нанопolygonальный, аналогичный вышеописанному. Пятен почти нет. В растительности очень небольшую роль играют кустарники — ерник и ивы. Преобладают пушица влагалищная, осоки, образующие коч-

ки. Сплошной моховой покров состоит из *Hylocomium proliferum*, *Camptothecium trichoides*. Широко распространен лишайник *Cetraria succulata*. В значительном количестве встречаются злаки, кассиопея четырехгранная, брусника, звездчатка. (Описание сделано 1 августа.)

- 0—3 см. Живой в основном лишайниковый покров.
 А 3—7 см. Темновато-коричнево-бурый суглинок, гумусовый, увлажненный, густо переплетен корнями.
 В_g' 7—17 см. Неравномерно окрашенный суглинок: на буром фоне ржавые и бледные сизые пятна, сильно влажный (после дождя), содержит много корней.
 В_g'' 17—40 см. Бурый с неясными сизыми и ржавыми пятнами суглинок, увлажнен и оглеен значительно меньше вышележащего горизонта, количество корней также меньше.
 В_g''' 40—52 см. Неравномерно окрашенный суглинок с темно-сизыми и ржавыми пятнами, влажный, содержит мало корней, с 48 см мерзлый.
 G_m 52—65 см. Темно-сизый суглинок с горизонтальными льдистыми прожилками. Глубже — почти чистый лед.

Разрез 39 также заложен в средней части подзоны типичной тундры на правом берегу Индигирки, в вершинной части одного из увалов, на выровненной поверхности абсолютной высотой 100 м. Микрорельеф нанопolygonальный, поперечник нанопolygonов 0,4—2 м. На некоторых из них развиты пятна. Глубина морозных трещин около 15 см. В растительном покрове преобладают пушица влагалитная и два вида осок, немногочисленны кусты низкорослого ерника и ивы, довольно редко встречаются грушанка, брусника, камнеломка, багульник, дриада, злаки. Густой мохово-лишайниковый покров состоит из *Aulacomnium turgidum*, *Dicranum elongatum*, *Cetraria succulata*, *C. nigrescens*. Лишайники особенно развиты на поверхности нанопolygonов. Разрез заложен на нанопolygonе поперечником 0,4 м. (Описание сделано 31 июля.)

- 0—2 см. Живой мохово-лишайниковый покров.
 А 2—7 см. Коричневато-бурый гумусовый суглинок, увлажненный, содержит много корней.
 В_g' 7—20 см. Бурый с сизыми и ржавыми пятнами суглинок, сильно влажный (после дождя), с большим количеством корней.
 В_g'' 20—30 см. Бурый с неясными сизо-ржавыми пятнами суглинок, пористый, увлажнен и оглеен значительно меньше вышележащего горизонта.

- В_g''' 30—42 см. Темновато-сизо-бурый суглинок с ржавыми пятнами, влажный, оглеен и увлажнен больше вышележащего горизонта, содержит мало корней, в нижней части горизонта надмерзлотная верховодка.
 G_m 42—53 см. Темно-сизый с бурым оттенком суглинок, мерзлый, с большим количеством льда, залегающего в виде горизонтальных прослоек толщиной от нескольких миллиметров до 1—2 см; глубже — слой сплошного льда.

Разрез 19 заложен в северной части подзоны типичной тундры, в пределах очень плоской вершины самого северного увала правобережья Индигирки, на абсолютной высоте 85 м. Ширина вершины около 1,5—2 км. Микрорельеф нанопolygonальный, поперечник нанопolygonов 1,0—1,5 м, глубина морозных трещин 20—25 см. На поверхности большей части нанопolygonов расположились пятна разных стадий зарастания. Микрорельеф осложнен мелкими вздутиями типа нанобугорков и значительным количеством кочек пушицы. В растительности небольшую роль играют ерник и ивы стелющейся формы, много пушицы и осок. Встречаются дриада, мытник, камнеломка, злаки, брусника, грушанка. Развиты мхи *Aulacomnium turgidum*, *Dicranum elongatum*. Много кустистых лишайников *Cetraria succulata*, *C. nivalis*, *Duphrea*. Разрез заложен на нанопolygonе без пятна. (Описание сделано 19 июля.)

- 0—3 см. Живой моховой покров.
 А 3—6 см. Коричневато-темно-бурый гумусовый суглинок, увлажненный, рыхлый, содержит очень много корней.
 В_g' 6—26 см. Темновато-бурый суглинок с бледными сизоватыми и ржавыми пятнами, чуть уплотненный, увлажненный, содержит очень много корней.
 В_g'' 26—44 см. Неравномерно окрашенный суглинок: на темно-буром фоне мелкие сизые и ржавые пятна, влажный, слегка уплотненный, со значительным количеством корней.
 В_{gm} 44—45 см. Более темный суглинок с единичными ржавыми пятнами, мерзлый, почти без корней; выражена тонкая слоистость: чередующиеся прослойки мелкозема и льда толщиной в несколько миллиметров.

Полевые морфологические описания тундровых глеевых гумусных почв показывают, что их профиль состоит из двух частей: органогенной (горизонт А) и минеральной (горизонты В и G). Минеральные горизонты простираются до нижней границы оттаивания и морфологически различаются по степени оглеения. На глубине, прибли-

тельно соответствующей средней глубине сезонного протаивания, минеральная оглеенная толща подстилается обычно горизонтальными прослоями почти чистого льда мощностью до нескольких сантиметров и более. По-видимому, эти ледяные шлиры нужно считать нижним пределом почвенного профиля. Лежащие еще ниже слои оттаивают эпизодически и в связи с этим их нельзя рассматривать как составляющую часть почвенного профиля тундровых глеевых гумусных почв. Судя по приведенным описаниям, мощность профиля этих почв составляет 50—65 см (рис. 18).

Органогенный горизонт залегает непосредственно под живой растительной подушкой и прижат к ней. Довольно резкое отслаивание его от нижележащей минеральной толщи связано, по-видимому, с тем, что ежегодно при осенне-зимнем промерзании на границе раздела органогенного и минерального горизонтов образуются довольно мощные ледяные шлиры. Мощность органогенного горизонта небольшая—4—5 см. Он имеет рыхлое сложение, хорошо аэрируется; поэтому избыточная увлажненность для него не характерна. В этом горизонте сосредоточена основная масса корней—живых и отмерших. Корневые остатки в большом количестве примешиваются к основной мелкоземистой части горизонта, представляющей хорошо разложенную органико-минеральную массу коричневато-темно-бурых тонов. По степени разложенности органического вещества этот горизонт можно рассматривать как гумусовый.

Известно, что в других частях тундровой зоны (более западных и крайних восточных) для тундровых глеевых почв характерны грубогумусные горизонты с полуразложившимися органическими остатками. Большую скорость разложения органического вещества в этих почвах мы связываем с некоторым дефицитом атмосферного увлажнения в якутских тундрах в летнее время (коэффициент увлажнения, по Иванову, меньше 1,0), широким развитием растрескивания (морозного и связанного с усыханием), пятнообразованием и другими причинами.

Лежащая под органогенным горизонтом минеральная оглеенная толща разделяется на ряд горизонтов, морфологически различающихся только степенью оглеения. Можно выделить три степени оглеения минеральной толщи: сильную, среднюю и слабую. Сильное оглеение вы-

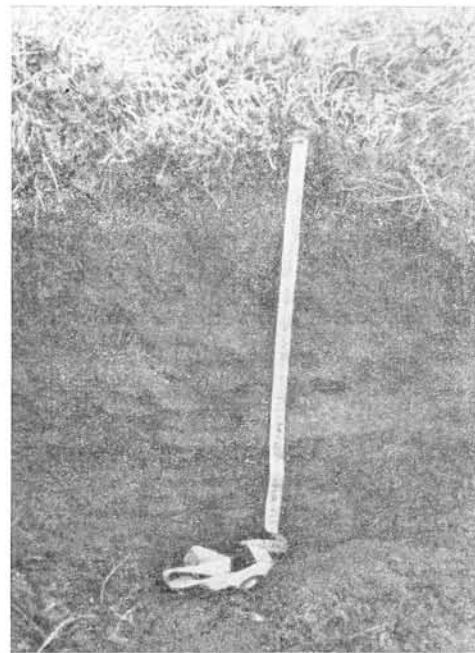


Рис. 18. Профиль тундровой глеевой гумусной почвы. Граница сезонного протаивания видна по осветлению окраски в нижних горизонтах

ражено в виде сплошной сизой окраски, иногда с редкими ржавыми окисленными пятнами, и сочетается с постоянным переувлажнением в течение теплого периода. Подобная степень оглеения характерна для самой нижней части минеральной толщи, залегающей непосредственно над мерзлотным водоупором. Сильно оглеенные горизонты мы обозначали индексом G или G_m (в случае мерзлого состояния горизонта). Среднее оглеение проявляется в виде неоднородной окраски: чередование сизых и ржавых пятен или такие же пятна на общем слабо оглеенном буроватом фоне. Такая окраска является результатом переменного водно-воздушного режима и выражена обычно в верхней и средней частях минеральной толщи почв. Горизонты с подобной окраской мы обозначали индексом B_g . Слабая степень оглеения выражена в виде сизоватых и ржавых пятнышек и примазок на общем буром неоглеенном фоне. Она возникает в резуль-

гате преобладающих аэробных условий с отдельными периодами анаэробии, проявляющегося временно и локально, не захватывающего всю толщу. Такое оглеение особенно широко распространено в почвах более северной подзоны — арктической тундры. В тундровых глеевых гумусных почвах слабая степень оглеения проявляется редко — в том случае, если почва развита вблизи крутого склона и отличается повышенной дренированностью, или при сильно выраженной пятнистости участка и повышенном испарении с его поверхности (разрез 19). Горизонты со слабой степенью оглеения мы обозначали обычно индексом B , но при их описании отмечали морфологические признаки слабого оглеения.

Степень оглеения минеральной толщи тундровых глеевых почв, как правило, возрастает сверху вниз, достигая максимума в надмерзлотной части профиля (рис. 19). Непосредственно под органомогенным горизонтом в профиле выражена неоднородная пятнистая окраска (средняя степень оглеения), прослеживающаяся до глубины 30—40 см, иногда 50 см. Ее интенсивность увеличивается с глубиной. Сверху вниз изменяются также степень увлажнения пятнистой толщи, количество корней и иногда некоторые другие признаки. Поэтому пятнистая толща обычно разделяется на несколько подгоризонтов (два или три) с индексом B_g . Мы наблюдали, что после продолжительного дождя горизонты разной степени увлажнения и оглеения распределялись в этой толще необычным образом (см. описание разрезов 42 и 39). Верхняя часть пестро окрашенной толщи, примыкающая к органомогенному горизонту, оказалась более увлажненной за счет обильной дождевой влаги и более оглеенной, чем средняя часть, в которую дождевая влага ввиду замедленной фильтрации еще не просачивалась. Поэтому пестро окрашенная толща подразделялась по степени оглеения и увлажнения на три горизонта: верхний и нижний (примыкающий к надмерзлотному глеевому), оглеенные более сильно, и лежащий между ними менее увлажненный и оглеенный горизонт. Через некоторое время после дождя по мере фильтрации дождевой влаги вглубь распределение степени оглеения в профиле принимало обычный характер, т. е. постепенно увеличивалось с глубиной.

В нижней части профиля тундровых глеевых гумусных почв, на глубине более 30—50 см, формируется глеевый

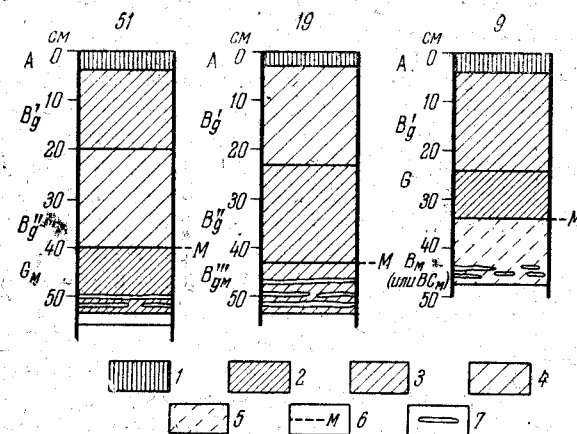


Рис. 19. Распределение оглеения в профиле тундровых глеевых гумусных почв

1—органогенный горизонт; 2—сильная степень оглеения: сплошная сизая окраска, иногда с редкими ржавыми окисленными пятнами; 3—средняя степень оглеения: чередующиеся сизые и ржавые пятна (так называемый пятнистый глей); 4—слабая степень оглеения: отдельные сизоватые и ржавые пятнышки и примазки на буром неоглеенном фоне; 5—очень слабые следы оглеения: еле заметные единичные сизоватые и рыжеватые пятнышки на буром неоглеенном фоне; 6—глубина залегания мерзлоты; 7—включения льда. Цифры над профилями—номера разрезов

горизонт однородной сизой окраски (сильная степень оглеения), располагающийся непосредственно над многолетнемерзлой водоупорной толщей, представленной у нижней границы оттаивания сильно льдистыми слоями. Сильная оглеенность нижней части профиля почв объясняется двумя главными причинами: во-первых, задержкой надмерзлотной влаги атмосферных осадков, фильтрующихся в глубь почвенного профиля; во-вторых, поступлением в надмерзлотную часть профиля большого количества влаги, освобождающейся при оттаивании нижних, сильно льдистых частей деятельного слоя. Накапливающаяся влага, естественно, бедна кислородом, что наряду с переувлажнением обеспечивает сильное оглеение нижней части почвенного профиля.

В том случае, если почва развивается в условиях повышенного дренажа — вблизи крутого склона или на сильно пятнистом участке, обладающем повышенным испарением с поверхности почв (разрез 19), сильно оглеен-

ный горизонт подстилается слабо оглеенным или неоглеенным слоем, или же сильно оглеенный горизонт совсем не формируется в профиле.

Распределение увлажнения и оглеения в профиле тундровых глеевых гумусных почв можно объяснить, исходя из особенностей распределения атмосферного увлажнения в индигирской тундре. Весенне-летнее протаивание почв (в июне и июле) происходит в условиях недостаточного атмосферного увлажнения (0,5—0,8). Вследствие этого создаются благоприятные условия для испарения влаги, освобождающейся при таянии верхних льдистых почвенных горизонтов и при таянии снега, а также атмосферной влаги. Оттаявшая часть почвенного профиля в первую половину лета переувлажнена только на контакте с опускающейся вниз границей сезонного протаивания, а вышележащая часть почвенного профиля относительно хорошо водопроницаема для нисходящих токов атмосферных осадков. Во вторую половину лета в наиболее активный период вегетации, когда коэффициент увлажнения составляет около 1,0, большое количество атмосферной влаги расходуется на транспирацию растений, а неизрасходованная влага относительно свободно фильтруется в глубь почв, где частично задерживается над мерзлотным водоупором, создавая постоянное переувлажнение и оглеение.

Таким образом, в изучаемых почвах выражено надмерзлотное оглеение, тогда как для почв западных частей тундровой зоны наиболее типично поверхностное оглеение (формирование тиксотропного горизонта, залегающего непосредственно под органомным грубогумусным горизонтом). Мы связываем это с большим атмосферным увлажнением западных приатлантических тундр и иным режимом этого увлажнения в теплый период по сравнению с якутскими тундрами. На протяжении всего теплого периода в западных тундрах сохраняется атмосферная переувлажненность (K больше 1,0). При весенне-летнем оттаивании почв сразу создается большое количество избыточной влаги в верхней части профиля, в связи с чем здесь формируется поверхностно-глеевый горизонт. Нижележащие почвенные горизонты, оттаивающие при опускании уровня мерзлоты, также переувлажнены, что затрудняет сброс избыточной поверхностной влаги путем внутрпочвенного стока. Кро-

ме того, существование поверхностно-оглеенного горизонта в течение всего теплого периода поддерживается постоянным атмосферным переувлажнением (значительным количеством жидких осадков, слабым испарением). Поэтому в почвах европейских тундр широко распространено поверхностное оглеение, в то время как уже за Уралом, в условиях более континентального климата с периодами дефицита атмосферного увлажнения в первую половину лета, чаще наблюдается надмерзлотное оглеение, опустившееся в нижнюю часть профиля почв.

Забегая вперед, отметим, что горизонты минеральной толщи тундровых глеевых гумусных почв различаются не только по степени увлажнения и оглеения, но обычно и по некоторым аналитическим показателям: содержанию ила и валовому составу, величине pH, содержанию гумуса, поглощенных оснований и т. п. Обычно из верхней части оглеенной минеральной толщи обнаруживается некоторый вынос ила и R_2O_3 , и она является как бы элювиальной по отношению к нижней, надмерзлотной части профиля, где вымываемые из верхней части компоненты частично аккумулируются. Мы остановимся на этом вопросе ниже, при рассмотрении аналитических данных изучаемых почв. Здесь важно отметить, что в тундровых глеевых гумусных почвах на нижней границе оттаивания происходит активная аккумуляция веществ, вымываемых из верхней части профиля, что приводит к тому, что в почвенном профиле этих почв нет почвообразующей породы. Это специфично для строения профиля всех почв с близким залеганием мерзлоты. Почвообразующая порода в этом случае оказывается резко обособленной от почвенного профиля, так как залегает ниже границы сезонного протаивания, не входит в состав деятельного слоя и часто отделена от последнего включениями чистого льда.

Таким образом, и по строению профиля, и по морфологическому облику основных генетических горизонтов тундровые глеевые гумусные почвы рассматриваемой территории значительно отличаются от тундровых глеевых почв европейских тундр. Но нужно иметь в виду, что мы сравниваем почвы двух крайних для тундровой зоны вариантов климатических условий — умеренно континентальных европейских и наиболее континентальных северякутских. Тундровые глеевые гумусные

почвы северной Якутии имеют следующие основные морфологические признаки почвенного профиля: близкое от поверхности расположение многолетнемерзлых толщ; маломощность почвенного профиля на суглинках (около 50 см); полная обособленность почвообразующей породы и отсутствие в профиле горизонтов с ослабленными признаками почвообразования; выраженность надмерзлотного оглеения без тиксотропных явлений; значительная окисленность и аэрация верхней части глеевой толщи (в противоположность поверхностному оглеению и тиксотропии почв европейской тундры); хорошая степень разложения органического вещества — до состояния гумуса; формирование гумусовых, а не грубогумусовых горизонтов, характерных для тундровых глеевых почв европейской тундры.

Особенности морфологии тундровых глеевых гумусных почв являются внешним выражением химической и физико-химической специфики свойств этих почв и процессов, их формирующих. Все рассматриваемые здесь разрезы этих почв приурочены к массивам плейстоценовых алевритов, гранулометрический состав которых приблизительно одинаков на всей изучаемой территории. Соотношение различных фракций в рассматриваемых почвах свидетельствует о резком преобладании крупной пыли, что характерно для рыхлых отложений тундровой зоны (Мазуров, 1948; Охотин, Мазуров, 1951) и обычно связывается исследователями с интенсивным физическим дроблением пород в процессе специфического мерзлотного выветривания при замедленном химическом выветривании. По данным Ю. А. Лаврушина (1963), алевриты Яно-Индибирской низменности имеют обломочный характер, лишены аутигенных глинистых минералов и всегда обогащены значительным количеством мелких растительных остатков. По механическому составу алевриты, на которых формируются рассматриваемые почвы, являются средними суглинками, вполне однородными в пределах деятельного слоя.

Вопрос о дифференциации минеральной части почв тундрового глеевого типа изучен слабо. Исследования почв восточноевропейских тундр позволили высказать некоторые общие положения по этому вопросу, которые сводятся к следующему (Ливеровский, 1934, 1939; Горюков, 1939; Иванова, 1956; Крейда, 1958; 1962).

Дифференциация профиля по типу оподзоливания свойственна тундровым глеевым почвам южной кустарниковой подзоны тундры. Дифференциация ослабевает и затухает в направлении с юга на север тундровой зоны; в частности, для подзоны типичной тундры она уже не характерна. Степень дифференциации тундровых глеевых почв слабая, значительно меньшая, чем глеево-подзолистых почв подзолистой зоны. Рассмотрим характер и степень дифференциации минеральной части тундровых глеевых гумусных почв Яно-Индибирской низменности.

Результаты механического анализа (табл. 12) свидетельствуют о слабом выносе илистой фракции из подгумусового горизонта B_3 , мощность которого 10—20 см. Нижележащая толща содержит несколько больше ила (на 3—4%), но в ней не выражен горизонт с достаточно ясными чертами иллювирувания и накопления ила. По распределению валового содержания SiO_2 и R_2O_3 в почвах не обнаруживается резких количественных различий между отдельными генетическими горизонтами (табл. 13). Во всех разрезах выражено слабое увеличение содержания SiO_2 в подгумусовом горизонте и уменьшение в нем количества полуторных окислов, т. е. слабая дифференциация по типу оподзоливания. Мощность обедненного горизонта колеблется от 10 (разрез 42) до 20 см (разрез 19). Характер этого слабого оподзоливания необычен; в разных разрезах наблюдается довольно разная картина распределения Al_2O_3 , Fe_2O_3 и ила в минеральной глеевой толще профиля. В пяти изученных разрезах можно выделить четыре типа распределения валовых R_2O_3 и ила по профилю: 1) подгумусовый горизонт одновременно обеднен илистой фракцией, валовыми Al_2O_3 и Fe_2O_3 (разрез 51); 2) подгумусовый горизонт обеднен илом и Al_2O_3 , по распределению Fe_2O_3 профиль не дифференцирован (разрез 19); 3) подгумусовый горизонт обеднен илом и Fe_2O_3 , по распределению Al_2O_3 профиль не дифференцирован (разрез 42); 4) распределение ила и R_2O_3 в профиле имеет пестрый характер (разрезы 39 и 9).

Прежде чем рассмотреть каждый из этих случаев, выясним некоторые общие условия, в которых совершается дифференциация профиля тундровых глеевых почв. Процессы превращения минеральной части почв

Таблица 12

Механический состав тундровых глеевых гумусных почв

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)							
				1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,001 (после обработки H ₂ O ₂)	<0,01
51	A	3-7	3	2	6	50	9	13	17	16	39
	B _г	7-17	2	0	9	59	9	10	11	11	30
	B _г	25-35	2	0	7	57	9	11	14	13	34
	G _м	55-60	2	0	9	57	8	10	14	13	32
42	A	3-7	2	3	22	35	11	11	16	12	38
	B _г	7-17	1	1	16	45	10	13	14	13	37
	B _г	20-30	1	1	17	42	10	12	17	15	39
	G _м	60-65	2	0	17	41	14	11	15	14	40
39	A	2-7	3	2	24	35	7	10	19	14	36
	B _г	7-15	1	0	15	48	6	14	16	14	36
	B _г	20-30	1	1	15	46	10	14	13	13	37
	G _м	42-53	2	0	14	46	11	13	14	14	37
9	A	3-7	4	4	7	47	5	10	23	15	38
	B _г	12-17	2	1	4	61	8	10	14	13	32
	G	27-32	2	1	5	59	6	10	17	16	33
	B _м	40-45	2	0	6	60	7	10	15	13	32
8 (под пятым)	»	55-60	2	0	5	58	8	10	17	16	35
		0-2	4	1	5	61	4	10	15	15	29
		2-5	2	0	7	63	3	10	15	13	28
		10-15	2	0	5	60	8	10	15	15	33
		20-25	2	0	5	60	8	9	16	15	33
		40-45	2	0	6	59	8	9	16	15	33
19	A	3-6	3	2	28	31	5	10	21	19	36
	B _г	6-16	2	2	24	43	5	11	13	12	29
		20-25	2	2	26	41	6	11	12	11	29
	B _г	30-40	2	1	23	39	6	11	18	17	35
	G _м	50-55	3	1	21	43	5	11	16	16	32

Таблица 12 (окончание)

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)							
				1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,001 (после обработки H ₂ O ₂)	<0,01
20 (под пятым)		0-1	2	2	21	45	7	11	12	10	30
		2-10	2	2	21	43	6	12	14	13	32
		10-15	2	3	22	43	6	11	13	12	30
		25-30	2	2	21	39	7	12	17	16	36
		35-40	2	2	21	39	8	11	17	16	36

(как и органической) происходят в кислой среде при почти постоянном переувлажнении, частой смене окислительных и восстановительных условий с образованием большого количества подвижных минеральных (и органических) соединений и их комплексов. Мерзлота затрудняет вынос подвижных продуктов почвообразования за пределы почвенной толщи. Промывание почв осуществляется замедленно из-за наличия мерзлоты и переувлажнения профиля. Восходящие криогенные миграции почвенных растворов и почвенной массы, характерные для тундрового глеевого почвообразования, являются мощным фактором, противодействующим дифференциации. Ежегодное количество солевых веществ, поступающих в почву с опадом, по абсолютной величине невелико (Базилевич 1964), но если учесть маломощность профиля тундровых глеевых почв (~ 50 см) и сравнительно высокую зольность некоторых тундровых растений, то, по-видимому, и этот фактор нужно рассматривать также в числе ослабляющих дифференциацию профиля почв.

Таким образом, в тундровых глеевых почвах складываются довольно противоречивые условия дифференциации. В зависимости от соотношения факторов, препятствующих или способствующих дифференциации профиля тундровых глеевых почв, она или проявляется (по аналитическим показателям), или затушевана. Кроме того, сложное сочетание этих факторов создает ту пестроту проявления дифференциации, которую мы установили в изученных разрезах почв,

Таблица 13

Валовой состав тундровых глеевых гумусных почв, % на прокаленную

№ раз- реза	Горн- зонг	Глубина, см	Потеря при прокали- вании	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃
51	A	3—7	15,34	71,09	14,92	6,98	21,90
	B _g	7—15	3,32	73,71	15,28	4,19	19,47
	B _g	25—35	4,16	72,38	16,55	4,93	21,48
42		50—60	5,84	72,11	17,15	4,49	21,64
	A	3—7	15,99	70,65	17,60	5,12	32,72
	B _g	7—17	4,84	72,33	17,36	4,96	22,32
	B _g	20—30	4,12	71,53	17,60	5,15	22,75
39	B _g	45—52	5,58	70,89	17,75	5,17	22,92
	G _M	60—65	5,18	72,36	17,70	4,45	22,15
	A	2—7	18,51	70,42	17,32	4,87	22,19
	B _g	7—15	3,82	72,32	15,91	4,71	20,62
	B _g	20—30	3,95	71,42	16,03	5,24	21,27
	G _M	30—40	3,82	70,88	16,99	5,10	22,09
8 (под пят- ном)	G _M	42—52	4,17	71,65	15,80	5,27	21,07
	A	3—7	30,93	70,75	17,40	6,12	23,52
	B _g	12—17	4,99	72,00	16,24	5,37	21,61
	G	27—32	5,15	71,19	16,90	5,53	22,43
	B _M	40—45	4,71	70,43	16,62	5,48	22,10
	»	55—60	5,19	71,20	16,37	5,64	22,01
	»	0—2	3,58	71,48	16,20	5,58	21,78
	»	2—5	4,84	71,15	16,49	5,50	21,99
	»	10—15	5,14	71,41	16,48	5,50	21,98
	»	20—25	5,16	71,08	16,75	5,57	22,32
19	»	40—45	5,49	71,63	16,65	5,56	22,21
	»	65—70	6,44	71,85	16,36	5,48	21,84
	A	3—6	16,24	70,26	17,21	5,99	23,20
	B _g	6—16	5,99	72,09	16,28	5,51	21,79
	»	20—25	4,50	72,08	16,26	5,48	21,74
	B _g	30—40	6,03	71,45	17,31	5,36	22,67
20 (под пят- ном)	B _{gM}	50—55	7,21	71,29	17,12	4,75	21,87
	»	0—1	5,19	73,44	16,00	4,93	20,93
	»	2—10	4,85	72,49	16,16	5,48	21,64
	»	10—15	4,66	72,31	15,95	5,63	21,58
	»	25—30	5,90	71,39	16,43	5,95	22,40
	»	35—40	5,76	71,15	16,97	5,98	22,95

почву

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма	Молекулярные отношения	
					SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃
0,98	0,92	2,04	2,77	99,70	8,0	29,8
0,83	0,86	1,83	2,79	99,49	8,2	44,0
0,93	1,72	1,43	2,49	100,43	7,5	36,6
0,95	1,67	1,63	2,49	100,49	7,2	40,0
0,97	2,16	1,81	2,45	100,76	6,7	36,9
0,94	1,02	1,45	2,21	100,27	7,0	38,7
0,94	0,83	1,37	2,14	99,56	6,9	37,0
0,95	1,13	1,46	2,15	99,50	6,8	36,6
0,95	1,00	1,58	2,17	100,21	6,9	43,2
0,79	0,80	2,08	2,69	98,97	7,0	39,2
0,74	0,61	2,27	2,98	99,54	7,7	40,8
0,94	1,01	2,31	2,91	99,86	7,6	36,3
0,94	0,98	3,03	2,66	100,58	7,1	37,2
0,94	1,08	1,98	2,68	99,40	7,7	36,1
1,52	1,63	2,00	2,28	101,70	6,9	31,0
1,03	1,80	1,96	2,42	100,82	7,5	35,3
1,14	1,69	1,99	2,44	100,88	7,1	33,9
1,04	1,66	2,04	2,44	100,71	7,3	35,0
0,99	1,79	1,75	2,25	99,99	7,4	33,9
1,17	1,67	2,08	2,53	100,71	—	—
1,20	1,68	2,00	2,57	100,59	—	—
1,23	1,62	1,99	2,55	100,78	—	—
1,12	1,74	2,02	2,36	100,64	—	—
1,15	1,57	2,07	2,35	100,98	—	—
1,00	1,75	1,94	2,23	100,61	—	—
1,02	1,62	2,18	2,38	100,66	6,9	31,7
0,90	1,43	2,16	2,47	100,84	7,5	35,3
0,90	1,38	1,85	2,24	100,19	7,5	35,3
1,03	1,52	2,04	2,23	100,94	7,0	35,0
1,23	1,43	2,01	2,22	100,05	7,1	39,6
0,93	1,35	1,58	2,36	100,59	—	—
0,82	1,21	2,04	2,65	100,85	—	—
0,95	1,39	1,85	2,41	100,49	—	—
0,99	1,27	2,06	2,31	100,42	—	—
1,00	1,14	1,87	2,40	100,51	—	—

В связи со всем вышесказанным мы рассматриваем первый тип дифференциации (разрез 51) как наиболее полноразвитый для условий типичной тундры Яно-Индигирской низменности. При этом констатируется сопряженный вынос ила и R_2O_3 из подгумусового горизонта.

Остальные три типа дифференциации представляют собой отклонения от этого типа, связанные с воздействием факторов, препятствующих дифференциации. Второй тип дифференциации (разрез 19) ближе других к первому по распределению илистой фракции и отношения SiO_2/Al_2O_3 , по мощности обедненного горизонта (20 см). Однако профиль такой почвы не дифференцирован по распределению валовой Fe_2O_3 , что связано, по-видимому, с крайне слабым переувлажнением и оглеением всех почвенных горизонтов этого разреза, резко уменьшающими миграционную способность железа. Как уже отмечалось, третий тип дифференциации (разрез 42) отличается от первого равномерным распределением валовой Al_2O_3 по профилю наряду с выносом ила и валовой Fe_2O_3 из подгумусового горизонта. Повышенное содержание валовой Al_2O_3 в верхних горизонтах свидетельствует о ежегодном обогащении их соединениями алюминия из растительного опада. По-видимому, этот значительный ежегодный привнос Al_2O_3 в верхние горизонты компенсирует тот небольшой вынос Al_2O_3 из подгумусового горизонта, который происходит в процессе дифференциации. Четвертый тип дифференциации (разрезы 39 и 9) характерен для почв участков переувлажненных пятнистых тундр, по-видимому, испытавших недавно пятнообразование. Это подтверждается не только пестротой распределения валовых R_2O_3 и ила, но и рядом других показателей: резким уменьшением величины pH при переходе от гумусового горизонта к глеевой толще (особенно в разрезе 9), насыщенностью поглощающего комплекса основаниями в глеевой толще наряду с сильнокислой реакцией и ненасыщенностью гумусового горизонта. Эти показатели свидетельствуют о том, что однородная (перемешанная) нейтральная толща пятна относительно недавно была вновь освоена растительностью, и профиль тундровой глеевой гумусной почвы в этих разрезах относительно молод и не в полную меру развит.

Таблица 14

Валовой состав илистой фракции тундровых глеевых гумусных почв, % на прокаленную почву

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na ₂ O	Сумма	Молекулярные отношения	
													SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3
51	A	3-7	21,98	53,12	31,06	8,76	39,82	0,48	1,52	3,54	0,65	99,13	2,9	16,1
	B _g ¹	7-17	13,13	49,33	31,06	13,82	44,88	0,43	1,88	1,89	0,36	98,77	2,7	9,5
	B _g ²	25-35	13,20	49,15	31,70	13,46	45,16	0,32	1,96	2,26	0,17	99,02	2,6	9,7
	G	55-60	13,78	50,53	31,32	12,02	43,34	0,21	1,74	3,24	0,39	99,45	2,7	11,2
42	A	3-7	23,24	52,62	34,87	5,48	40,35	0,47	1,91	3,36	0,76	99,47	2,6	25,7
	B _g ¹	7-17	14,24	50,59	29,48	12,35	41,83	0,32	2,22	3,44	0,58	98,98	2,9	10,9
	B _g ²	20-30	13,53	50,22	30,25	12,47	42,72	0,32	2,14	3,66	0,53	99,59	2,8	10,8
	G _M	45-52 60-65	13,02 12,71	50,17 50,76	30,13 30,09	12,56 12,12	42,69 42,21	0,21 0,31	2,36 2,32	3,58 3,76	0,52 0,57	99,53 99,93	2,8 2,9	10,7 11,2

Возникает вопрос, какой из описанных типов дифференциации профиля наиболее характерен для описываемых почв? Мы считаем, что все они в равной степени типичны, так как обусловлены сложным сочетанием процессов, характерных для тундрового глеевого почвообразования. Дифференциация профиля тундровых глеевых почв по содержанию ила и валовых SiO_2 и R_2O_3 вообще проявляется слабо. Поэтому оказывается достаточным даже небольшое изменение увлажнения, видового состава растительности и количества опада, местоположения в рельефе и микрорельефе для изменений в проявлении дифференциации. В целом это только доказывает правильность положения о затухании процесса дифференциации почв по типу оподзоливания в тундровой зоне.

Дифференциация проявляется на своеобразном фоне: почвенный профиль пропитан гумусом, содержание которого не уменьшается до минимума в обедненном горизонте; оксалатнорастворимые формы Fe_2O_3 и Al_2O_3 распределены равномерно, содержание их в почвах велико; ненасыщенность поглощающего комплекса почв очень незначительна; вся минеральная часть профиля оглеена. Распределение молекулярных отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в илистой фракции изученных почв однородно по генетическим горизонтам (табл. 14). По общепринятому мнению, это является доказательством процесса лессиважа или нисходящего переноса суспензий. Мы считаем, что в тундровых глеевых гумусных почвах условия для переноса ила в виде суспензий в нижние горизонты благоприятны. В континентальных тундрах в зимний период при маломощном снежном покрове и низких температурах в деятельном слое возникает множество трещин, которые в период оттаивания служат естественными каналами достаточного диаметра для нисходящего перемещения влаги со взвешенными в ней тонкодисперсными частицами. В течение теплого периода в почвах образуются трещины усыхания, также благоприятствующие нисходящему перемещению ила.

Предположение о наличии в этих почвах нисходящего переноса суспензий основывается только на химических данных и не подтверждается при микроморфологическом изучении шлифов из нижних почвенных горизонтов (в них не наблюдается струйчатого распо-

ложения мелкозема вдоль пор и трещин, натечных пленок на поверхности зерен первичных минералов и микроагрегатов и т. п.). Отсутствие в почвах микроморфологических признаков нисходящего передвижения суспензий может объясняться ежегодным промерзанием и оттаиванием почвенной массы, находящейся в переувлажненном состоянии. В эти периоды происходит интенсивная перестройка сложения почвенной массы, в результате которой микроморфологические признаки лессиважа могут уничтожаться, а мелкозем, перенесенный в виде суспензий, теряет свою обособленность, как бы переплавляется с остальной массой горизонта. Нужно иметь в виду и слабую степень выраженности лессиважа в почвах, что облегчает стирание микроморфологических признаков его проявления.

С другой стороны, дифференциация изучаемых почв может быть обусловлена не только процессом переноса суспензий. Так, в разрезе 51, наиболее дифференцированном по валовому составу, обращает на себя внимание несоответствие между дифференцированностью профиля по распределению валового содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3 (особенно последнего) при очень слабом выносе ила из подгумусового горизонта. Это указывает на то, что перенос R_2O_3 из подгумусового горизонта в нижележащие совершается не только путем механического переноса тонкодисперсных фракций, но и в растворимых формах. Последние могут аккумулироваться в нижних горизонтах в виде пленок на поверхности крупных фракций и в виде конкреций, которые присутствуют в профиле. Эти формы R_2O_3 не попадают в илстую фракцию и не влияют на величины и распределение молекулярных отношений окислов в иле по профилю.

Интересно проследить, как проявляется дифференциация по типу оподзоливания в разных фациях подзоны типичной тундры (табл. 15). Имеющиеся данные (Городков, 1932а; Ливеровский, 1934, 1939б; Крейда, 1958) показывают, что для европейской типичной тундры дифференциация почв по валовому и механическому составу в общем не характерна, хотя по видимому, в отдельных случаях она может проявляться (Городков, 1932а). Однако в правильности этого вывода нет полной уверенности, так как вследствие очень редкого взятия образцов в разрезах тундровых

Таблица 15

Молекулярные отношения окислов (по данным валового анализа) и распределение фракции $<0,01$ мм в почвах восточноевропейской типичной тундры

№ разреза	Глубина, см	Молекулярные отношения		Фракция $<0,01$ мм	Автор
		$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$		
1624	4—8	10,9	56,7	—	Н. А. Крейда (1962)
	10—20	11,2	59,6	—	
	60—80	13,2	62,7	—	
2	4—8	10,9	56,6	—	Н. А. Крейда (1958)
	10—20	11,3	60,0	—	
	60—80	13,5	62,7	—	
40	1—2	10,2	35,0	38	Б. Н. Городков (1932а)
	2—4	10,4	36,0	39	
	10—20	11,5	45,7	47	
	100	10,1	37,7	53	
	125	10,2	42,0	43	
45	2—3	11,9	35,9	26	
	3—5	10,9	42,0	29	
	10—15	11,0	39,6	26	
	55—60	11,0	36,7	25	
	80—90	16,3	49,6	14	

глеевых почв восточноевропейской тундры дифференциация профиля на подгумусовый горизонт и нижележащую толщу могла быть не уловлена. Но в описанных нами разрезах почв нижнеленских тундр дифференциация по валовому составу и илу также не была обнаружена (Караваяева и Таргульян, 1963). Таким образом, почвы индигирской тундры в этом отношении отличаются как от почв европейских тундр, так и от почв нижнеленских тундр, располагающихся в пределах той же Северо-Сибирской фации. Причина этой разницы, как нам кажется, заключается в более сильном увлажнении почв европейских и нижнеленских тундр¹, возможно

¹ Нижнеленские тундры, расположенные в подгорной полосе хребтов Хараулах и Чекановского, получают значительное дополнительное количество осадков (220—250 мм/год), что в целом не характерно для тундр Центральной Сибири.

в меньшей скорости их промерзания и в связанном с этим более интенсивно проявляющемся криогенном массообмене и влагообмене (мерзлотном перемешивании).

Показателем интенсивности криогенного перемешивания в почвах является наличие микрорельефа пучения в тундровых ландшафтах. Как известно, для типичных тундр Европейской части СССР и для нижнеленских тундр характерны пучинные бугорковатые ландшафты. Индигирской тундре (по-видимому, как и вообще большей части континентальных тундровых районов центральной Сибири) свойственна значительно большая стабильность деятельного слоя, связанная с его маломощностью, небольшой переувлажненностью, большой скоростью промерзания в осенний период. Поэтому в индигирских ландшафтах более распространен трещинно-нанопolygonальный микрорельеф, а процессы пучения имеют подчиненное значение. Это, как мы предполагаем, является главной причиной проявления дифференциации почвенного профиля по валовому составу и илу в почвах индигирской тундры и ее отсутствия в почвах европейских и нижнеленских тундр. Кроме меньшей интенсивности мерзлотного массо- и влагообмена, в почвах индигирской тундры создается и более благоприятная обстановка для проявления нисходящих токов почвенных растворов. Последнее связано с отсутствием поверхностно-глеевого тиксотропного горизонта, с общей меньшей увлажненностью профиля и с большей порозностью и лучшей водопроницаемостью почвенной толщи.

По содержанию других компонентов валового состава (CaO, MgO, K₂O, Na₂O) в почвенном профиле не обнаруживается сколько-нибудь заметных различий между горизонтами. Иногда исключение составляет только гумусовый горизонт, химический состав которого определяется характером биогенной аккумуляции. В некоторых случаях гумусовый горизонт обнаруживает небольшое биологическое накопление Fe₂O₃ (разрезы 51, 9), Al₂O₃ (разрезы 39, 9, 19) и в редких случаях CaO и MgO. Последние, так же как K₂O и Na₂O, обладают в тундровых ландшафтах высокой геохимической подвижностью, поэтому они быстро удаляются из разлагающихся органических остатков и лишь в поглощен-

ной форме способны удерживаться в некотором количестве в гумусовом горизонте.

Слабая степень дифференциации профиля по распределению ила и валовых R_2O_3 , а также качественные различия в ее проявлении не позволяют расценивать тундровые глеевые гумусные почвы как оподзоленные. Все рассмотренные явления, в том числе и связанные с нисходящим передвижением суспензий, можно оценить только как слабые признаки процесса дифференциации профиля по глеево-подзолисту типу. Этот процесс в еще более ослабленной форме удается проследить в почвах подзоны арктической тундры (что будет показано ниже). В южной тундре (согласно опубликованным материалам по восточноевропейской тундре и нашим данным по чукотской тундре) дифференциация почвенного профиля по типу оподзоливания проявляется достаточно ясно.

Таким образом, тундровому глеевому почвообразованию свойственна тенденция к дифференциации профиля по глеево-подзолисту типу (включая лессиваж). Это и понятно, если учесть, хотя и замедленное, но постоянное промывание профиля на фоне восстановительных процессов. В то же время в почвах тундровой зоны активно действуют факторы, препятствующие дифференциации. Совокупное воздействие разнонаправленных процессов приводит к довольно разнородному проявлению дифференциации как по степени, так и по качественным показателям. При определенных условиях дифференциация может быть подавленной или, наоборот, получить достаточно четкое морфологическое и химическое выражение. География этого явления в тундровой зоне недостаточно ясна. Очевидно, дифференциация ослабляется с юга на север, что было показано многими исследователями. Относительно степени выраженности дифференциации в разных фациях можно высказать лишь самые общие соображения. Возможно, что во всех подзонах тундры, за исключением южной тундры, степень ее выраженности увеличивается при движении от океанических фаций к континентальным. Мы связываем это главным образом с меньшей мобильностью деятельного слоя в условиях континентальной тундры. Следует отметить, что процесс дифференциации минеральной части тундровых глеевых почв совер-

шенно не изучен. Это касается как самой сущности процесса, так и форм его проявления, а также его географии в пределах тундровой зоны. Изучение этой важной стороны тундрового глеевого почвообразования, безусловно, заслуживает большого внимания.

Выше мы уже упоминали о значительном содержании слабо окристаллизованных полуторных окислов в профиле тундровых глеевых гумусных почв. В литературе неоднократно отмечалось резкое преобладание в гипергенной толще аморфных веществ (гидроокислы R_2O_3 , различные органико-минеральные соединения) и весьма незначительные количества вторичных глинистых минералов. Из последних наиболее часто встречаются минералы группы гидрослюд (Таргульян, 1959, 1963). В профиле изучаемых почв среди аморфных минеральных соединений окислы железа явно преобладают над окислами алюминия. Распределение тех и других не обнаруживает определенных закономерностей и связи с дифференциацией профиля по валовому составу и в общем незначительно меняется от горизонта к горизонту. В верхних горизонтах, особенно в гумусовом, может наблюдаться увеличение содержания аморфных R_2O_3 , особенно Fe_2O_3 . Учитывая переувлажненность почвенной толщи, этот верхний максимум оксалатно-растворимых форм R_2O_3 можно отчасти объяснить осенне-зимними восходящими миграциями почвенного раствора. Такое объяснение этого свойства, считающегося одним из характерных для почв тундровой зоны Европейской части СССР, широко распространено в литературе (Иванова, 1956; Крейда, 1958, 1962). При характеристике нижнеленских тундровых глеевых почв, в которых наблюдаются два четких максимума содержания в профиле оксалатно-растворимых форм — верхний и надмерзлотный, — мы также прибегли к этому объяснению (Караваяева и Таргульян, 1963).

Поскольку в рассматриваемых нами почвах индигирской тундры такой четкости в распределении аморфной Fe_2O_3 мы не обнаружили, прежде объяснение нельзя считать универсальным для всех тундровых глеевых почв. Очевидно, четко выраженные максимумы содержания аморфной Fe_2O_3 в верхней (а иногда и в нижней) части профиля могут возникать в случае продолжительного промерзания почв сверху (и снизу), а следовательно

но, и достаточно продолжительного процесса мерзлотной миграции растворов. Это условие выражено в европейских и, по-видимому, отчасти в нижнеленских тундрах (судя по аналитическим показателям нижнеленских почв). В индигирской тундре, вследствие отсутствия снежного покрова и резкого падения температур в осенний период (Толстов, 1960), промерзание происходит очень быстро и в связи с этим миграция к фронту промерзания не может быть ярко проявлена. Можно предполагать, что самые начальные этапы замерзания сопровождаются восходящими миграциями почвенного раствора, но в последующем большее выражение получает процесс замерзания на месте путем цементации почвенного мелкозема образующимися ледяными кристаллами. В этих условиях накопление аморфных окислов железа в верхней части профиля невозможно четко зафиксировать.

В большей части изученных разрезов гумусовые горизонты содержат наибольшие количества оксалатно-растворимых R_2O_3 , что, безусловно, следует связывать с биогенным накоплением и дальнейшей минерализацией растительных остатков. В связи с этим максимум аморфных R_2O_3 в верхних минеральных горизонтах может быть также отчасти обусловлен их поступлением из гумусового горизонта, а не только восходящими осенне-зимними миграциями растворов. Оксалатно-растворимые формы Fe_2O_3 представлены в основном органоминеральными соединениями, содержащимися в почвенной массе в виде пленок на зернах первичных минералов, мелких конкреций, а также сплошь пропитывающими почвенную массу, окрашивая ее в буровато-желтоватые тона.

По общим физико-химическим свойствам тундровые глеевые гумусные почвы относятся к почвам кислого глеевого ряда (табл. 16). Реакция может изменяться по профилю от кислой до слабокислой, в некоторых случаях почти до нейтральной. Чаще всего колебания величины рН (водного) в профиле незначительны (4,0—5,0), причем более кислой является верхняя часть профиля — гумусовый горизонт и примыкающий к нему сгизу подгумусовый горизонт с чертами элювиальности (разрезы 42, 39). В ряде случаев даже такая небольшая дифференциация по актуальной кислотности не наблю-

дается, и весь профиль в общем одинаково кислый (разрез 51).

В разрезах, заложенных на месте недавно заросшего пятна (что морфологически не обнаруживается), величина рН и ее распределение в профиле претерпевают значительные изменения. Гумусовый горизонт этих почв также обладает кислой реакцией (рН 4,0—4,5), но в минеральной глеевой толще кислотность довольно резко снижается до слабокислой реакции в средней части профиля и нейтральной — у нижней границы сезонного протаивания (разрезы 9, отчасти 39 и 19). Такое распределение величины рН в глеевой толще мы связываем с влиянием пятнообразования, т. е. с признаками, которые были приобретены данной толщей, когда она располагалась под пятном и для нее была характерна почти нейтральная реакция. По мере зарастания пятна изменяется гидротермический режим толщи и соответственно меняются свойства бывшей почвы пятна. Влияние циклов пятнообразования на свойства тундровых глеевых почв мы рассмотрим подробно в следующем разделе. Следует отметить, что чем более резко изменяется реакция почвы — от кислой в горизонте А до нейтральной в глеевой толще, тем меньше времени прошло с тех пор, как толща была под пятном (разрез 9). И, наоборот, чем более кислая глеевая толща, тем более длительное время она является задерненной (разрез 19). Так как на сильно пятнистых участках пятна и задерненные участки постоянно меняются местами, для почв пятнистых тундр низовой Индигирки, по-видимому, обычно распределение величины рН, отмеченное для разрезов 9, отчасти для 39 и 19.

Поглощающий комплекс изучаемых почв является ненасыщенным. Наибольшая степень ненасыщенности (20—50%) наблюдается в гумусовых горизонтах, обогащенных кислым органическим веществом. Подгумусовый горизонт слабо насыщен. В минеральной толще степень ненасыщенности резко уменьшается, а средняя и нижняя части профиля практически насыщены. Особенно резкое уменьшение степени насыщенности при переходе от органомного горизонта к минеральному наблюдается в почвах пятнистых участков, что коррелирует и с распределением величины рН в этих почвах. В составе поглощенных оснований

Таблица 16

Свойства тундровых глеевых гумусных почв

№ раз- реза	Горизонт	Глубина, см	Гигроско- пическая влага, %	рН		Гумус. %	Поглощенные катионы, по Гедройцу, мг-экв/100 г почвы				Ненасы- щенность, %	Вытяжка по Тамму, %			
				водный	солевой		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	сумма		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	
51	A	3—7	1,64	5,1	4,2	5,4	12,4	4,8	3,8	21,0	18	0,20	1,28	0,44	
	B _g	7—17	1,14	4,7	3,6	1,9	4,5	3,1	0,9	8,5	10	0,18	0,88	0,28	
	B _g	25—35	1,46	5,0	3,5	1,4	7,4	3,7	0,4	11,5	3	0,12	0,78	0,32	
	G _m	55—60	1,50	4,8	3,7	1,5	6,2	2,9	0,9	10,0	9	0,14	0,83	0,36	
42	A	3—7	2,99	4,1	3,1	7,2	9,2	3,3	7,5	20,0	37	0,22	1,03	0,51	
	B _g	7—17	1,48	4,9	3,4	2,8	5,4	2,7	1,5	9,6	15	0,20	1,17	0,62	
	B _g	20—30	1,69	5,0	3,4	2,7	7,5	2,7	1,0	11,2	9	0,16	1,12	0,39	
	B _g	45—52	1,62	5,1	3,6	3,1	7,9	2,9	0,7	11,5	6	0,16	1,26	0,33	
	G _m	60—65	1,28	5,2	3,9	3,1	6,6	2,5	0,4	9,5	4	0,24	1,07	0,34	
39	A	2—7	3,36	3,8	2,7	6,5	6,7	2,5	11,5	20,7	55	0,24	1,76	0,58	
	B _g	7—15	1,29	4,0	3,1	1,7	3,5	1,4	1,8	6,7	26	0,18	1,13	0,37	
	B _g	20—30	1,46	5,1	3,9	1,8	6,0	2,7	0,4	9,1	4	0,20	1,11	0,39	
	B _g	30—40	1,39	5,0	4,1	2,4	6,4	3,1	0,3	9,8	3	0,18	0,85	0,29	
	G _m	42—53	1,33	5,2	4,2	2,3	6,2	3,1	0,3	9,6	3	0,20	0,79	0,29	
9	A	3—7	4,12	4,4	3,4	12,5	11,7	3,7	12,7	28,1	46	0,18	1,12	0,60	
	B _g	12—17	1,42	6,0	4,5	1,3	7,0	2,9	0,4	10,3	3	0,30	0,71	0,37	
	G	27—32	1,53	6,3	5,1	1,2	8,3	3,7	Нет	12,0	Нет	0,22	0,43	0,29	
	B _m	40—45	1,31	6,7	5,6	1,0	7,2	3,1	»	10,3	»	0,30	0,47	0,27	
	»	55—60	1,41	6,8	6,0	1,4	9,1	3,3	»	12,4	»	0,22	0,41	0,27	
8 (под пятном)		0—2	1,47	7,5	7,0	1,5	11,2	4,9	»	16,1	»	0,16	0,49	0,30	
		2—5	1,47	7,2	6,1	1,5	9,5	3,3	»	12,8	»	0,20	0,44	0,28	
		10—15	1,51	6,9	5,8	1,2	9,9	3,3	»	13,2	»	0,14	0,54	0,30	
		20—25	1,43	6,8	5,7	1,1	9,5	2,9	»	12,4	»	0,18	0,40	0,28	
		40—45	1,41	7,0	5,8	1,6	9,5	2,9	»	12,4	»	0,12	0,57	0,24	
		65—70	1,41	6,8	5,6	2,4	9,1	2,9	»	12,0	»	0,20	0,62	0,26	
19	A	3—6	2,49	4,3	3,8	5,2	8,4	4,6	3,2	16,2	20	0,16	0,79	0,41	
	B _g	6—16	1,24	4,8	4,1	1,3	5,4	2,3	0,8	8,5	9	0,16	0,81	0,26	
	»	20—25	1,06	5,2	4,3	1,3	4,5	2,5	0,3	7,3	4	0,16	0,54	0,22	
	B _g	30—40	1,35	6,2	5,2	2,3	8,3	2,9	Нет	11,2	Нет	0,16	0,77	0,28	
	B _{g m}	50—55	1,47	6,5	5,7	3,6	12,0	3,7	»	15,7	»	0,16	0,59	0,25	
20 (под пятном)		0—1	1,02	6,4	5,0	1,4	4,9	2,9	»	7,8	»	0,14	0,44	0,26	
		2—10	1,14	6,0	4,8	1,5	4,9	3,1	»	8,0	»	0,12	0,75	0,32	
		10—15	1,30	5,4	4,1	1,3	4,3	2,9	0,3	7,5	»	0,12	0,81	0,28	
		25—30	1,47	5,3	4,1	2,0	5,8	3,3	0,3	9,4	»	0,20	0,81	0,34	
		35—40	1,38	5,4	4,2	1,5	5,2	3,5	0,3	9,0	»	0,18	0,75	0,32	

кальций заметно преобладает над магнием. В гумусовом горизонте заметно небольшое биогенное накопление поглощенных оснований, в основном кальция. Обычно наблюдается небольшой вынос поглощенных оснований из подгумусового («элювиального») горизонта в нижележащую часть профиля. Иногда постепенное увеличение суммы поглощенных оснований прослеживается от подгумусового горизонта до самой нижней границы оттаивания (разрез 19). Очевидно, подобное распределение суммы поглощенных оснований можно рассматривать как частичное проявление слабого элювиального процесса, протекающего в тундровых глеевых гумусных почвах. При этом надмерзлотная часть профиля, как наиболее сильно оглеенная, наименее водопроницаемая и подстилаемая мерзлотным водоупором, является местом частичной аккумуляции компонентов, переносимых нисходящим током почвенной влаги. Это прослеживается и по слабой дифференциации валового состава почв, и по распределению поглощенных оснований. Сравнение физико-химических свойств тундровых глеевых гумусных почв низовий Индигирки и почв восточноевропейской тундры показывает, что в этом отношении не выявляется яркой специфики почв этих фаций. Для тех и других характерны кислая или слабोकислая реакция, постепенно изменяющаяся от горизонта к горизонту, и слабая ненасыщенность поглощающего комплекса.

Остановимся на характеристике органической части тундровых глеевых гумусных почв. При морфологическом описании отмечался гумусовый, а не грубогумусовый характер новообразованного органического вещества, формирующего органогенный горизонт мощностью 4—5 см. Содержание гумуса в нем составляет 5—7%, редко более 10%. Изучение гумусовых профилей описанных разрезов показывает, что минеральная оглеенная часть профиля также обогащена органическим веществом, пропитывающим ее до нижней границы оттаивания (содержание гумуса в ней составляет 1—3,5%). Эти бесцветные подвижные гумусовые соединения почти не выявляются при морфологическом изучении профиля; лишь иногда в надмерзлотном горизонте заметно слабое потемнение окраски.

Распределение гумуса в почвенном профиле во многом определяется его качественным составом и природой

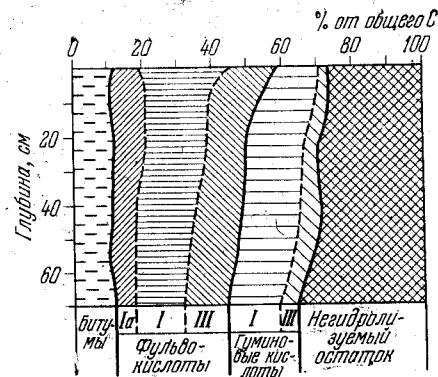


Рис. 20. Качественный состав гумуса тундровой глеевой гумусной почвы (разрез 42)

гумусовых соединений (рис. 20), которая зависит от гидротермических условий разложения и ряда других причин (состава опада, характера его поступления в почву и т. п.). В тундровой зоне, как мы уже упоминали, большая часть растений характеризуется невысокой зольностью, многие из них содержат значительный процент трудноразлагаемых компонентов (дубильные вещества, смолы и др.). В связи с приповерхностным расположением корневых систем поступление опада в почву имеет ясно выраженный поверхностный характер.

Гидротермические условия разложения характеризуются низкими температурами, преобладанием осадков над испарением, периодическим восстановительным режимом. Из-за низких температур и переувлажнения, а также краткости теплого периода разложение растительного опада происходит замедленно. Поверхностное поступление растительных остатков способствует быстрому обеднению их основаниями, в результате чего процесс гумификации протекает в среде, бедной основаниями. Имеющиеся в литературе данные по вопросу о соотношении количества поступающего опада и скорости его разложения (это соотношение — важный признак процесса гумификации) единичны и поэтому сделанные выводы можно рассматривать лишь как самые предварительные. Н. И. Базилевич (1964) указывает, что для кустарничковых и кустарниковых тундр количество ежегодного опада составляет около 22,7 ц/га. Тедру

(Douglas, Tedrow, 1959) приводит результаты однолетних наблюдений над темпом разложения органического вещества в почвах катены на мысе Барроу. Для ландшафта, близкого по описанию к кустарничковым тундрам на кислой глеевой суглинистой почве, была установлена скорость разложения 5 ц/га за теплый период. Величины того же порядка (5—10 ц/га) были получены этим автором для растительных сообществ на хорошо дренируемых щебнистых почвах и на полуболотных местообитаниях. Сопоставление приведенных цифр (очень приближенных) показывает, что ежегодно значительная доля опада (около половины и более) остается неразложившейся. В почвах повышенных элементов микро-рельефа доля неразложившейся части опада меньше (в связи со сдуванием части опада в микропонижения и с более благоприятным гидротермическим и воздушным режимом), в почвах понижений — больше.

Следствием подобного соотношения количества опада и скорости процесса разложения является обычная для тундровых глеевых почв грубогумусность органических горизонтов (включая и почвы повышенных элементов микро-рельефа). В условиях индигирской тундры наблюдается нарушение этой общей закономерности: органические горизонты образованы хорошо разложившимся органическим веществом типа гумуса. Как уже отмечалось, лучшую разложившуюся растительного опада в тундровых глеевых гумусных почвах Яно-Индигирской низменности мы объясняем более высокими темпами его разложения в связи со значительно меньшей увлажненностью, хорошей аэрацией органического горизонта в течение теплого периода. По экспериментальным данным, увеличение влажности до известного предела вызывает ускорение процесса разложения опада; затем этот процесс начинает сильно тормозиться ввиду дефицита кислорода и ряда других причин (Douglas, Tedrow, 1959). По-видимому, в индигирской тундре наблюдаются оптимальные для тундровой зоны умеренно влажные условия разложения, в то время как на преобладающей территории тундровой зоны господствующий режим переувлажнения тормозит процесс разложения и способствует формированию полуразложившихся грубогумусных продуктов.

Несмотря на хорошую степень разложившимости, органическое вещество почв индигирской тундры имеет рез-

ко фульвокислотный состав (табл. 17). Преобладают гумусовые соединения, растворенные в непосредственной щелочной вытяжке (I фракция). Наибольшее их относительное содержание отмечается в гумусовом горизонте. Это говорит о полной нехарактерности дернового процесса для тундрового глеевого почвообразования, даже если происходит формирование гумусовых, а не грубогумусных горизонтов тундровых глеевых почв.

В отличие от почв таежной зоны, в подвижной части гумуса тундровых глеевых гумусных почв так называемая агрессивная фракция фульвокислот (Ia) играет небольшую роль. Значительную часть гумуса (около 50—60%) составляют инертные гумусовые соединения (негидролизуемый остаток, содержащийся в наибольшем количестве фракций), извлекаемые попеременной обработкой кислотой и щелочью, и фракция, растворимая в спиртобензоле. Происхождение инертной части гумуса, как известно из литературы, может быть двойным. Источником фракции, растворимой в спиртобензоле, и отчасти негидролизуемого остатка являются некоторые трудноразлагаемые компоненты растительных остатков. Группу гумусовых соединений, составляющих фракцию III и частично негидролизуемый остаток, образуют прочно связанные с глинистыми минералами гумусовые вещества.

Обращает на себя внимание полная стабильность состава гумуса почти во всех почвенных горизонтах; очень незначительные колебания в сторону увеличения относительного содержания фульвокислот наблюдается только в гумусовом горизонте. Постоянное относительное содержание всех фракций (подвижных и неподвижных) во всех почвенных горизонтах хорошо прослеживается по одинаковому соотношению $C_{г.к.}/C_{ф.к.}$ в профиле. Отсутствие дифференцированности качественного состава гумуса по профилю — довольно характерный признак тундровых глеевых почв, выявляющийся и при рассмотрении данных, имеющихся в литературе (Игнатенко, 1963). Нужно отметить, что в южной тундре, где постоянное оглеение профиля сменяется периодическим, слабо выраженным в морфологии (на легких породах), наблюдается дифференцированность группового состава гумуса по гумусо-иллювиальному типу, характерному для северной и средней тайги (со значительным

Таблица 17

Фракционный состав гумуса тундровых глеевых гумусных почв (раз

Глубина, см	С об- щий, %	Фракция, извлекае- мая спирто- бензолом	Де- кальци- нат	Ia фрак- ция ф. к.*	I фракция			II фракция		
					г. к.**	ф. к.	сумма	г. к.	ф. к.	сумма
3—7	5,38	12	1	7	12	26	38	0	0	0
7—17	1,44	11	0,5	9	10	18	28	7	0	7
20—30	1,55	12	0,5	9	10	18	28	6	0	6
42—52	1,74	11	0,5	7	10	17	27	7	0	7
60—70	1,65	12	0,5	7	10	14	24	5	3	8

* Ф. к.— фульвокислоты.

** Г. к.— гуминовые кислоты.

увеличением содержания фульвокислот в нижних горизонтах).

Данные по групповому составу гумуса почв на легких породах в подзоне типичной тундры, к сожалению, отсутствуют. По сопоставлению состава гумуса глеевых и почти неоглеенных почв южной тундры можно заключить, что стабильность состава гумуса в профиле присуща почвам с преобладающим режимом переувлажнения и оглеения и в связи с этим с достаточно хорошо выра- женными явлениями массо- и влагообмена в профиле. Можно предполагать, что последнее служит одной из главных причин постепенного выравнивания состава гу- муса на разных глубинах почвенного профиля. Другой причиной может быть специфическая природа гумусо- вых соединений тундровых глеевых почв. По-видимому, для этих почв грань между гуминовыми кислотами и фульвокислотами наиболее условна ввиду суровости гидротермических условий гумусообразования. По дан- ным В. В. Пономаревой (см. Игнатенко, 1963), гумино- вые кислоты тундровой глеевой почвы арктической тунд- ры имеют упрощенное строение; их элптическая плотность в 5—6 раз меньше, чем гуминовых кислот подзолистых почв, т. е. гуминовые кислоты и фульвокислоты близки по физико-химическим свойствам.

Необычно высокую подвижность гумусовых соедине- ний тундровых глеевых гумусных почв подтверждают следующие факты: гуминовые кислоты проникают в глубь почвенного профиля так же свободно, как и фульвокислоты (соотношение между ними с глубиной не

рез 42), % от общего углерода

III фракция			Негидро- лизуе- мый остаток	Сумма всех фрак- ций	Сумма фракций		С г. к.	N (азот) общий, %	C N
г. к.	ф. к.	сумма			г. к.	ф. к.			
2	14	16	28	102	14	47	0,3	0,26	21
4	14	18	26	99	24	41	0,5	0,10	14
4	12	16	28	99	20	39	0,5	0,10	15
6	13	19	27	98	23	37	0,6	0,12	14
5	13	18	28	97	20	37	0,5	0,10	16

меняется); гумусовые соединения обнаруживают под- вижность (потечность) в профиле при широком диапа- зоне колебаний реакции от кислой (рН водный 4,0) до нейтральной (рН водный 7,0) и при полной насыщен- ности поглощающего комплекса почв; гумусовые соеди- нения обладают, по-видимому, очень низкой емкостью поглощения.

Все вопросы, связанные с качественным составом гу- муса и его природой в тундровых почвах, до настоящего времени не разработаны и требуют специальных экспери- ментальных исследований. В целом следует отметить, что по составу гумуса эти почвы близки к почвам та- ежной зоны. Так же как и в почвах северной тайги (За- валишин, Фирсова, 1960), органическое вещество пред- ставлено в них в основном двумя формами: недоразло- женными продуктами, образующими кислый гумусовый или грубогумусный горизонт на поверхности почв, и вы- сокодисперсной подвижной бесцветной частью гумуса, глубоко пропитывающей почвенную толщу.

Таким образом, удалось выяснить, что в результате процесса гумификации надземного и корневого опада, сконцентрированного в основном над поверхностью ми- неральной толщи почв, образуется значительное количест- во дисперсных гумусовых соединений, обладающих боль- шой подвижностью. При оттаивании деятельного слоя с опусканием надмерзлотной верховодки, а также с нис- ходящим током атмосферной влаги эти гумусовые сое- единения перемещаются в минеральные горизонты про- филя. Последние в той или иной степени оглеены, их

физико-химические показатели мало изменяются вплоть до нижней границы оттаивания. В связи с этим в минеральной толще профиля не существует физико-химического барьера, способствующего коагуляции органических и органо-минеральных соединений, выпадению их в осадок. Благодаря этому гумусовые соединения постепенно (нисходящие токи в глеевой толще замедленны) проникают до нижней границы оттаивания, где механически задерживаются над многолетнемерзлым водоупором. Отсюда происходит их крайне замедленный вынос боковым стоком по мерзлотному слою в депрессии рельефа и озерно-речную сеть.

Количество подвижных гумусовых соединений, ежегодно поступающих в минеральные горизонты почв, сравнительно велико, если учесть маломощность почвенного профиля. В связи с существованием многолетнемерзлого водоупора почвенная толща постепенно пропитывается подвижным органическим веществом на всю глубину протаивания. Проникающие в глубь почвенного профиля гумусовые соединения постепенно накапливаются в нем, так как в условиях анаэробно-биоза и низких температур их дальнейшее разложение совершается крайне замедленно.

Специфический характер распределения и накопления гумуса в тундровых глеевых гумусных почвах обуславливается, по нашему мнению, влиянием близко залегающей к поверхности многолетней мерзлоты. Это явление получило название мерзлотной ретинизации гумуса (от латинского *retineo* — задерживать) и было подробно охарактеризовано нами в другой работе (Караваева и Таргульян, 1960). Мерзлотная ретинизация гумуса включает, по-видимому, следующие явления: нисходящее перемещение подвижных гумусовых соединений с опускающейся надмерзлотной верховодкой (при оттаивании) и с нисходящими токами атмосферных осадков; механическую задержку гумусовых соединений над мерзлотным водоупором и напитывание почвенной толщи гумусом; постепенное накопление (консервацию) гумусовых веществ в минеральных почвенных горизонтах в связи с замедленностью их дальнейшего разложения в условиях анаэробно-биоза и низких температур.

Трудно установить, в форме каких соединений совершается передвижение подвижных гумусовых веществ

при мерзлотной ретинизации. Распределение гумуса в профиле не обнаруживает четкой корреляции с распределением каких-либо минеральных компонентов — подвижных (в вытяжке по Тамму) или валовых. Проблематичен также вопрос о формах аккумуляции ретинизованного гумуса в профиле и дальнейших химических превращениях подвижных гумусовых соединений в условиях переувлажнения и оглеения, низких температур, ежегодного промерзания почвы (с выхолаживанием деятельного слоя до -20 , -25°). Данные по качественному составу гумуса, показывающие высокое содержание в нем инертных фракций, могут помочь разрешить вопрос о процессах превращения ретинизованного гумуса и формах его аккумуляции. Но полный ответ на него дадут только специальные эксперименты, воспроизводящие природную обстановку, в которой совершается мерзлотная ретинизация.

Таким образом, сущность и механизм процесса мерзлотной ретинизации гумуса пока не изучены, констатируются только статические цифры содержания гумуса. В связи с этим некоторые основные стороны проявления мерзлотной ретинизации до сих пор не находят объяснения. Например, встречаются два типа гумусовых профилей ретинизованных почв: с равномерным пропитыванием гумусом всей почвенной толщи до мерзлоты — пропитанно-ретинизованные (разрезы 51, 9); с увеличением содержания ретинизованного гумуса непосредственно над мерзлотой — собственно ретинизованные (разрезы 19, 39, 42). Гумусовые профили обоих типов распространены одинаково широко и встречаются в совершенно однотипных условиях по мезо- и микрорельефу, характеру пород, растительности, увлажнения, т. е. можно предполагать, что в обоих случаях мерзлотная ретинизация гумуса протекает в одинаковых условиях, приводя, однако, к несколько разным результатам.

Мерзлотная ретинизация гумуса, безусловно, является процессом современным, так как устанавливается прямая корреляция современных почвенных условий с интенсивностью процесса. Например, обнаруживается прямая зависимость степени мерзлотной ретинизации от количества поступающего в почву растительного опада. Интенсивность ретинизации возрастает с утяжелением механического состава почв (Караваева и Тар-

гульян, 1960). Влияние обоих факторов вполне очевидно: первый увеличивает концентрацию органического вещества в почвенном растворе, второй способствует наибольшему постоянству анаэробного режима профиля, наименьшему его програванию, наименьшему боковому внутривпочвенному стоку.

Более сложная зависимость существует, по-видимому, между проявлением мерзлотной ретинизации гумуса и пятнообразованием. Последнее разрушает гумусовый горизонт и ликвидирует источник органического опада (на поверхности пятна нет растительности). Почвы пятен обычно имеют гумусовый профиль, свидетельствующий о вымывании гумусовых веществ из верхнего минерального горизонта и накоплении их над мерзлотой. Интенсивность процесса зависит от ряда причин: возраста пятна, механического состава почв, степени увлажнения и др. В оптимальных условиях происходят возрастание содержания гумуса в надмерзлотном горизонте и его уменьшение в верхнем минеральном горизонте профиля (по сравнению с бывшей на месте пятна задерненной почвой). Таким образом, при последующем зарастании пятна процесс мерзлотной ретинизации происходит на фоне повышенного содержания гумуса в нижних горизонтах профиля (т. е. надмерзлотный пик гумуса еще более увеличивается). В случае быстрого зарастания пятна в гумусовом профиле, по-видимому, не происходит существенных перемен.

Мерзлотная ретинизация гумуса свойственна не только тундровой зоне, она распространена значительно шире, особенно в континентальных районах Восточной Сибири, а также на Дальнем Востоке. Впервые аналогичные явления были описаны в работах Переселенческого управления для почв с вечной мерзлотой Приамурья (Филатов, 1910, 1912; Квашнин-Самарин, 1911). В тундровой зоне мерзлотная ретинизация гумуса начинает проявляться в тех районах, где в профиле почв появляется водоупорный льдистый многолетнемерзлый горизонт. Поэтому для западных частей тундры (Кольский полуостров, Малоземельская тундра, южная тундра Коми АССР) этот процесс не характерен, но в арктической тундре восточной части европейской территории СССР гумусовые профили почв с многолетней мерзлотой имеют уже ясные признаки мерзлотной ретинизации

Таблица 18

Химический состав золы некоторых растений индигирской тундры и их опада, % от чистой золы

Растение	Гигроскопическая влага, %	Зола, %		Нерастворимый остаток, %	CO ₂ , %	SiO ₂		P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
		сырая	чистая			в HCl	в KOH				сумма
Осока прямостоящая	8,94	10,05	8,45	12,01	3,83	1,70	31,73	33,43	1,27	0,69	
Пушица влагалищная	8,49	3,35	2,37	27,59	1,47	2,55	19,81	22,36	9,31	2,17	
Гумифицированный опад пушицы	8,86	18,54	4,62	74,92	0,15	5,34	33,87	39,21	20,06	8,01	
Свежий опад березы тощей	10,87	5,02	4,53	2,86	6,87	1,13	2,22	3,35	1,05	0,49	
Опад березы за несколько лет	10,77	7,81	4,18	38,02	8,51	2,61	14,31	16,92	9,16	4,13	
Средний валовой состав минеральных горизонтов	—	—	—	—	—	—	—	72,7	15,3	4,5	
гумусовых горизонтов	—	—	—	—	—	—	—	71,09	14,92	6,98	

Таблица 18 (окончание)

Растение	R ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма	Молекулярные отношения					
								SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /CaO	SiO ₂ /MgO	SiO ₂ /R ₂ O ₃	
													—
Осока прямостоящая	1,96	15,23	5,57	0,96	25,80	0,97	87,12	46,6	111,7	2,0	4,0	1,9	
Пушица влагалищная	11,48	10,98	10,17	0,93	16,08	3,64	90,23	4,1	26,6	1,9	1,5	1,6	
Гумифицированный опад пушицы	28,07	27,74	5,90	5,60	3,09	2,91	122,34	3,3	12,3	0,3	4,4	8,2	
Свежий опад березы тощей	1,54	26,23	23,74	3,96	22,44	1,35	91,75	5,4	18,6	0,1	0,09	1,2	
Опад березы за несколько лет	13,29	31,26	15,82	7,18	3,42	1,67	97,27	3,1	10,0	0,5	0,7	4,5	
Средний валовой состав минеральных горизонтов	19,8	0,9	1,4	—	1,6	2,50	—	7,6	47,3	75,7	34,6	21,2	
гумусовых горизонтов	21,90	0,98	0,92	—	2,04	2,77	—	8,0	23,8	70,0	51,8	17,3	

(Игнатенко, 1963). Повсеместную выраженность в су-глинистых тундровых почвах этот процесс получает, по-видимому, в западносибирских тундрах, а наиболее ярко проявляется в чукотских тундрах (вследствие близко залегающей мерзлоты, очень сильной оглеенности почв, большого количества растительного опада в связи с бо-лее южным положением). Следовательно, этот процесс можно считать одной из характерных составляющих тунд-рового глеевого почвообразования (и вообще почвообра-зования при близкой мерзлоте).

Процессы превращения органической части опада являются только частью общего биологического круго-ворота веществ, осуществляемого в системе почва — расте-ние. Другую важную часть составляет круговорот золь-ных элементов, захватываемых растением из почвы и за-тем возвращаемых в почву с опадом. В нашем распоря-жении имеются данные по зольному составу трех наибо-лее распространенных в низовьях Индигирки растений, причем для двух — березы тощей и пушицы — проана-лизирован надземный опад последовательных стадий разложения. Ввиду малочисленности этих данных они могут характеризовать лишь некоторые стороны зольного обмена между почвой и растениями в индигирской тундре (табл. 18). Результаты анализов показывают, что золь-ность отдельных тундровых растений сильно варьирует. Так, величина ее для пушицы низка и близка к зольно-сти мхов и лишайников (3—1% и менее). Береза и осо-бенно осока отличаются значительно большей золь-ностью. Состав золы отдельных видов растений, естест-венно, тоже различен. Осока и пушица в этом отноше-нии близки между собой, их зола на 40—50% состоит из SiO₂ и K₂O. В золе березы преобладают CaO, MgO и K₂O. Элементы, содержащиеся в золе различных видов растений, можно расположить в следующие ряды (в по-рядке убывания их процентного содержания):

Осока прямостоящая: Si > K (> Ca) > Mg > P > Al / > Mn — Na > Fe;
 Пушица влагаллициная: Si / > K > P > Ca — Mg > Al / > Na > Fe > Mn;
 Береза тощая: Ca > Mg > K / > P / > Mn > Si > Na > Al / Fe.

Из рассмотрения этих рядов видно, что осока и пу-шица близки по содержанию не только преобладающих элементов — Si и K, но и следующих за ними Ca, Mg и P; в наименьшем количестве содержатся три элемента —

Mn, Na и Fe. Береза отличается от осоки и пушицы не только составом преобладающих элементов (Ca, Mg, K), но и большим содержанием марганца, значительно мень-шим количеством Si и Al. Na и Fe занимают последние места в ряду березы, так же как и в рядах осоки и пушицы.

Важнейшей стороной минерального обмена между почвой и растением является биологическое поглощение элементов растением, их привнос и концентрация в опа-де и поверхностном слое почвы.

Мы рассчитали коэффициенты биологической аккумуляции (Перельман, 1955; Полюнов, 1956) и построили по ним ряды биологического поглощения элементов тре-мя тундровыми растениями (табл. 19).

Таблица 19

Показатели биологической аккумуляции некоторых растений типичной тундры

Растение	Ряд биоло-гического поглощения	Коэффициенты биологической аккумуляции
Осока прямостоящая . .	1	Ca ^{16,9} K ^{16,1} Mg ^{4,0} Si ^{0,5} Na ^{0,4} Fe ^{0,1} Al ^{0,08}
Пушица влагаллициная . .	2	Ca ^{12,2} K ^{10,0} Mg ^{7,3} Na ^{1,4} Al ^{0,6} Fe ^{0,5} Si ^{0,3}
Береза тощая	3	Ca ^{26,2} Mg ^{17,0} K ^{14,0} Na ^{0,5} Si ^{0,4} Fe ^{0,1} Al ^{0,07}

Данные табл. 19 позволяют сгруппировать элементы в следующие классы биологической аккумуляции:

Коэффициент	Класс	Элементы
>10	Энергично накапливаемые	Ca, K(Mg)
10—1,0	Сильно накапливаемые	Mg(Na)
1,0—0,1	Слабого накопления и среднего захвата	Na, Si, Fe(Al)
0,1—0,01	Слабого захвата	Al

Приведенные ряды неполноценны по набору элемен-тов, в них отсутствуют абсолютные органогены P и S, которые, по имеющимся представлениям, должны были бы занимать два первых места в этих рядах. Нет в них и Mn, который играет иногда заметную роль в хими-ческом составе растений предтундровых территорий

(Левина, 1960). Семь элементов, которые были определены в растениях индигирской тундры, могут быть объединены в две резко различающиеся группы по интенсивности поглощения их растениями. К первой группе относятся элементы интенсивного биологического поглощения — Са, К и Mg. Кальций, бесспорно, занимает первое место в этой группе; коэффициенты биологической концентрации этого элемента достигают значительных величин. К и Mg занимают второе или третье место у разных видов растений, но порядок величин их коэффициентов сходен. Вторую группу элементов, с величиной коэффициентов поглощения меньше единицы, образуют Na, Si, Al и Fe.

Таким образом, можно констатировать, что три исследованных тундровых растения обладают четко выраженной избирательной способностью к Са, К и Mg (в число этих элементов, безусловно, включились бы и Р и S, если бы они были определены). В общем полученные нами ряды биологического поглощения вполне согласуются с данными, имеющимися в литературе (Полынов, 1956; Пономарева и Мясникова, 1957; Рожнова и Счастливая, 1959; Левина, 1969, и др.).

Для того чтобы произвести хотя бы приближенное сравнение интенсивности биологической концентрации тех или иных элементов в индигирской тундре и других северных районах, мы имели возможность сопоставить полученные коэффициенты биологической аккумуляции только с их величинами для тех же растений предтундровых редколесий Кольского полуострова (Левина, 1960). При сравнении мы учитывали разницу в методике подсчетов. Наши коэффициенты рассчитывались для надземной части растений; В. И. Левиной учитывался и зольный состав корней, что увеличивало содержание в золе растительности R_2O_3 и RO и несколько уменьшало содержание SiO_2 . В результате мы выяснили, что порядок величин коэффициентов аккумуляции SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 примерно одинаков в обоих случаях. Было установлено также, что для рассмотренных нами тундровых растений характерна значительно большая концентрация Са и отчасти Mg. При этом надо учесть, что процентное содержание этих элементов в минеральной толще почв индигирской тундры значительно меньше, чем в корнеобитаемом слое почв Кольского полуострова.

Дальнейшая судьба аккумуляемых растениями элементов зависит от характера процессов разложения растительного опада, от подвижности отдельных элементов в данной природной обстановке. Рассмотрим данные по зольному составу опада березы и пушцы разных стадий разложения. Образцы брались в августе, когда вегетация тундровых растений заканчивается. Опад листьев березы был собран в двух вариантах: свежий опад этого года (листочки слегка пожелтевшие и покрасневшие, местами сохранившие зеленую окраску) и опад за несколько лет (листья бурые, частично потерявшие форму).

Аналитические данные показывают, что в процессе разложения листьев березы происходят значительные изменения их химического состава за счет выноса подвижных элементов и накопления менее подвижных. Отношение содержания каждого окисла в старом опаде к его содержанию в свежем опаде является показателем геохимической подвижности элементов. Вычислив эти отношения и получив соответствующие коэффициенты, мы составили ряд относительной подвижности элементов при разложении березы (табл. 20).

Элементы, имеющие коэффициенты меньше 1, характеризуются наибольшей геохимической мобильностью. Для листь-

Таблица 20

Геохимическая подвижность элементов

Растение	Стадия разложения опада	Условные показатели подвижности элементов				
		0,1—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	3,0—4,0	4,0—5,0
Пушца влгалащ- ная	Первая	К, Р, Mg Na, K, Mg, P K, Mg, P, Na K, Mg, P	Ca, Na, Si, Mn, Al Si, Fe, Al, Ca Si	Fe	—	—
	Вторая					
Береза тощая	Общий результат	K, Mg, P	Ca, Na, Mn	Al, Ca	Mn Fe	— —
	То же					
						>

ев березы в эту группу попали три элемента — самый подвижный К, затем Mg и P (сера не определялась). Группу относительно менее подвижных элементов ($K = 1,0-2,0$) образовали Ca, Na и Mn. Резко обособленной по геохимической инертности ($c K > 5,0$) оказалась группа, включающая Si, Fe и Al. Таким образом, интенсивно концентрирующиеся в листьях березы К, Mg и P в процессе разложения опада подвергаются быстрому удалению и не способны закрепляться в опаде и поверхностных горизонтах почвы. Биологически накапливаемый Са удаляется значительно медленнее. Полуторные окислы и кремнезем характеризуются значительным относительным накоплением. Это подтверждается и величинами молекулярных отношений для свежих листьев и старого опада березы (см. табл. 18). В результате зольный состав старого опада березы значительно отличается от состава свежих листьев. Это ясно из сопоставления двух следующих рядов, построенных по убыванию процентного содержания окислов в золе обеих проб.

Свежие листья березы: Ca > Mg > K / P / Mn > Si > Na > Al / > Fe
Старый опад березы: Ca / > Si—Mg / > Al > P > Mn > Fe > K > Na

Для изучения характера разложения пушицы были взяты следующие образцы: сухие листья на кусте, опад листьев за несколько лет и сильно гумифицированный опад листьев.

Нами было произведено последовательное сравнение зольного состава этих образцов: второго с первым (которое характеризовало первую стадию разложения), третьего со вторым (вторая стадия) и третьего с первым (общий результат разложения). На первой стадии элементы могут быть расположены по степени подвижности в виде трех групп (см. табл. 20). В группу наиболее подвижных вошли К, P и Mg, в группу относительно менее подвижных — Ca, Na, Si, Mn, Al; наиболее геохимически инертным оказалось Fe. На второй стадии подвижность Na, Fe и отчасти Si и Al возросла, относительно менее подвижным стал Ca и особенно Mn. Судя по общему результату разложения пушицы, наиболее геохимически подвижными оказались те же элементы, что и при разложении березы: К, Mg, P и, кроме того, Na. Si и Al при разложении опада пушицы обнаружили большую подвижность, чем при разложении опада бе-

резы. Са, напротив, оказался менее подвижным, чем Si и Al, что пока не представляется возможным объяснить. В обоих случаях железо оказалось геохимически инертным; в опаде пушицы в группу инертных элементов вошел также Mn.

В целом полученные ряды геохимического выноса элементов вполне логичны и соответствуют имеющимся в литературе данным. Для процесса разложения растительного опада характерен быстрый вынос К, Na, Mg и P и более замедленный вынос (и относительное накопление) Fe, Al и Si. Из наших данных следует также, что Са выносятся относительно замедленно из опада изученных тундровых растений и не входит, как принято считать, в группу наиболее подвижных элементов. Ввиду малочисленности наших данных по минеральному обмену между почвой и растением в индигирской тундре мы воздерживаемся от каких-либо обобщений по этому вопросу. Отметим только, что концентрация в растительном опаде полуторных окислов, сужение в процессе его разложения молекулярных отношений SiO_2/R_2O_3 с последующим поступлением R_2O_3 в верхние почвенные горизонты могут оказывать заметное ослабляющее влияние на процесс дифференциации минеральной части профиля, который вообще проявляется слабо. Следует также отметить, что вследствие большей скорости разложения органического опада в индигирской тундре, по сравнению с другими частями тундровой зоны, биологический круговорот зольных элементов в тундровых глеевых гумусовых почвах осуществляется не так замедленно.

На основании описания тундровых глеевых тумусных почв можно перечислить их основные черты.

1. Наличие оглеения, максимально выраженное в надмерзлотной части профиля. Надмерзлотное оглеение свойственно всем тундровым глеевым почвам, имеющим в профиле многолетнемерзлый водоупорный горизонт; они распространены не только в северной Якутии, но и в Западной, Средней Сибири и на северо-востоке. Следовательно, этот признак свойствен группе фаций тундровых глеевых почв мерзлотных областей.

2. Хорошая разложенность органического вещества, формирующего органомные гумусовые (иногда перегнойно-гумусовые) горизонты небольшой мощности (3—5 см). Этот признак является следствием незначи-

тельного атмосферного и грунтового увлажнения индигирской тундры и, по-видимому, более высоких темпов разложения органического опада по сравнению с тундровыми глеевыми почвами других частей тундровой зоны. Небольшое атмосферное увлажнение локализовано на определенном отрезке тундровой зоны, занимающем центральное положение на севере Азии. Он включает междуречье Лены и Колымы, а, возможно, протягивается несколько восточнее — до Чаунской губы.

Таким образом, гумусовый характер органогенного горизонта — хорошо очерченный фациальный признак, свойственный тундровым глеевым почвам определенного ареала. Имеющиеся данные по тундровым глеевым почвам территории Средней Сибири (Сочава, 1933; Александрова, 1937) характеризуют их как грубогумусные, не говоря уже о почвах таких переувлажненных тундр, как восточноевропейские, западносибирские и чукотские.

3. Специфическое строение профиля почв, состоящего из серии горизонтов: А, В_g, С и подстилающей многолетнемерзлой толщи (М). Такое строение профиля обуславливает полную изолированность толщи, охваченной почвообразующими процессами, от материнской породы. Подобная система горизонтов в общем характерна для всех тундровых глеевых почв с мерзлотой в почвенном профиле, т. е. встречается в ряде мерзлотных тундровых фаций.

4. Кислая или слабокислая реакция почвенного профиля и небольшая ненасыщенность поглощающего комплекса почв, т. е. общетиповые признаки тундровых глеевых почв.

5. Слабая дифференциация минеральной части профиля по валовому составу почв и распределению ила при стабильности валового состава ила. Эта дифференциация по типу оподзоливания, по-видимому, в значительной степени включает и явления нисходящего передвижения суспензий. Наиболее ясные признаки «элювиального» процесса наблюдаются в подгумусовом горизонте В_g. Мы считаем, что вообще тундровому глеевому почвообразованию свойственна тенденция к дифференциации минеральной части почв. Отчетливость ее проявления зависит от ряда факторов, наиболее важный из которых — сравнительная стабильность деятельного слоя,

т. е. незначительная выраженность разнообразных мерзлотных перемещений жидкой и твердой фазы почв.

6. Специфика группового состава гумуса тундровых глеевых почв проявляется в фульвокислотном характере гумусовых соединений. Этот признак, как известно, свойствен почвам не только тундровой, но и большей части таежной зоны. Характерной особенностью качественного состава гумуса рассматриваемых почв является большое содержание инертных фракций и полная стабильность его по профилю. Ввиду неизученности генезиса этого явления мы затрудняемся дать ему объяснение.

7. Мерзлотная ретинизация гумуса, которая, так же как и надмерзлотное оглеение, связана с появлением в профиле почв многолетней мерзлоты и свойственна поэтому не только североякутским почвам, но и всем мерзлотным тундровым глеевым почвам, т. е. группе мерзлотных фаций.

8. Процессы пятнообразования, связанные главным образом с малой мощностью снежного покрова индигирской тундры.

Рассматриваемые почвы, так же как и все другие почвы тундровой зоны, имеют криогенно-циклический характер развития. В плакорных тундрах Яно-Индигирской низменности периодически повторяющиеся циклы представлены в виде ряда: тундровая глеевая гумусная почва → почва пятна → тундровая глеевая гумусная почва¹.

В качестве предположения отметим, что этим почвам, по-видимому, свойственны более высокие темпы биологического круговорота веществ, на что обращал внимание и А. А. Григорьев (1956) при анализе физико-географических условий северной Якутии.

Вышеуказанные признаки тундровых глеевых гумусных почв можно подразделить на три группы: общетиповые признаки, свойственные почвам тундрового глеевого типа в целом; признаки, характерные для всех тундровых глеевых почв с многолетней мерзлотой в профиле, и фациальные признаки, присущие только тундровым глеевым гумусным почвам. К первой группе признаков можно отнести, как оказалось, очень немногие:

¹ Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в разделе, посвященном пятнообразованию.

наличие оглеения (без подразделения форм его выраженности в профиле), кислую реакцию почвенной суспензии и небольшую ненасыщенность, фульвокислотный характер новообразованного органического вещества. Вторая группа объединяет значительно более характерные признаки, так как появление многолетней мерзлоты в профиле на небольшой глубине оказывает глубокое влияние на свойства почв и в то же время способствует стиранию почвенных различий фациального и подзонального характера (как бы несколько нивелирует различия биоклиматических условий). К таким свойствам относятся: надмерзлотный характер оглеения, особая система почвенных горизонтов, обусловленная мерзлотой, мерзлотная ретинизация гумуса.

Для выяснения систематического и классификационного положения тундровых глеевых гумусных почв наиболее важны признаки третьей группы. К ним относятся: хорошая разложённость органического вещества и формирование горизонта А в профиле; слабая дифференциация минеральной части почв по типу оподзоливания (возможно, включающая лессиваж); слабая кислотность и ненасыщенность минеральной части почв; большое влияние пятнообразования на свойства тундровых глеевых гумусных почв; специфика криогенного цикла: тундровая глеевая гумусная почва → почва пятна → тундровая глеевая гумусная почва; по-видимому, более высокие темпы биологического круговорота веществ.

Нам кажется, что принципы существующей классификации позволяют предварительно рассматривать тундровые глеевые гумусные почвы как особый подтип типа тундровых глеевых почв. Он соответствует наиболее континентальным биоклиматическим условиям подзоны типичной тундры, которые складываются в центральной части азиатских тундр. По последнему фациальному разделению («Почвенно-географическое районирование СССР», 1962), тундровая зона Западной и Восточной Сибири рассматривается как единая Северо-Сибирская провинция (фация), что объясняется в общем крайне слабой изученностью тундровых почв этих территорий. Как мы уже отмечали, повсеместное распространение многолетней мерзлоты в значительной мере затухивает имеющиеся различия биоклиматических условий, иногда значительные. Несмотря на это, наиболее

специфический по условиям континентальности отрезок тундровой зоны, по-видимому, следует рассматривать как особую фацию почв со своей группой подтипов (Герасимов, 1964). Подтипом почв подзоны типичной тундры этой фации являются тундровые глеевые гумусные почвы. Границы фации в настоящее время могут быть проведены предположительно по Лене (западная) и по Колыме (восточная). Мы предлагаем пока называть эту фацию Яно-Колымской. Ее появление в полярном поясе связано с особыми, резко континентальными климатическими условиями, свойственными не только тундровой, но и таежной зоне центральной части Восточной Сибири. Материалы по зональным таежным почвам центральной Якутии позволяют считать, что существуют ясные географо-генетические связи между нейтральными неоподзоленными неоглееными таежными почвами этой территории и описанными тундровыми глеевыми гумусными почвами Яно-Колымской фации.

АРКТОТУНДРОВЫЕ СЛАБОГЛЕЕВЫЕ ГУМУСНЫЕ ПОЧВЫ

Арктотундровые слабogleевые гумусные почвы формируются в плакорных суглинистых ландшафтах пятнистой нанополлигональной арктической тундры, описанной нами для южной части о-ва Большого Ляховского. Они развиты на высоких обдуваемых увалах и на низких плосковершинных увалах. Как уже отмечалось, эти ландшафты имеют хорошо выраженный нанорельеф и комплексный почвенный и растительный покров. Комплекс составлен следующими почвами: арктотундровой слабogleевой гумусной (под растительностью на поверхности нанополлигона), почвой пятна (под пятном на поверхности нанополлигона), болотной мерзлотной арктотундровой почвой (в термокарстовых микропонижениях).

В арктической тундре нанополлигоны отличаются меньшими размерами, чем в типичной тундре низовий Индигирки, более четко выраженной системой морозных трещин на поверхности почвы, значительным количеством пятен, иногда преобладающих по площади над задерненными участками. В то же время характерна очень небольшая разница относительных высот положительных и отрицательных элементов микрорельефа. Поверхность нанополлигонов почти теряет слабовыпуклую форму, разделяющие их трещины становятся узкими и мелкими. Врез термокарстовых понижений в поверхность тундры также уменьшается, т. е. наблюдается как бы тенденция к выравниванию микрорельефа. Поэтому разница в гидротермическом режиме отдельных элементов микрорелье-

фа здесь меньше, чем в типичной индигирской тундре, но общие закономерности сохраняются: положительный элемент (нанополлигон) находится в условиях несколько повышенного стока и большего прогревания, отрицательный элемент (термокарстовое понижение) характеризуется дополнительным притоком влаги и значительно меньшим прогреванием.

Арктотундровые слабogleевые гумусные почвы приурочены к периферии нанополлигонов, поросшей растительностью. Приводим описания трех разрезов этих почв, несколько различающихся по условиям заложения. Разрез 172 заложен на низком плосковершинном увале, сложенном суглинистой мелкоземистой толщей. Разрез 175 приурочен к аналогичным породам, но расположен на высоком обдуваемом увале с несколько иным характером ландшафта и иными свойствами почв (описание его см. на стр. 71). Разрез 70 также заложен на высоком обдуваемом увале, но почвообразующей породой здесь является тяжелосуглинисто-глинистая щебнистая толща.

Разрез 70 расположен в 3 км к северо-востоку от полярной станции Шалаурова на чуть пологой вершине обширного увала длиной 1,5—2 км, шириной 0,5—1 км. Условия дренажа здесь менее благоприятны, чем на участке заложения разреза 175. Микрорельеф характеризуется чередованием чуть вытянутых (вследствие еле заметного наклона поверхности) повышений и понижений (по-видимому, это также крупнопolygonальный микрорельеф). Понижения (шириной 3—7 м) представляют собой полосы стока (глубина вреза 0,2—0,3 м). Повышения (шириной 10—15 м) заняты пятнистой нанополлигональной тундрой. Растительность состоит из лисохвоста альпийского, ивы полярной, лапчатки, камнеломки. Моховой покров образован *Hylacomium*, *Samptothecium*, *Aulacomnium*. Лишайники представлены тамнолией, пелельником. Ширина задерненных полос вокруг пятен 5—15 см. Пятна имеют диаметр 30—50 см и приподняты над окружающей растительной дерниной на 5—10 см. Они покрыты трещинами усыхания, на поверхности имеются единичные куртины лисохвоста, камнеломок и мхов (описание сделано 24 августа).

0—1 см. Живой мохово-кустарниковый покров.
А 1—4 см. Темно-коричневый, гумусовый, без следов оглеения,

- уплотненный, влажный, с большим количеством живых корней и неразложившихся растительных остатков; переход постепенный.
- V_{1g} 16—32 см. Темно-бурый, с неясными сизо-ржавыми разводами, глинистый, неяснозернистый (мерзлотная текстура), уплотненный, влажный, содержит мало корней, встречается щебень роговиков, сланцев и некоторых других пород; переход постепенный.
- V_2 32—40 см. Бурый, однородно окрашенный, с еле заметными сизоватыми пятнами, глинистый, уплотненный, влажный, с единичными корнями, содержит щебень тех же пород, что и вышележащий горизонт; переход по границе мерзлого слоя.
- V_{gm} 40—44 см. Буровато-сизый суглинок с льдистыми прослоями толщиной 5—10 мм, содержит много глыб пород.
- G_m глубже 44 см. Сизый оглеенный мерзлый суглинок со щебнем и глыбами пород.

Разрез 172 заложен в 1 км к юго-востоку от полярной станции Кигилях, на обширной ровной водораздельной поверхности, в 700 м от морского берега с редко разбросанными мелкими озерками-лужицами. Здесь развита пятнистая нанополигональная арктическая тундра с нанополигонами обычного размера, на большей части которых (но не на всех) находятся оголенные пятна. Растительность представлена лисохвостом, ожикой, ивой полярной, мытником, мхами родов *Hylacomium*, *Aulacomnium*. Из лишайников развит *Cetraria* sp. (Описание сделано 24 августа.)

- 0—2 см. Живая подушка из растительности.
- A 2—3 см. Темно-коричневый с серым оттенком, перегнойно-гумусовый, влажный, содержит много корней; переход резкий.
- V_g 3—20 см. Коричневато-бурый с бледными сизыми и ржавыми пятнами, суглинистый, сильно влажный, содержит много корней; переход заметный.
- G 20—27 см. Сизовато-бурый с редкими рыжими пятнами, суглинистый, мокрый, почти без корней.
- G_m 27—35 см. Такой же, как вышележащий горизонт, но мерзлый, с льдистыми прослоями.

Приведенные описания показывают, что профиль арктогумусных слабogleевых почв состоит из органогенного горизонта А, сменяющегося минеральной толщей, слабо дифференцированной на генетические горизонты, несколько различающиеся по выраженности от-

леения (В, V_g). В нижней части профиля, на глубине 40—50 см, наблюдается значительное количество ледяных шпиров, в основном горизонтальных, которые расположены приблизительно на средней глубине сезонного протаивания. Последняя соответствует мощности почвенного профиля, который составляет всего 40—50 см.

Органогенный горизонт А залегает непосредственно под подушкой из живой растительности. Он отличается минимальной мощностью (1—5 см), что мы связываем с малым количеством ежегодного растительного опада, имеет рыхлое сложение, корешковат и, по-видимому, хорошо аэрируется благодаря маломощной, слабо увлажненной подушке растительности, а также близко расположенным пятнам и морозным трещинам между нанополигонами. Надо отметить также прерывистый характер органогенного горизонта вследствие большого количества пятен на поверхности тундры. Этот признак характерен для почв всей подзоны арктической тундры, так как разорванность растительного покрова является ее неотъемлемым свойством. Органическое вещество почвы отличается хорошей разложённостью. Наряду с этим горизонт содержит большое количество мертвых неразложившихся растительных остатков, главным образом корней, сохранивших свою структуру, что связано в основном с резкой концентрацией корней и опада в приповерхностной части профиля (см. табл. 5 и 6). Сочетание неразложившихся растительных остатков и хорошо разложённых гумусовых соединений при небольшом содержании органических веществ промежуточных стадий разложения (торфянистых, перегнойных) свидетельствует о сравнительно быстро идущих процессах гумификации растительных остатков. По-видимому, скорость их разложения во многом определяется отсутствием переувлажнения и хорошей аэрацией маломощной толщи органогенного горизонта. Эти же причины обуславливают, как указывалось выше, хорошую разложённость органического вещества в тундровых глеевых гумусных почвах среднетундровой подзоны.

В более западных частях подзоны арктической тундры, в условиях большего количества осадков, почвы имеют более мощные (5—10 см) и менее разложённые грубогумусные органогенные горизонты (Игнатенко, 1963).

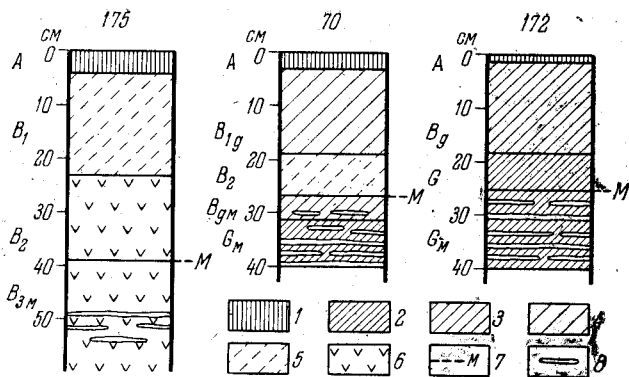


Рис. 21. Распределение оглеения в профиле арктотундровых слабogleевых гумусных почв

1—органогенный горизонт; 2—сильная степень оглеения: сплошная сизая окраска, иногда с редкими ржавыми окисленными пятнами; 3—средняя степень оглеения: чередующиеся сизые и ржавые пятна (так называемый пятнистый глей); 4—слабая степень оглеения: отдельные сизоватые и ржавые пятнышки и примазки на буром неоглеенном фоне; 5—очень слабые следы оглеения: еле заметные сизоватые и рыжеватые пятнышки на буром неоглеенном фоне; 6—неоглеенные горизонты; 7—глубина залегания мерзлоты; 8—включения льда. Цифры над профилями—номера разрезов

Под органогенным горизонтом залегает минеральная толща профиля, в которой намечается нерезкая дифференциация по морфологическому проявлению оглеения (рис. 21). В наиболее хорошо дренированных условиях (разрез 175) основная часть минеральной толщи почти не несет морфологических признаков оглеения, за исключением очень слабо выраженных пятнышек в 15—20-сантиметровой толще под органогенным горизонтом; общий фон подгумусового горизонта — неоглеенный. Такая морфологическая форма проявления оглеения названа нами условно слабой. Можно предполагать, что в почве с таким профилем в результате интенсивного испарения влаги через пятна в наиболее теплые периоды ликвидируется переувлажнение. Слабое оглеение подгумусового горизонта имеет поверхностный характер (после недавних дождей) и отчасти может быть связано с наибольшей биохимической активностью верхней части профиля.

В условиях менее хорошего дренажа (разрез 70, на легкой глине) степень оглеения профиля заметно возра-

стает. Верхняя часть минеральной толщи (мощностью около 20 см) слабо оглеена, и в этом отношении разрезы 175 и 70 сходны. Но в надмерзлотном горизонте степень оглеения увеличивается, ее можно расценивать как среднюю. Анаэробиз свойствен этому горизонту и проявляется постоянно, хотя и не во всей толще горизонта. Еще ниже залегает постоянно оглеенный мерзлый сизый горизонт (G_M). В средней части профиля часто можно фиксировать маломощную толщу (10—15 см), морфологически почти неоглеенную, т. е. в данном случае наблюдается как бы разрыв оглеения приповерхностных и надмерзлотных горизонтов. Как уже отмечалось, надмерзлотное оглеение мы связываем главным образом с постоянной нисходящей фильтрацией почвенных вод и задержкой их над мерзлотой, а также с оттаиванием нижних льдистых горизонтов. Верхнее оглеение, по-видимому, является непосредственным результатом выпадающих на поверхность почвы жидких осадков. В условиях небольшого увлажнения профиля и интенсивного испарения с поверхности приповерхностное переувлажнение и оглеение, по-видимому, часто могут локализоваться сверху, не сливаясь с надмерзлотным оглеением. В условиях индигирской тундры мы также иногда наблюдали некоторое уменьшение оглеения в средней части профиля, но это явление было там явно временным.

В почвах на низких плосковершинных увалах (разрез 172) с худшими условиями дренажа общая оглеенность еще более возрастает. Верхняя часть минеральной толщи (до глубины 20—30 см) имеет четкие признаки оглеения в виде ржавых и сизых пятен. Нижняя, надмерзлотная часть профиля стабильно оглеена и имеет характерную сизую окраску. Подобная степень оглеения и его распределение по профилю очень сходны с тем, что мы наблюдали в тундровых глеевых гумусных почвах подзоны типичной тундры. Для арктотундровых почв о-ва Большого Ляховского более характерна меньшая оглеенность (разрез 70), чем в общем не исключается варьирование степени оглеения.

Следует обратить внимание на то, что в почвах обеих тундровых подзон северной Якутии оглеение, как правило, наиболее выражено в нижних горизонтах профиля, наиболее низкотемпературных. Некоторые исследователи объясняют отсутствие оглеения в почвах высокоширотной

Таблица 21

Механический состав арктикотундровых слабоглеевых гумусных почв

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	Содержание	
				1—0,25	0,25—0,05
175	A	1—5	5	0	21*
	B'	5—15	4	0	6
	B''	27—37	3	0	6
	B _M	40—50	3	0	9
176 (под пятном)	Корочка		4	0	4
		0—10	4	0	8
		10—20	4	0	7
		20—30	3	0	7
70	A	1—4	3	9	22*
	B _g	5—15	2	2	6
	»	20—30	2	2	5
	B ₂	32—40	2	1	6
	G _M	45—55	1	1	7
71 (под пятном)		0—4	1	2	8
		5—15	1	1	8
		20—30	1	2	12
		35—40	1	1	13
172	A	2—3	6	2	5
	B _g	5—15	3	1	4
	G	20—25	4	1	2
	G _M	27—35	4	0	2

* Образец содержит много органических остатков.

Арктики низкой температурой деятельного слоя и подавленностью микробиологических процессов (Михайлов, 1960). Безусловно, интенсивность микробиологической деятельности влияет на проявление глеевого процесса. Экспериментальные данные (Полтев, 1963) показывают, что оглеение протекает и при температурах, близких к 0°, но с меньшей интенсивностью, чем при более высокой температуре (при прочих равных условиях). Повидимому, именно такие условия наблюдаются вблизи нижней границы протаивания. Степень оглеения надмер-

фракций, % (размер частиц, мм)					
0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	< 0,001 (после обработки H ₂ O ₂)	< 0,01
39	7	7	21	—	35
52	7	7	24	—	38
57	7	7	20	—	34
58	3	6	21	—	30
50	9	8	25	—	42
46	9	9	24	—	42
50	9	8	22	—	39
57	7	8	18	—	33
23	3	20	20	16	43
34	11	20	25	23	56
36	10	19	26	25	55
39	12	17	23	22	52
56	10	11	14	14	35
34	12	19	24	24	55
33	14	19	24	24	57
29	12	21	23	22	56
38	12	17	18	18	47
51	8	4	24	—	36
54	7	9	22	—	38
55	8	7	23	—	38
54	10	8	22	—	40

злотных горизонтов почв усиливается еще тем, что фильтрующиеся сюда почвенные воды обогащаются гумусовыми соединениями и в значительной мере обедняются кислородом при прохождении вышележащих генетических горизонтов. В целом оглеенность описываемых почв о-ва Большого Ляховского значительно меньше, чем почв западных частей подзоны арктической тундры и тундровых глеевых гумусных почв материковых тундр.

Общее ослабление процесса оглеения в наиболее континентальном секторе арктической тундры можно свя-

зать с несколькими причинами: с меньшим количеством осадков, в особенности жидких; с хорошей аэрацией почвенного профиля, повышенным испарением с поверхности пятен и, отчасти, с ослабленной биохимической активностью вследствие низких температур деятельного слоя.

Выше, при морфологическом описании арктотундровых слабogleевых гумусных почв, мы неоднократно сравнивали их с почвами более западных частей подзоны арктической тундры, выявляя те или иные различия. Подводя итог этим сравнениям, можно предположительно наметить следующие фациальные морфологические отличия арктотундровых слабogleевых гумусных почв: значительно более слабую степень оглеения, хорошую степень разложения органического вещества (формирование гумусовых и перегнойно-гумусовых, а не грубогумусных горизонтов), минимальную мощность органических горизонтов. Следует отметить, что два первых признака отличаются также почвы типичной тундры Якутии от таких же почв восточноевропейской части Советского Союза, т. е. значительно меньшая оглеенность почв и хорошая разложимость органического вещества свойственны обоим подзонам тундры северной Якутии и представляют их фациальные биоклиматические отличия. По сравнению с почвами материковых якутских тундр описываемые почвы более слабо оглеены и имеют менее мощный органический горизонт прерывистого характера. Эти морфологические признаки можно считать подзональными.

По механическому составу арктотундровые слабogleевые гумусные почвы суглинистые (разрезы 175 и 172) или глинистые (разрез 70), они развиты на однородной материнской породе — крупнопылеватом сутлинке (табл. 21). Разрезы 175 и 172 сформированы на достаточно мощной толще этих суглинков; в разрезе 70, напротив, мощность суглинистого плаща составляет около 0,5 м, он подстилается коренными породами (роговиками, амфиболитовыми сланцами и т. п.). Вследствие этого нижняя часть профиля этого разреза (с глубины 30—40 см) щебниста. В небольшом количестве щебень встречается и в верхних горизонтах. Обращает на себя внимание резкое преобладание в механическом составе почв пылеватых фракций (в частности, крупной пыли), так же как и в почвах индигирской тундры. По вопросу о генезисе этого явления существуют две точки зрения.

Одни исследователи считают, что морозное выветривание способствует интенсивному механическому диспергированию горных пород, превращая их в мелкозем с высоким содержанием пылеватых частиц. Наименьшим пределом измельчения крупных частиц являются размеры пылеватой фракции, т. е. пылеватые частицы почвы — это первичные минералы, раздробленные в процессе физического выветривания (Мазуров, 1948; Охотин, Мазуров, 1951, и др.). Другие авторы (Тютюнов, 1960) исходят из того, что промерзание почв способствует агрегированию почвенной массы (Качинский, 1927; Gargner, 1945; Domby, Kohnke, 1955; «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», 1957; Мотузов, 1960). Это агрегирование объясняется коагуляцией коллоидных частиц при замерзании, в значительной степени необратимой при длительном промерзании и низких температурах. Такие условия весьма характерны для северных районов, где почва находится в мерзлом состоянии около 8—10 месяцев в году, а зимние минимумы температуры воздуха доходят до -50° . И. А. Тютюнов считает, что пылеватость рыхлых грунтов северных районов является следствием мерзлотной коагуляции тонкодисперсных частиц, т. е. пылеватые частицы суть агрегаты, состоящие из наиболее тонких фракций мелкозема — коллоидных частиц.

Из образцов разрезов 70 и 71 нами были выделены три пылеватые фракции: 0,05—0,01; 0,01—0,005 и 0,005—0,001 мм двумя параллельными способами: с химической обработкой почвы по методике механического анализа, предложенной Качинским, и путем отмучивания и периодического сливания водной суспензии с предварительным растиранием смоченного образца резиновым пестиком в фарфоровой чашке (по методу Сабанина). Выделенные фракции были высушены и взвешены, после чего определено их содержание в почве (табл. 22). Из данных таблицы можно видеть, что количества частиц одного размера, но выделенные разными способами, близки между собой. Для фракций 0,05—0,01 и 0,005—0,001 мм эта разница не превышает 2%, для фракции 0,01—0,005 мм — 3%.

При просмотре выделенных фракций под микроскопом было обнаружено, что подавляющая их часть состоит из обломков первичных минералов. В небольшом

Таблица 22

Содержание пылеватых фракций, выделенных из арктикотундровых слабogleевых гумусных почв, %

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Размер частиц, мм					
			0,05—0,01		0,01—0,005		0,005—0,001	
			с химической обработки	без обработки	с химической обработки	без обработки	с химической обработки	без обработки
70	V _{1g}	5—15	34	33	11	10	18	16
		20—30	35	33	10	11	17	17
71 (под пятым)	»	0—4	37	37	10	10	18	16
		5—15	34	32	13	11	19	17
		20—30	33	34	10	10	20	20

количестве (~10—20%) встречаются агрегаты, состоящие из тонкодисперсных частиц с включениями мелких обломков первичных минералов, причем цемент имеет желтоватый цвет и, возможно, представляет собой соединения железа.

Таким образом, пылеватость суглинков о-ва Большого Ляховского связана с интенсивным механическим дроблением плотных пород в своеобразном процессе морозного выветривания. Коагуляция коллоидных частиц при замерзании, очевидно, наблюдается, но при оттаивании эти агрегаты почти полностью разрушаются, поэтому содержание их в пылеватых фракциях оттаявших почв невелико и не они обуславливают пылеватость почвенной толщи. В связи с этим тезис о связи пылеватости грунтов северных районов с мерзлотной коагуляцией дисперсных частиц нуждается в серьезной проверке.

Возвратимся к рассмотрению механического состава исследуемых почв. Содержание илстой фракции с глубиной постепенно убывает. Наблюдается некоторое обеднение илом гумусового горизонта, особенно резко выраженное в разрезе 70. Данные, полученные после обработки илстой фракции H₂O₂, еще отчетливее подчеркивают уменьшение содержания ила в гумусовом горизонте. По-видимому, возможен небольшой вынос илстых частиц из этого горизонта в нижележащий.

В целом минеральная часть почв не обнаруживает какой-либо закономерной дифференциации по механическому составу, хотя бы слабо выраженной (как это наблюдается в почвах индигирской тундры). Наиболее заметные колебания связаны с органомным горизонтом, хотя и они не обязательны (разрез 172).

Распределение в профиле почв валового содержания SiO₂ и R₂O₃ показывает большое однообразие минеральной части и по химическому составу. Отклонения опять-таки наблюдаются только в валовом составе органомных горизонтов, который во многом определяется химическим составом растительного опада, который, ввиду мозаичности ассоциаций, является также величиной переменной (табл. 23). Поэтому мы не придаем выявленным колебаниям валового состава органомных горизонтов диагностического значения. Однако рассмотрение всех возможных вариаций валового состава горизонта А, безусловно, представляет интерес. Наиболее значительно отличается от нижележащих горизонтов по содержанию валовых R₂O₃ и SiO₂ горизонт А разреза 70. В нем можно наблюдать обеднение Al₂O₃, коррелирующее с уменьшением содержания ила при максимальном содержании Fe₂O₃ (табл. 24). Если бы толща не была щебниста с глубины 20—30 см, можно было бы даже фиксировать в профиле некоторое подобие иллювиального горизонта. В разрезе 172 наблюдается в общем та же картина, но обеднение горизонта А Al₂O₃ выражено в значительно меньшей степени. При этом валовой состав илстой фракции в общем однообразен в обоих разрезах (табл. 25).

Таким образом, в арктикотундровых слабogleевых гумусных почвах наблюдаются зачаточные формы дифференциации профиля по распределению R₂O₃, которые получают более заметное развитие в тундровых глеевых гумусных почвах типичной тундры. Слабо проявляющийся элювиальный процесс затрагивает только самый верхний органомный горизонт профиля, что связано с суровой энергетической обстановкой в арктической тундре. Выявленные свойства в значительной мере могут быть обусловлены и колебаниями химического состава опада растений, но об этом трудно судить из-за отсутствия данных о зольном составе растений для каждого разреза. Все же повторяющаяся в обоих раз-

Таблица 23

Химический состав золы некоторых растений арктической тундры, % от чистой золы

Растение	Гигроскопическая влага, %	Зола, %		Нерастворимый остаток, %	CO ₂ , %	SiO ₂		P ₂ O ₅										
		сырая	чистая			в HCl	в KOH		сумма									
Лисохвост альпийский	8,34	12,13	10,19	14,48	1,41	1,82	25,79	8,72										
Ожика слутанная	9,45	6,72	4,22	33,58	3,63	2,80	18,13	5,68										
Ива полярная	11,26	10,76	6,52	31,66	7,79	3,40	11,98	5,68										
Средний валовой состав минеральных горьзонтов	—	—	—	—	—	—	—	68,25										
								0,17										
Растение	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма									
										7,31	1,58	8,89	7,68	5,22	0,29	30,91	2,72	92,04
Ива полярная	8,86	2,67	11,53	36,68	15,94	0,50	7,62	2,33	96,66									
Средний валовой состав минеральных горьзонтов	18,13	5,42	23,55	1,77	2,37	Следы	2,16	2,49	—									

разгах (с разными по флористическому составу ассоциациями) закономерность колебания в содержании ила позволяет предположить в почвах зачаточный процесс дифференциации с явлениями нисходящего переноса суспензий.

Логичность предположения подтверждается и тем, что элювиальный процесс наиболее четко выражен в почве глинистого механического состава (разрез 70), в котором поверхностный застой влаги и нисходящие миграции при оттаивании должны получать наиболее яркое для данных условий выражение. К сожалению, в литературе не имеется данных, характеризующих почвы подобных ландшафтов других частей подзоны арктической тундры. Сравнение почв исследуемого района и тундр Югорского полуострова (Игнатенко, 1963) не совсем правомочно, так как последние больше напоминают почвы северных вариантов типичной тундры — они характеризуются сильной оглеенностью профиля, довольно мощной грубогумусной подстилкой, на поверхности тундр четко выражен пучинный микрорельеф и т. д.

Возвращаясь к рассмотрению валового состава аркто-тундровых гумусных слабоглеевых почв, отметим, что в нем отмечается резкое уменьшение содержания Na₂O и K₂O в органогенном горизонте. Это связано, очевидно, с высокой геохимической подвижностью натрия и калия в тундровых ландшафтах и с быстрой потерей их растительным опадом при разложении. Такое же явление наблюдается и в органогенных горизонтах тундровых глеевых гумусных почв. Содержание остальных компонентов валового состава стабильно по всем генетическим горизонтам.

Для гипергенной толщи в тундровых областях характерно присутствие большого количества слабо окристаллизованных новообразованных соединений R₂O₃, о чем мы уже упоминали выше. В изучаемых разрезах арктотундровых слабоглеевых гумусных почв содержится значительное количество оксалатно-растворимых веществ, особенно окислов Fe₂O₃ (табл. 26). Количество последних колеблется в пределах 1—1,5% на абсолютно сухую почву, что составляет 25—30% от валового содержания Fe₂O₃. Количество оксалатно-растворимых Al₂O₃ и SiO₂ значительно меньше, особенно последней. Для распределения всех аморфных окислов по

Таблица 24

Валовой состав арктотундровых слабogleевых гумусных почв, % на

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
70	A	1—4	15,27	72,13	6,36	15,37
	B _{1g}	5—15	7,96	68,18	5,92	17,67
	»	20—30	6,19	67,03	5,46	19,32
	B ₂	32—40	5,49	67,99	5,76	17,92
	G _M	45—55	3,78	69,82	4,56	17,63
71 (под пятном)		0—4	15,69	54,65	26,97	10,37
		5—15	15,15	54,03	28,11	10,42
		20—30	17,42	54,13	28,39	10,00
		35—40	18,60	53,20	30,69	9,20
172	A	2—3	19,44	70,68	5,58	15,88
	B _g	5—15	5,59	69,40	5,12	16,37
	G	20—25	5,07	70,85	5,10	16,68
	G _M	27—35	7,96	70,32	4,70	16,60

профилю характерно отсутствие значительных количественных колебаний. Наибольшие отклонения отмечаются для органогенного горизонта разреза 175, что мы склонны связывать с содержанием того или иного окисла в опаде и с его судьбой в процессе разложения. Очевидно, наличие слабо элювиального процесса также определяет судьбу веществ, поступающих в органогенный горизонт. В распределении Fe₂O₃, безусловно, играет большую роль и преобладающий окислительный режим верхней части профиля. Аморфные или слабо окристаллизованные окислы Fe₂O₃ содержатся в почвенной массе в виде конкреций разнообразной формы и строения (облаковидных сгустков и сгустков с темным цементированным ядром), в виде пленок и в форме сплошного пропитывания мелкозема.

Стабильность минеральной части почв можно связать с рядом причин. По-видимому, важнейшими из них являются: краткость периода активного почвообразования, низкая температура толщи, низкий энергетический уровень почвообразования, небольшое количество жид-

прокаленную почву

R ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Молекулярные отношения	
					SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
21,73	1,99	2,59	—	—	8,0	30,2
23,59	1,96	2,27	2,22	2,40	6,6	30,8
24,78	1,78	2,58	2,27	2,27	5,9	32,7
23,68	1,91	2,35	2,12	2,51	6,4	31,4
22,19	1,43	2,30	2,02	2,78	6,7	40,6
37,34	0,50	2,58	3,02	0,74	—	—
38,53	0,36	2,11	2,88	0,72	—	—
38,39	0,36	2,39	2,92	0,78	—	—
39,89	0,50	2,47	2,37	0,53	—	—
21,46	2,67	1,97	0,46	1,45	7,6	33,9
21,49	2,47	1,59	1,87	2,27	7,2	36,0
21,78	2,38	1,60	1,44	1,94	7,3	37,0
21,30	2,49	1,56	1,77	1,77	7,2	39,8

ких осадков и слабое промачивание почв, слабое проявление мерзлотных миграций веществ в осенне-зимний период вследствие большой скорости промерзания деятельного слоя, господствующий аэробный режим верхней части профиля и связанная с этим малая подвижность железа.

Наряду с отсутствием дифференциации минеральных компонентов по профилю в минеральной части почв происходят изменения in situ, вызываемые почвообразованием, о которых мы знаем очень мало. Они состоят главным образом в формировании значительного количества органо-минеральных и минеральных новообразований и их дальнейших превращениях в процессе почвообразования. Об этом свидетельствует присутствие в почвах большого количества соединений SiO₂ и R₂O₃, извлекаемых вытяжкой Тамма, наличие органо-железистых конкреций, как образующихся, так и разрушающихся (обнаруженных в шлифах). Ниже, при рассмотрении группового состава гумуса, мы увидим, что почвы содержат большое количество гумусовых соедине-

Таблица 25

Валовой состав илстой фракции арктогундровых слабоглеевых гумусовых почв, % на прокаленную почву

№ раз- реза	Гори- зонт	Глубина, см	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Молекулярные отношения	
											SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃
70	B _{1g}	5—15	56,54	10,68	26,90	37,58	0,31	2,05	2,58	0,85	3,6	14,2
	»	20—30	54,69	11,05	26,77	37,82	0,16	2,19	2,98	0,86	3,5	13,2
	B ₂	32—40	53,26	11,72	28,32	40,04	0,16	2,44	2,95	0,73	3,2	12,2
	G _M	45—55	51,51	12,41	28,71	41,12	0,33	3,05	2,53	0,67	3,0	11,1
172	A	2—3	57,19	13,58	24,90	38,48	0,86	2,28	—	—	3,9	11,2
	B _g	5—15	52,82	19,05	22,30	41,35	1,28	2,68	0,96	0,31	4,0	7,4
	G	20—25	53,23	17,10	23,88	40,98	1,10	2,20	1,20	0,33	3,8	8,3
	G _M	27—35	52,24	16,70	25,50	42,20	1,48	2,30	1,26	0,39	3,5	8,3

ний, имеющих прочную связь с минеральной частью почв. Все эти факты свидетельствуют о том, что почвенная толща даже на таких высоких широтах не является неизменной почвообразующей породой, хотя, конечно, масштаб этих изменений иной, чем в более южных зонах.

Арктогундровые слабоглеевые гумусные почвы относятся к группе слабокислых почв с почти насыщенным поглощающим комплексом, т. е. представляют самый крайний член кислого ряда, наиболее близкий к нейтральным почвам (см. табл. 26). Верхние горизонты их обычно более кислые (рН водный 5,5—6,0), чем нижние, что, безусловно, следует связывать с наибольшим промыванием и кислотным характером процесса гумификации верхних горизонтов. Реакция нижних горизонтов часто нейтральна. Степень различия верхних и нижних горизонтов по величине актуальной кислотности обнаруживается зависимость от степени оглеения профиля. В наиболее оглеенных почвенных разновидностях (разрез 172) заметных различий в кислотности не наблюдается, весь профиль одинаково кислый. Наибольшие колебания величины кислотности по профилю наблюдаются при слабой степени оглеения верхних горизонтов (разрез 70) или всего профиля (разрез 175). По-видимому, условия меньшей увлажненности верхних горизонтов являются следствием более сильного испарения через пятна и способствуют более быстрой нейтрализации кислых гумусовых соединений. Как мы уже отмечали, поглощающий комплекс почв в общем насыщен основаниями. Небольшая ненасыщенность обычно наблюдается только в органогенном горизонте, причем величина ее возрастает с увеличением степени оглеения профиля. В наименее оглеенных вариантах почв органогенный горизонт может быть насыщенным основаниями. Несмотря на почти полное отсутствие поглощенного водорода в минеральных горизонтах, их поглощающий комплекс не содержит обменного Na⁺ (даже в самых нижних горизонтах с нейтральной реакцией).

В связи с тем, что изучаемые почвы характеризуют наиболее континентальный отрезок северной части подзоны арктической тундры, следует обсудить довольно распространенный тезис о солончаковатости и карбонатности почв арктической тундры. Как показывают приве-

Таблица 26

Свойства арктикотундровых слабоглеевых гумусных почв

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	pH		Гумус, %	Азот по Кьельдалю, %	Поглощенные катионы, по Гедройцу, мг-экв/100 г почвы					Ненасыщенность, %	Вытяжка по Тамму, % на абсолютно сухую почву			Fe ₂ O ₃ в вытяжке Тамма, % на прокаленную почву
				водный	солевой			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	H ⁺	сумма		Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	
175	A	1—5	4,13	5,8	4,9	4,1	0,69	14,8	8,2	—	0,3	23,3	Нет	1,4	0,6	1,7	—
	B'	5—15	2,76	5,8	5,1	3,3	0,13	10,1	7,0	—	0,2	17,3	»	1,6	0,8	0,4	—
	B''	27—37	2,21	6,0	5,4	1,6	0,09	9,0	5,6	—	0,7	15,3	»	1,5	0,7	0,5	—
	B _M	40—50	2,09	7,2	5,8	1,5	0,10	9,0	6,1	—	0,7	15,8	4	1,5	0,7	—	—
176 (под пятном)	Корочка	—	—	5,6	4,7	0,3	—	7,2	6,6	—	0,7	14,5	4	1,5	—	—	—
	0—10	—	—	5,4	4,9	1,8	—	7,3	6,0	—	0,3	13,6	Нет	1,7	—	—	—
	10—20	—	—	5,6	5,3	2,0	—	8,9	7,3	—	0,3	16,5	»	1,5	—	—	—
	25—30	—	—	6,3	5,6	2,3	—	9,8	6,7	—	—	16,5	»	1,7	—	—	—
70	A	1—4	5,01	5,5	5,0	7,5	0,40	20,0	9,5	—	0,9	30,4	3	0,8	0,5	0,1	—
	B _{1g}	5—15	3,07	5,7	5,2	3,6	0,17	12,0	4,5	0,2	0,5	17,2	3	0,9	0,5	0,08	1,05
	»	20—30	3,13	5,9	5,3	3,2	—	13,6	5,4	0,3	0,3	19,6	Нет	1,0	0,4	0,2	1,12
	B ₂	32—40	2,87	6,6	6,2	2,9	—	14,0	6,2	0,2	0,2	20,6	»	—	—	—	—
71 (под пятном)	G _M	45—55	1,88	7,2	6,9	1,9	0,09	11,4	4,1	0,2	0,1	15,8	»	1,0	0,5	0,2	1,14
	0—4	—	—	5,5	5,0	3,0	—	13,9	6,2	—	0,4	20,5	Нет	1,1	—	—	—
	5—15	—	—	5,6	4,8	3,4	—	13,4	6,7	—	0,4	20,5	»	1,1	—	—	—
	20—30	—	—	6,1	5,4	3,2	—	15,3	7,7	—	0,2	23,2	»	1,0	—	—	—
172	35—40	—	—	6,3	5,9	2,4	—	14,4	6,2	—	0,1	20,7	»	1,0	—	—	—
	A	2—3	4,22	5,2	4,5	7,5	—	8,2	6,7	—	2,8	17,7	15	1,2	0,5	0,3	1,48
	B _g	5—15	2,08	5,9	4,6	2,4	—	6,5	4,6	—	0,4	11,5	3	1,2	0,4	0,2	1,33
	G	20—25	2,07	5,4	4,6	2,7	—	6,9	4,8	—	0,4	12,1	3	1,3	0,4	0,1	1,32
G _M	27—35	2,39	5,5	5,0	5,1	—	—	9,7	4,2	—	0,2	14,1	Нет	1,0	0,3	0,2	1,06

денные данные, даже в наименее увлажненных для арктической тундры условиях почвы имеют слабокислую реакцию, почти насыщенный поглощающий комплекс, но не несут признаков солончаковатости и карбонатности. По-видимому, такие признаки могут возникать в почвах арктической тундры по двум причинам: во-первых, в связи с близостью карбонатной или засоленной породы к поверхности и интенсивными восходящими движениями почвенной массы и растворов при пятнообразовании; по этой причине солончаковатость и карбонатность на пятнах могут возникать не только в подзоне арктической

тундры, но и в типичной тундре, что подтверждается данными Д. А. Драницына для низовий Енисея, Б. Н. Гордкова — для гыданской тундры; во-вторых, в связи с импульвизацией морских солей на поверхности почв в прибрежных тундровых территориях (о чем свидетельствуют исследования Ю. А. Ливеровского и Н. В. Игнатенко на Югорском полуострове).

Мы предполагаем, что солончаковатость и карбонатность, как следствие биоклиматических условий и, в частности, непромывного выпотного режима плакорных почв, проявляются на еще более северных терри-

ториях, которые были отнесены нами к двум почвенным зонам — арктической и полярнопустынной (Таргульян, Караваева, 1964). В первой, арктической зоне карбонатность и солончаковатость проявляются спорадически, в зависимости от состава пород, степени дренированности и т. д.; в полярнопустынной зоне (Антарктида, северная Гренландия и др.) они широко распространены.

Содержание гумуса в почвах достаточно велико, если учесть низкорослость и разорванность растительного покрова (высота травостоя 10 см и менее). В органическом горизонте содержится до 4—7% гумуса, к низу его количество очень постепенно уменьшается, но даже в надмерзлотных горизонтах не падает ниже 1,5—2,0%. В целом формируется пропитанно-гумусовый профиль. В наиболее увлажненных почвах наблюдается увеличение содержания гумуса над мерзлотой. Гумусовая окраска прослеживается только в органическом горизонте, минеральные горизонты пропитаны бесцветным органическим веществом. Некоторое несоответствие между запасами гумуса в почвах и малой биологической массой на поверхности обусловлено большими запасами подземной биомассы в описываемых сообществах. Подземная биомасса превышает надземную для отдельных видов растений в 2—12 раз (Александрова, 1958б). При этом основная масса подземных органов растений (до 90%) располагается в приповерхностном слое почвы. Общие запасы биомассы в изучаемых тундрах не меньше, чем в арктических тундрах более западных областей.

О качественной стороне химического состава опада можно получить некоторое представление по зольному составу трех, наиболее распространенных в изучаемых ландшафтах растений (см. табл. 23). Эти данные свидетельствуют о довольно высокой зольности лисохвоста альпийского, ивы полярной. В составе золы кустарничков преобладают Са (ива) или Са и Si (ожика). В целом в кустарничках основную массу золы составляют Са, Mg и Si, иногда с участием других элементов, например К в ожике. В злаках (лисохвост), как обычно, преобладают К и Si (в сумме около 60%). Для всех трех растений характерно наименьшее содержание в золе Na, Fe и Mn. Состав их золы можно представить в виде следующих рядов по убыванию процентного содержания элементов:

Лисохвост альпийский: $K > Si / > P > Ca > Al > Mg > / Na > Fe > Mn$.

Ива полярная: $Ca / > Mg > Si / > Al > K > P / > Fe > Na > Mn$.

Ожика спутанная: $Ca > Si / > K > Mg / > Al > P / > Na > Fe > Mn$.

Состав золы растений арктической тундры и типичной тундры низовой Индигирки в общем аналогичен. Пушица и осока обладают меньшей зольностью, чем лисохвост, но ряды процентного содержания элементов в золе для всех трех растений очень близки.

Для того чтобы оценить геохимическую роль растений в концентрации элементов, поступающих с опадом на поверхность почвы, мы рассчитали ряды биологического поглощения и коэффициенты биологической аккумуляции (табл. 27).

Таблица 27

Показатели биологической аккумуляции некоторых растений арктической тундры

Растение	Ряд биологического поглощения	Коэффициенты биологической аккумуляции
Лисохвост альпийский	1	$P^{51,3} Mn^{29,0} K^{14,3} Ca^{4,3} Mg^{2,2} Na^{1,10} Si^{0,40} Fe^{0,29}$
Ожика	2	$P^{33,4} Mn^{58,0} Ca^{12,7} K^{7,7} Mg^{5,8} Na^{1,22} Fe^{0,41} Si^{0,30}$
Ива полярная	3	$P^{33,4} Mn^{50,0} Ca^{20,7} Mg^{6,7} K^{3,5} Na^{0,84} Fe^{0,49} Si^{0,22}$

Данные табл. 27 позволяют сгруппировать элементы в следующие классы биологической аккумуляции:

Коэффициент	Класс	Элементы
10,0	Энергично накапливаемые	P, Mn (Ca, K)
10,0—1,0	Сильно накапливаемые	Ca, K, Mg, Na
1,0—0,1	Слабого накопления и среднего захвата	Fe, Al, Si

Наибольшую избирательную способность растения обнаруживают к абсолютным органогенам — P и, по-видимому, S (по которой у нас нет данных), а также к Mn. Но, несмотря на это, относительное содержание последнего в золе растений остается наименьшим по сравнению с другими элементами.

Таблица 28

Фракционный состав гумуса арктикотундровых слабоглеевых гумусных

Глубина, см	С об-щий, %	Фракция, извлекаемая спирто-бензолом	Декальцинат	Ia фракция ф. к.**	I фракция			II фракция	
					г. к.***	ф. к.	сумма	г. к.	ф. к.
1—4	7,06	5	2	2	7	11	18	1	1
5—15	2,09	7	2	5	9	17	26	3	3
20—30	1,89	8	2	7	7	14	21	5	0
32—40	1,68	8	2	3	5	9	14	5	5
45—55	1,11	14	2	4	2	5	7	7	2

* Анализ выполнен по методике И. В. Тюрина (см. Арияшуккина, 1952).

** Ф. к. — фульвокислоты.

*** Г. к. — гуминовые кислоты.

Следующую группу элементов, очень интенсивно концентрируемых растениями, образуют Са или (в злаках) К (коэффициенты биологической аккумуляции от 10,0 до 30,0).

Еще менее активно поглощается группа элементов, в состав которой входят К, Mg и Na (для злаков К замещается Са). В этой группе Na имеет коэффициент, близкий к 1,0, т. е. практически не концентрируется растениями, а захватывается в той же пропорции, в какой содержится в породе. Наконец, группу элементов, не концентрируемых растениями, с коэффициентами больше 1,0, образуют Fe, Al и Si. При этом в кустарничках наименьший коэффициент имеет Si, в злаках — Fe. В целом ряды поглощения для растений арктической и типичной подзон тундры различаются некоторыми частными моментами, но обнаруживают один важный общий признак — в них, кроме элементов-органогенов (и по-видимому, Mn), энергично концентрируются основания, в первую очередь Са, и К.

Но, как известно, из-за разной геохимической подвижности элементов их соотношение в разлагающемся опаде сильно меняется по сравнению со свежим опадом. Мы не располагаем данными по химическому составу опадов разных степеней разложения, но можно с уверенностью сказать, что направление этого процесса на о-ве Большом Ляховском таково, как и в низовьях Индигир-

почв (разрез 70), % от общего углерода *

сумма	III фракция			Негидролизуемый остаток	Сумма всех фракций	Сумма фракций		Сг. к.	N об-щий, %	C/N
	г. к.	ф. к.	сумма			г. к.	ф. к.			
2	3	14	17	48	94	11	28	0,4	0,40	18
6	2	15	17	34	97	14	40	0,4	0,18	12
5	4	13	17	34	94	16	34	0,5	0,17	11
10	6	14	20	38	95	16	31	0,5	0,14	12
9	4	11	15	44	95	13	22	0,6	0,11	10

ки. В последнем районе мы констатировали быструю потерю опадом К, Na, Mg и элементов-органогенов, сравнительно замедленный вынос Са и еще более замедленный вынос (относительное накопление) Si, Al и Fe. На о-ве Большом Ляховском этот процесс происходит значительно медленнее в связи с меньшим количеством жидких осадков, укороченностью теплого периода, его низкой температурой. Таким образом, гумификация растительных остатков на острове протекает при благоприятных условиях аэрации, в слабокислой среде, при почти насыщенном поглощающем комплексе. Абсолютное количество растительного опада невелико. Мы предполагаем, что эти условия в значительной мере способствуют быстрому разложению органического опада и формированию гумусовых, а не грубогумусных горизонтов, несмотря на неблагоприятные термические условия. Последние являются причиной упрощенного строения образующихся гумусовых соединений (Кононова, 1951), т. е. фульвокислотного состава гумуса. В то же время слабокислая среда и значительное количество оснований в поглощенной форме способствуют быстрому усреднению кислых гумусовых соединений, потере ими кислотных свойств. Наиболее дисперсные гумусовые соединения проникают внутрь почвенного профиля, закрепляясь здесь в органо-минеральных формах.

Групповой состав гумуса арктикотундровых слабоглеевых гумусных почв имеет ряд характерных черт (табл. 28, рис. 22). Важнейшими из них являются: пре-

обладание фульвокислот во всех выделенных фракциях при отношении $C_{г.к.}/C_{ф.к.}$ в пределах 0,3—0,6; большое содержание прочно связанных с минеральной частью форм гумусовых веществ — негидролизуемого остатка (30—40%) и третьей фракции (15—20%); однообразие качественного состава гумуса в пределах профиля.

Выше, при рассмотрении качественного состава гумуса почв индигирской тундры, мы в общем отмечали те же характерные признаки — хорошую разложенность органического вещества, фульватный состав гумуса, однообразие качественного состава гумуса в пределах профиля. Это свидетельствует о сходстве условий разложения в обеих рассматриваемых подзонах, несмотря на имеющиеся различия в морфологии и свойствах почв. Особенно обращают на себя внимание сходный характер распределения гумуса по профилю, глубокое пропитывание почвы гумусом, вплоть до мерзлого горизонта, иногда с надмерзлотным максимумом (по типу мерзлотной ретинизации, описанной нами выше). Между тем, физико-химические условия проникновения гумусовых соединений в глубь профиля в обеих подзонах различны. В индигирской тундре пропитывание почвы гумусом до мерзлоты наблюдается в условиях оглеения и кислой реакции всего профиля. На о-ве Большом Ляховском достаточно четкое оглеение выражено только в нижней части профиля (причем не всегда); почвы имеют слабокислую реакцию, в нижних горизонтах иногда даже нейтральную. Таким образом, можно констатировать, что ослабление оглеения и значительное снижение кислотности почв не уменьшают миграционной способности гумусовых соединений, проникающих до самых нижних горизонтов профиля. Как мы предполагаем, широкий диапазон подвижности этих соединений в изучаемых почвах связан со специфической природой гумуса рассматриваемых почв, формирующихся в условиях крайне низких температур.

В целом запасы гумуса в изучаемых почвах и, отчасти, распределение гумуса обнаруживают зависимость от общей увлажненности профиля, от интенсивности нисходящих токов. Разрез 175, наименее увлажненный, имеет наименьшие запасы гумуса в горизонте А и во всем профиле. Для распределения гумуса характерно более резкое снижение его содержания с глубиной, особенно в нижних горизонтах. Еще резче эти черты выра-

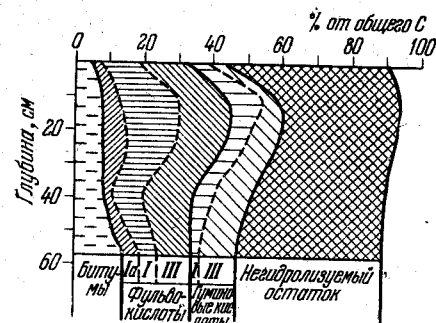


Рис. 22. Качественный состав гумуса арктогундровой слабоглеевой гумусовой почвы (разрез 70)

жены в почвах более северных территорий, например на о-ве Большевик (Михайлов, 1960), где увлажнение почв и их промывание еще более ослаблены на фоне уменьшения общего количества биомассы. Содержание гумуса в органическом горизонте составляет здесь всего 2—2,5%, лишь в наиболее благоприятных условиях достигая 5—6%; нижние минеральные горизонты с глубины 20—30 см содержат менее 1% гумуса. При подвижном характере гумусовых соединений (а он не может быть иным в крайне суровых термических условиях) более резкое снижение содержания гумуса с глубиной не может означать дернового процесса, а является следствием уменьшения общего количества новообразованного гумуса, а также слабо выраженных процессов промывания почв, особенно их нижних горизонтов. При возрастании увлажнения профиля и морфологическом проявлении оглеения (разрезы 70, 172) увеличиваются количество биомассы и общие запасы гумуса в профиле; распределение гумуса в минеральной части профиля становится равномерным, иногда с максимумом в надмерзлотном горизонте (последнее наблюдается и в гумусо-ретинизованных почвах индигирской тундры).

Мы считаем, что на о-ве Большом Ляховском в условиях нормального для этих тундр увлажнения мерзлотная ретинизация гумуса находит проявление, доказательством чему являются гумусовые профили разрезов 70 и 172: первый — пропитанно-ретинизованный, вто-

рой — собственно ретинизованный. Но, по-видимому, в условиях недостаточной увлажненности деятельного слоя — при повышенном дренаже (более характерном для расположенных севернее территорий) — констатируется затухание мерзлотной ретинизации гумуса (и других компонентов). Это связано с постепенным исчезновением при движении к северу условий, вызывающих ретинизацию или благоприятствующих ей. Мы имеем в виду два условия: формирование значительного количества подвижных новообразованных гумусовых соединений и интенсивные нисходящие миграции веществ (рис. 23).

При незначительном общем количестве новообразованного гумуса соотношение в почвах органической и минеральной частей узкое, что благоприятствует взаимным реакциям между ними. Слабые нисходящие токи не способствуют глубокому проникновению гумуса и пропитыванию им профиля. Следует подчеркнуть, что аккумуляция (закрепление) гумусовых веществ как в органогенном горизонте, так и минеральном происходит в форме соединений, прочно связанных с R_2O_3 и с глинистой частью почв (негидролизующий остаток и третья фракция). В закреплении гумусовых соединений основания не играют никакой роли, что также свидетельствует о невозможности проведения аналогий между аккумуляцией подобных гумусовых соединений и дерновым процессом.

На основании вышеизложенного перечислим основные свойства арктотундровых гумусных слабоглеевых почв о-ва Большого Ляховского.

1. Оглеение в них выражено довольно слабо по всему профилю (слабая и средняя степени оглеения по принятой нами условной шкале). Наиболее типичны присутствие ржавых и сизых примазок на общем неоглеенном фоне и усиление оглеения книзу, иногда с формированием горизонта G в самой нижней части сезонно-протаивающей толщи. Оглеение является наиболее характерным признаком тундровых глеевых почв.

С усилением дренированности на некоторых местообитаниях острова оглеение в почвах вообще исчезает (разрез 175), во всяком случае не имеет морфологического проявления, хотя в условиях очень низкого испарения оно всегда потенциально возможно. Мы думаем, что периодически оглеение возникает и на хорошо дрениро-

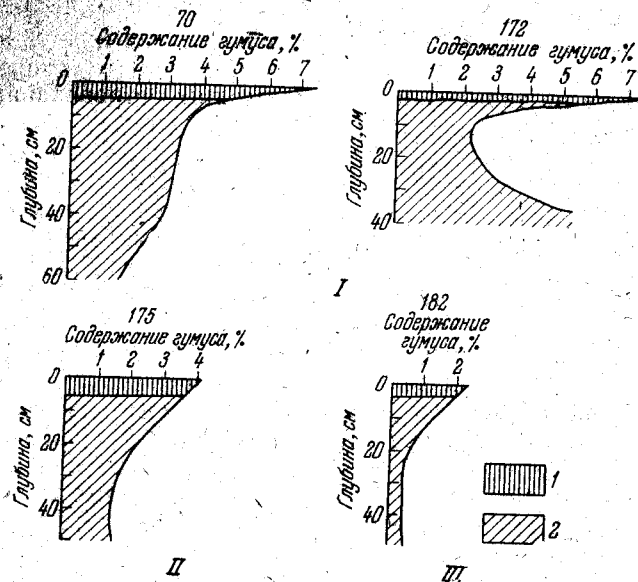


Рис. 23. Гумусовые профили арктотундровых слабоглеевых гумусных почв и почв арктической зоны

I — ретинизованные гумусовые профили; II — гумусовый профиль с затухающей ретинизацией гумуса; III — слабо потечно-гумусовый профиль «дерновой арктической почвы» на о-ве Большевик (по И. С. Михайлову, 1960). Цифры над профилями — номера разрезов.

1 — органогенный горизонт; 2 — минеральная толща

ванных местообитаниях. Но исчезновение морфологических признаков оглеения при сравнительно небольшом улучшении дренажа свидетельствует о слабости глеевого процесса в биоклиматических условиях острова. Последнее связано с небольшим количеством жидких осадков и повышенным испарением деятельного слоя в связи с разорванным растительным покровом.

2. Хорошая разложённость органического вещества и формирование гумусовых (а не грубогумусных) горизонтов; последние имеют минимальную мощность и в горизонтальном направлении прерывисты вследствие разорванного растительного покрова. Для тундровых глеевых почв более характерно полуразложившееся органическое вещество, формирующее грубогумусные

органогенные горизонты. Только в наиболее континентальных для тундровой зоны условиях, на низменности между Яной и Колымой и на о-ве Большом Ляховском (а также на территориях близлежащих островов и архипелагов), хорошая разложённость органического вещества широко распространена в плакорных почвах и является устойчивым признаком. Таким образом, наличие тундровых глеевых почв с гумусным органогенным горизонтом, с одной стороны, расширяет принятые до сих пор генетические рамки этих почв; с другой стороны, этот признак свидетельствует о существовании в наиболее континентальной части тундровой зоны специфических условий почвообразования, проявляющихся в обеих представленных подзонах тундры.

3. Специфическая серия почвенных горизонтов (и подгоризонтов) профиля: A_1, B, B_g, G, M — наиболее типична; A, B_g, B, B_g, G, M или A, B, M — в наиболее дренированных условиях; A, B_g, G, M — в наименее дренированных условиях. Наличие в наиболее типичных вариантах почв нескольких подгоризонтов минеральной толщи связано со сравнительно большей дифференциацией профиля по степени оглеения и является результатом общей меньшей оглеенности деятельного слоя. В случае повышенной дренированности число подгоризонтов уменьшается, так как минеральная толща не оглеена и составляет единый горизонт B . В случае затрудненного дренажа число подгоризонтов также уменьшается, так как минеральная толща в общем разделяется на две части: верхнюю — менее оглеенную и нижнюю — сильно оглеенную. Для тундровых почв низовий Индигирки наличие неоглеенных и слабо оглеенных подгоризонтов не характерно. В пределах остальных частей тундровой зоны они могут временно появляться на некоторых стадиях развития микрорельефа.

4. Слабокислая, иногда нейтральная реакция в нижних горизонтах. Для тундровых глеевых почв в целом характерна кислая и слабокислая реакция. Нейтральные и слабощелочные значения pH во всех подзонах тундровой зоны обычно возникают на определенных стадиях развития микрорельефа при условии близкого залегания карбонатных или соленосных пород или в результате импультверизации морских солей на поверхность почв. Нейтральную реакцию в надмерзлотных горизонтах не-

которых из описываемых почв, по-видимому, следует рассматривать как следствие ослабления промывного режима. Это дает основание считать, что арктотундровые слабогумусные глеевые почвы обладают некоторыми свойствами почв более северной зоны (полярнопустынной по Б. Н. Городкову и В. Д. Александровой, арктической по В. О. Таргульяну и Н. А. Караваевой), для которой, по-видимому, характерен полупромывной режим деятельного слоя.

5. Насыщенность поглощающего комплекса минеральной толщи при небольшой ненасыщенности органогенных горизонтов. Это свойство имеет прямую связь с условиями, определяющими кислотность почв. Поэтому наблюдается увеличение ненасыщенности органогенного горизонта с увеличением общей увлажненности профиля (разрез 172). Для типа тундровых глеевых почв в целом характерна небольшая обменная кислотность. Появление в некоторых почвах подзоны арктической тундры такого свойства, как насыщенность поглощающего комплекса, свидетельствует о том, что эти почвы являются переходными между тундровыми глеевыми и почвами более северной зоны.

6. Минеральная часть почв не дифференцирована по механическому и валовому составу. Предполагаемые нами самые зачаточные формы «элювиального» процесса прослеживаются иногда только в органогенных горизонтах. Этот признак — результат снижения общего энергетического уровня почвообразования, что делает его специфичным для описываемых почв. В то же время зачаточные формы дифференциации, иногда наблюдающиеся в горизонте A , имеют определенное генетическое значение, так как свидетельствуют о преемственности этого процесса в разных подзонах тундры.

7. Групповой состав гумуса специфичен: значительное преобладание фульвокислот, большое содержание инертных фракций и полная стабильность по всему профилю. Эти же свойства мы отмечали для органического вещества тундровых глеевых почв Яно-Индигирской низменности.

8. Специфическое проявление мерзлотной ретинизации гумуса. В достаточно увлажненных почвенных разновидностях этот процесс проявляется четко, с формированием пропитанно- или собственно-ретинизованных

гумусных профилей по типу описанных выше профилей для низовьев Индигирки. В почвах, испытывающих дефицит влаги, без четких морфологических признаков оглеения, мерзлотная ретинизация, по-видимому, затухает вследствие слабо выраженных нисходящих миграций веществ в профиле (из-за недостатка влаги) и незначительного количества новообразованных подвижных гумусовых соединений (из-за малого количества опада). В этом случае формируется гумусовый профиль по типу слабо потечно-гумусового. Как мы пытались показать выше, подобный гумусовый профиль не имеет генетического сходства с профилями дерновых почв. Затухание мерзлотной ретинизации в почвах местообитаний с наиболее суровыми условиями в подзоне арктической тундры следует рассматривать, по-видимому, как один из признаков, генетически связывающих их с почвами более северной, арктической (или геоботанической полярнопустынной) зоны.

9. Циклический характер развития, вообще характерный для почв тундровой зоны. Основной криогенный цикл может быть представлен в виде следующего ряда: аркто-тундровая гумусная слабogleевая почва → почва пятна → арктотундровая гумусная слабogleевая почва. Необязательный член этого цикла — болотная мерзлотная почва термокарстового понижения (подробнее этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе). Особенностью криогенного цикла описываемых почв является длительность стадии почвообразования на оголенном пятне, при слабом участии растительности. В других частях тундровой зоны, в том числе и в низовьях Индигирки, напротив, стадия пятна гораздо более кратковременна по сравнению со стадиями почвообразования под растительным покровом. Этот признак мы также расцениваем в качестве связующего генетического звена между почвами подзоны арктической тундры и более северной зоны.

Перечисленные девять признаков описываемых почв можно объединить в следующие три группы: общетиповые, свойственные мерзлотным тундровым провинциям, и фациальные. Выделение группы подзональных свойств арктотундровых почв возможно в настоящее время только теоретически, так как аналитических данных по почвам других частей подзоны арктической тундры практически нет. Мы уже упоминали выше, что материалы по

Югорскому полуострову характеризуют, по-видимому, самые южные варианты подзоны арктической тундры, что затрудняет сравнение их с данными по описываемым почвам, поэтому мы воздерживаемся от выделения группы подзональных признаков.

К первой группе общетиповых признаков следует отнести: наличие оглеения (во всем многообразии форм его проявления и степени выраженности), слабокислую реакцию почв, фульватный состав гумуса, криогенно-циклический характер развития каждой данной почвы.

Вторая группа свойств, связанная с неглубоким расположением в профиле мерзлотного водоупорного слоя, включает те же свойства, которые отмечались нами для тундровых глеевых гумусных почв низовий Индигирки: надмерзлотный характер оглеения; связанная с ним особая система нижних почвенных горизонтов — G (или B_g) и M, а также мерзлотная ретинизация гумуса. Отмеченные нами признаки обеих групп свидетельствуют о генетической близости описываемых почв к почвам холодных гумидных тундрово-таежных областей и позволяют относить их к типу тундровых глеевых почв.

В третью группу (фациальные свойства) входят наиболее многочисленные признаки: ослабленное проявление глевого процесса; хорошая разложенность органического вещества (гумусность); пространственная прерывистость и минимальная выраженность органогенных аккумуляций (это, скорее, общее подзональное свойство); специфическое строение почвенного профиля, имеющего в верхней или средней части неоглеенные или слабо оглеенные подгоризонты; реакция почв от слабокислой до нейтральной (возможно, это признак более широкий, чем фациальный); насыщенность поглощающего комплекса и отсутствие дифференциации минеральной толщи по валовому и механическому составу (возможно, также более широкий признак, чем фациальный).

Необходимо подчеркнуть, что арктотундровые гумусные слабogleевые почвы имеют ряд свойств, общих с почвами низовий Индигирки и не наблюдаемых в других частях тундровой зоны. Это прежде всего гумусность и ослабление оглеения, являющиеся следствием резко континентального климатического режима. В наиболее суровых местообитаниях рассматриваемые почвы могут характеризоваться свойствами, широко распростра-

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КРИОГЕНЕЗА ТУНДРОВЫХ ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ В СВЯЗИ С ПЯТНООБРАЗОВАНИЕМ

ненными и четко выраженными в более северной, арктической почвенной зоне. К ним относятся: исчезновение морфологически четко выраженного оглеения, нейтральная реакция нижних горизонтов, насыщенность поглощающего комплекса всего профиля, затухание мерзлотной ретинизации гумуса, длительность стадии почвообразования на оголенном пятне в основном криогенном цикле и ряд других свойств.

Анализ изложенного материала позволяет определить классификационное положение арктотундровых слабogleевых гумусных почв. Предположительно они являются самостоятельным подтипом почв подзоны арктической тундры в ее наиболее континентальной и высокоширотной части.

Арктотундровые слабogleевые гумусные почвы и тундровые глеевые гумусные почвы можно рассматривать как фаціальную группу подтипов (Герасимов, 1964) наиболее континентальной части тундровой зоны, названной нами условно Яно-Колымской фацией тундровых почв. Эта фация, таким образом, включает две подзоны тундры и одновременно является тундровой провинцией. Южная подзона (на материке) представляет замещающий аналог среднетундровой или типично тундровой подзоны; северная подзона — наиболее суровый высокоширотный вариант подзоны арктической тундры (Александрова, 1963). Северная подзона в пределах Яно-Колымской фации включает основную территорию Новосибирских островов и, возможно, о-в Врангеля (Александрова, 1964).

Криогенные процессы являются неотъемлемой составной частью тундрового глеевого почвообразования (Драницын, 1914; Ливеровский, 1934, 1939б; Иванова, 1956, 1962, и др.). Они оказывают, по-видимому, многообразное влияние на направление этого процесса и на свойства почв. По вопросу о морфологическом проявлении криогенных процессов в почвах накоплен уже значительный фактический материал, но исследования химической и физико-химической сторон криогенеза еще только начинаются (Тютюнов, 1960; «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», 1957; Тютюнов и Нерсесова, 1963, и др.). Это связано с тем, что систематическое изучение почв мерзлотных областей началось в основном в последнее десятилетие. Во время маршрутов по Яно-Индибирской низменности и Новосибирским островам нами был собран материал, характеризующий некоторые физико-химические и химические стороны криогенеза, связанного с пятнообразованием, в тундровых глеевых почвах.

Как известно, пятнообразование широко распространено в тундровой зоне, но наблюдается и южнее — в лесотундре и северной тайге. Причины, вызывающие это явление, различны и связаны со всем комплексом сложных биоклиматических условий, характерных для тундровой зоны. К ним относятся: постоянное переувлажнение грунтов, их частое замерзание и оттаивание, неоднородность растительного покрова и слабость растительной дернины ввиду суровости экологических условий, небольшая мощ-

ность снежного покрова, подверженность поверхности почв ветровой, снежной и водной денудации и ряд других причин. Динамические явления на поверхности тундр — результат постоянно сменяющихся во времени и пространстве различных мерзлотных процессов (образование пучинно-бугорковатого или трещинно-полигонального микрорельефа, пятнообразование, термокарстовые и со-лифлюкционные процессы и т. д.). Пятнообразование мы рассматриваем как важнейший криогенный цикл развития континентальных тундровых ландшафтов и как неизбежный этап развития тундровых глеевых почв этих ландшафтов. Поэтому проблема выяснения влияния пятнообразования на свойства тундровых почв важна и актуальна.

С изменением биоклиматических условий и свойств грунтов в подзональном и фаціальном аспектах меняется и характер процессов, приводящих к образованию пятен (Драницын, 1914; Григорьев, 1925а, б; Полынцова и Иванова, 1936; Городков, 1956, 1958; Иванова, 1962). В лесотундре и в подзонах южной и типичной тундры наиболее тумидных фаций (крайних западных и восточных) ведущая роль в пятнообразовании принадлежит, по-видимому, процессам пучения переувлажненного грунта и последующей денудации выпученных бугорков с образованием пятен (пятнистый пучинно-бугорковатый тип микрорельефа, по Е. Н. Ивановой, 1962). В подзоне арктической тундры и в более южных подзонах тундры континентальных районов Сибири (между Енисеем и Колымой), а также на наиболее малоснежных элементах рельефа во влажных фациях, в условиях небольшой увлажненности и быстрого промерзания грунтов, процессы пучения развиты слабее. Большая роль в пятнообразовании принадлежит, по-видимому, морозному растрескиванию и агентам механической денудации — ветровой и снежной корразии, эрозии и т. д. (Городков, 1958; Иванова, 1962).

Почвы пятен первого типа мы предложили называть деструктивными (Караваева, Полтева, 1967). В литературе, посвященной тундровым пятнам, описывались в основном почвы пятен именно этого типа. Схема образования подобных пятен и их основные признаки обобщены в работах Е. Н. Ивановой (1956, 1962), Е. Н. Ивановой и О. А. Полынцовой (1936) и сводятся к следующему: почва пятна пучинно-бугорковатой тундры формируется

на ином субстрате, чем задерненная почва, так как образованию пятна предшествуют интенсивные перемещения почвенной массы выпученного участка (бугорка); в почве пятна разрушен верхний органогенный горизонт и смыты верхние горизонты.

Е. Н. Иванова разделяет деструктивные почвы пятен по степени смыва их верхних горизонтов — на редуцированные и сильно редуцированные; в зависимости от генетических особенностей той почвы, на месте которой образовалось пятно, — на поверхностно-глеевые, глеевые и иллювиально-гумусные; в зависимости от степени восстановления на пятне растительного покрова и ненарушенного профиля — на слаборазвитые и нормальные.

Почвы пятен второго типа, распространенные в подзоне типичной тундры низовий Индигирки и в подзоне арктической тундры южной части о-ва Большого Ляховского, были объектами нашего исследования. Наблюдения проводились на выровненных водораздельных элементах рельефа, в условиях зональных плакорных ландшафтов — пятнистых нанополлигональных тундр, на однотипных суглинистых почвообразующих породах (крупнопылеватых суглинках).

В низовьях Индигирки исследовались два аналогичных участка пятнистой нанополлигональной типичной тундры. Один из них расположен вблизи пос. Чокурдах, другой несколько севернее, у начала дельты, оба на высокой террасе Индигирки, сложенной нижнечетвертичными крупнопылеватыми озерно-аллювиальными суглинками. Участки характеризуются нанополлигональным микрорельефом, растительность представлена пятнистыми кустарничково-лишайниково-моховыми ассоциациями. В центре большей части полигонов располагаются пятна, оголенные или с отдельными куртинками растительности. Тундровые глеевые гумусные почвы участка близ пос. Чокурдах были описаны выше, в разделе «Ландшафты и основные закономерности распределения почв» (разрезы 8 и 9).

Участок, расположенный у начала дельты Индигирки, занимает очень плоскую вершину возвышенного увала на правом берегу абсолютной высотой 85 м, с относительным превышением около 50—70 м. В микрорельефе выражены почти плоские нанополлигоны диаметром 1,0—2,5 м, разделенные морозными трещинами глубиной 20—25 см.

На поверхности нанополлигонов большей частью развиты пятна разных размеров и стадий образования — с глянцевой незаросшей поверхностью, зарастающие и другие (рис. 24). Микрорельеф осложнен кочками пушицы влагилищной.

Разрез 20 заложен на пятне диаметром 0,3—0,5 м, расположенном в центре нанополлигона поперечником 2—2,5 м. Поверхность основной части пятна совершенно лишена растительности, по его краям развит угнетенный растительный покров из дриады, цетрарии, брусники. Моховой покров отмирающий. Встречаются накипные лишайники (описание сделано 19 июля).

- 0—1 см. Светло-серая подсохшая пористая корочка, суглинистая.
- 1—10 см. Бурый, суглинистый, с еле заметными следами оглеения в виде темноватых и ржавых пятен, сильно увлажненный, с немногочисленными корнями.
- 10—35 см. Темновато-бурый суглинок со слабыми следами оглеения в виде сизых прожилок по корневым ходам и ржавых бледных пятен, влажный, содержит больше корней, чем вышележащий горизонт.
- 35—46 см. Сизо-бурый суглинок с рыжими пятнами, сильно оглеенный, влажный, с тонкими корнями.
- Глубже 46 см. Сизый с рыжими пятнами, глеевый, суглинистый, с единичными корнями, мерзлый — с тонкими льдистыми прослойками.

Описание разреза 19, заложенного рядом с предыдущим, но на сплошь задерненном нанополлигоне, приведено в разделе «Тундровые глеевые гумусные почвы».

Почвенные профили под растительностью характеризуются или кислой реакцией и ненасыщенностью верхних горизонтов (разрез 9), или слабокислой, близкой к нейтральной реакцией и насыщенностью нижней части профиля (разрез 19). Органогенный горизонт имеет гумусный или перегнойно-гумусный характер. Почвенный профиль до мерзлого слоя пропитан подвижным гумусом, содержание которого составляет 1—3%, несколько увеличиваясь в надмерзлотном горизонте (мерзлотная ретинизация). В разрезе 19 распределение подвижных гумусовых соединений по профилю почвы обнаруживает некоторую корреляцию с распределением поглощенного кальция и оксалатно-растворимых форм железа. В разрезе 9 такой корреляции не прослеживается. В обоих разрезах подгу-

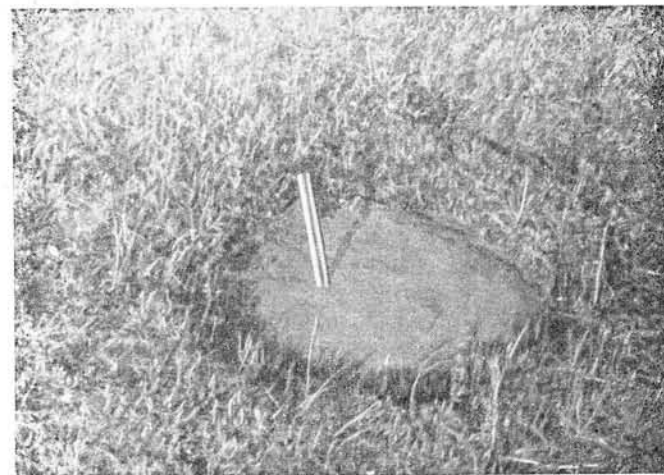


Рис. 24. Пятно

мусовый горизонт слабо обеднен илом. В разрезе 9 в подгумусовом горизонте наблюдается также некоторое уменьшение содержания валовых R_2O_3 (больше уменьшается Fe_2O_3 , чем Al_2O_3). В разрезе 19 дифференциация по распределению R_2O_3 почти не выражена.

Почвы пятен (разрезы 8 и 20) отличаются значительно меньшей увлажненностью профиля, очень слабым морфологическим проявлением оглеения (только у нижней границы протаивания). Вся верхняя половина профиля хорошо аэрируется через поверхность пятна и через поры и трещины усыхания. Глубина протаивания в начале лета на пятнах больше, чем под растительностью, на 10 см, так как пятна оттаивают с большей скоростью.

По сходству механического состава почв под пятнами и соответствующих задерненных почв легко устанавливается отсутствие заметных перемещений почвенной массы под пятнами, а также процессов интенсивного смыва мелкозема с поверхности пятен (см. табл. 12).

Сравнение почвы разреза 20 (под пятном) и минеральной толщи почвы разреза 19 (под растительностью) по основным признакам — распределению илистой фракции, гумуса, валовых компонентов, свидетельствует о том, что почва этого пятна — почти полный аналог задернен-

ной почвы без гумусового горизонта (см. табл. 12, 13, 16). Наибольшему изменению в почве подверглась величина рН верхней части профиля. Это можно связать с отсутствием свежих поступлений кислого органического вещества, усиленным испарением с поверхности пятна. В целом, незначительность различий пятна и задерненной почвы в этом случае мы связываем с «молодостью» пятна, вследствие чего специфические для пятен процессы еще не получили здесь заметного развития (рис. 25).

С этой точки зрения почву разреза 8 под пятном можно рассматривать как «зрелую» почву пятна. Она очень сильно отличается от соседней задерненной почвы (разрез 9). Во всей толще почвы под пятном реакция нейтральная, а в верхнем 2-сантиметровом слое — слабощелочная; для этого же слоя отмечается и наибольшая сумма поглощенных оснований. Под пятном обнаруживается нисходящее перемещение гумуса и накопление его над мерзлотой. Сходное распределение имеют аморфные окислы железа. По механическому и валовому составу профиль почвы пятна совершенно однороден, здесь не обнаруживается даже слабой дифференциации, присущей задерненным почвам того же участка.

Рассмотренные данные, а также анализ имеющихся в литературе материалов по почвам пятен позволяют составить представление о генезисе почв пятен индигирской тундры. Пятна возникают на наиболее выпуклых частях мелких полигонов, выпуклость которых обусловлена процессами небольшого по интенсивности пучения. Выпученный участок поверхности подвергается разнообразным агентам поверхностной денудации, способствующим уничтожению растительного покрова и частичному смыву мелкозема с оголенной поверхности. Смыв проявляется ограниченно по двум причинам: вследствие очень незначительного относительного превышения выпученных участков над остальной поверхностью полигона (не более 10—15 см) и из-за небольшого количества жидких осадков в индигирской тундре.

Слабо выпученная и слабосмытая остаточная почва пятна начинает преобразовываться под влиянием атмосферных условий. Стационарные наблюдения в индигирской тундре (Толстов, 1960) показали, что в одинаковых климатических условиях в задерненной почве и в почве пятна создаются разные гидротермический и воздушный

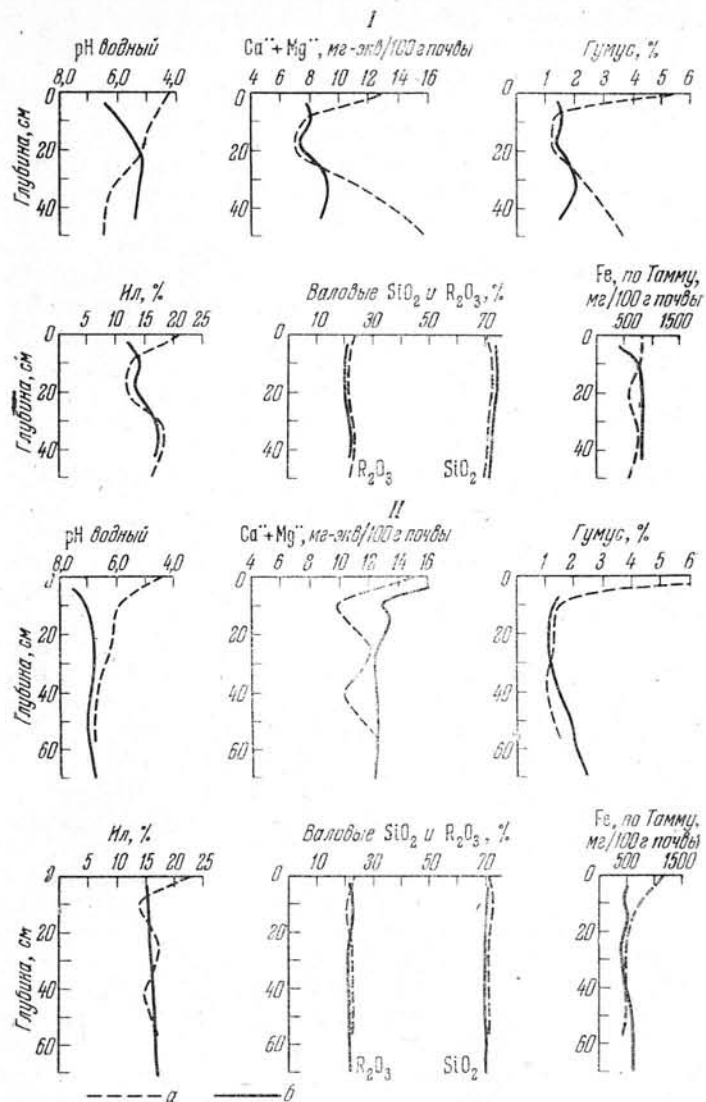


Рис. 25. Сравнительная характеристика почв пятен и задерненных почв типичной тундры Яно-Индигирской низменности

I — разрез 20 (под «молодым» пятном) и разрез 19 (задерненной почвы); II — разрез 8 (под «зрелым» пятном) и разрез 9 (задерненной почвы). а — задерненные почвы; б — почвы пятен.

ной почвы без гумусового горизонта (см. табл. 12, 13, 16). Наибольшему изменению в почве подверглась величина рН верхней части профиля. Это можно связать с отсутствием свежих поступлений кислого органического вещества, усиленным испарением с поверхности пятна. В целом, незначительность различий пятна и задерненной почвы в этом случае мы связываем с «молодостью» пятна, вследствие чего специфические для пятен процессы еще не получили здесь заметного развития (рис. 25).

С этой точки зрения почву разреза 8 под пятном можно рассматривать как «зрелую» почву пятна. Она очень сильно отличается от соседней задерненной почвы (разрез 9). Во всей толще почвы под пятном реакция нейтральная, а в верхнем 2-сантиметровом слое — слабощелочная; для этого же слоя отмечается и наибольшая сумма поглощенных оснований. Под пятном обнаруживается нисходящее перемещение гумуса и накопление его над мерзлотой. Сходное распределение имеют аморфные окислы железа. По механическому и валовому составу профиль почвы пятна совершенно однороден, здесь не обнаруживается даже слабой дифференциации, присущей задерненным почвам того же участка.

Рассмотренные данные, а также анализ имеющихся в литературе материалов по почвам пятен позволяют составить представление о генезисе почв пятен индигирской тундры. Пятна возникают на наиболее выпуклых частях мелких полигонов, выпуклость которых обусловлена процессами небольшого по интенсивности пучения. Выпученный участок поверхности подвергается разнообразным агентам поверхностной денудации, способствующим уничтожению растительного покрова и частичному смыву мелкозема с оголенной поверхности. Смыв проявляется ограниченно по двум причинам: вследствие очень незначительного относительного превышения выпученных участков над остальной поверхностью полигона (не более 10—15 см) и из-за небольшого количества жидких осадков в индигирской тундре.

Слабо выпученная и слабосмытая остаточная почва пятна начинает преобразовываться под влиянием атмосферных условий. Стационарные наблюдения в индигирской тундре (Толстов, 1960) показали, что в одинаковых климатических условиях в задерненной почве и в почве пятна создаются разные гидротермический и воздушный

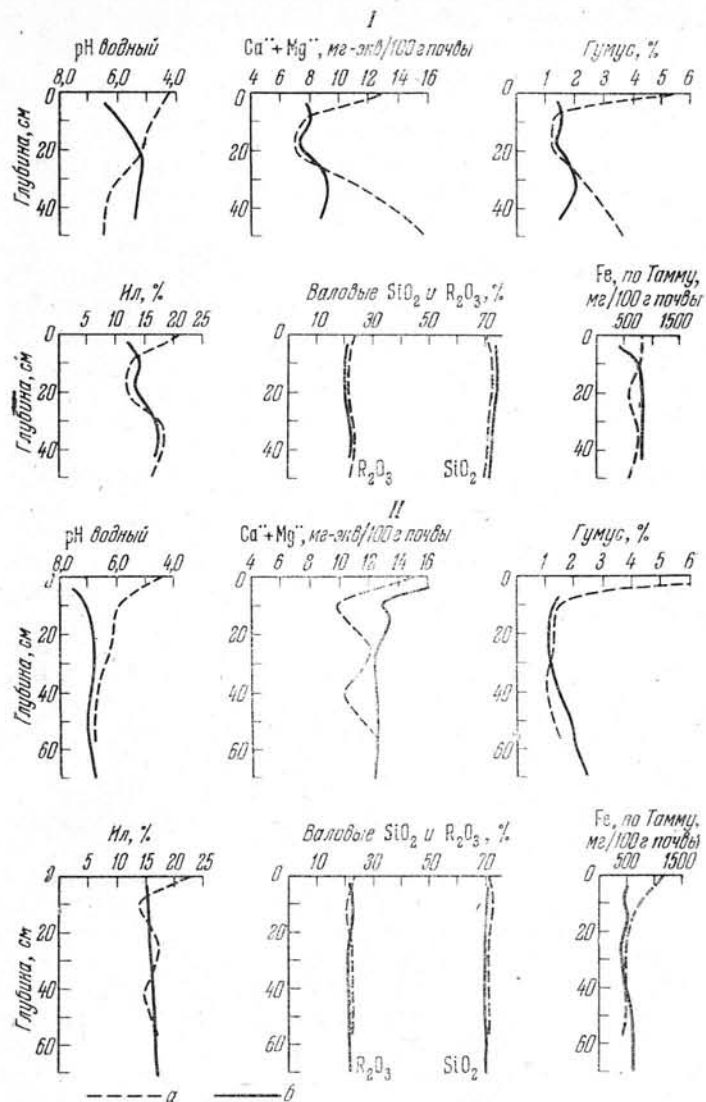


Рис. 25. Сравнительная характеристика почв пятен и задерненных почв типичной тундры Яно-Индигирской низменности

I — разрез 20 (под «молодым» пятном) и разрез 19 (задерненной почвы); II — разрез 8 (под «зрелым» пятном) и разрез 9 (задерненной почвы).

a — задерненные почвы; б — почвы пятен.

режимы. Термический режим почв пятен более контрастен, чем режим задерненных почв, и суммы тепла, поглощаемого за теплый период, значительно больше (суммы тепла за сутки могут вдвое превышать сумму тепла в задерненной почве). Для водного режима характерны более резко выраженный нисходящий ток растворов в периоды выпадения осадков и усиленное испарение в бездождные периоды («выпотной» эффект). Поэтому почвы пятен значительно меньше увлажнены и оглеены. Воздухообмен осуществляется свободно через незадерненную поверхность, поры и трещины усыхания. Важное отличие почв пятен заключается еще в слабом участии биологических процессов в их формировании.

Основные отличия свойств «зрелой» почвы пятен от задерненной почвы мы объясняем следующими причинами: а) более резко выраженным нисходящим током атмосферных осадков, в результате которого подвижные гумусовые соединения и аморфные окислы железа (особенно в том случае, если обильные осадки вызывают кратковременное переувлажнение и анаэробноз) могут перемещаться в нижнюю часть профиля; б) усиленным испарением с поверхности пятен, обусловливающим нейтральную реакцию верхнего горизонта и слабую щелочность корочки пятен; в) процессами смыва мелкозема с поверхности пятен, а также отчасти и мерзлотным влаго- и массообменом в толще пятен, что приводит к полной однородности минеральной части «зрелой» почвы пятна по механическому и валовому составу.

Интересно отметить, что на пятнистых участках влияние пятнообразования сказывается и на свойствах почв под растительностью. Сравнение разреза задерненных почв (42) на участке без пятен и на пятнистых участках показывает, что первые всегда более кислы и ненасыщены по всему профилю. Слабая кислотность и ненасыщенность минеральных горизонтов задерненных почв пятнистых тундр может быть связана с двумя причинами: во-первых, с тем, что эти почвы периодически становятся почвами пятен, и, следовательно, указанные свойства являются реликтовыми, связанными с бывшим режимом пятна; во-вторых, с изменением водного режима деятельного слоя на всем пятнистом участке в целом, включая и задерненные почвы (в частности, пятна значительно увеличивают испаряемость всего участка пятнистой тундры по

сравнению с непятнистой). Последнее предположение подтверждается экспериментальными данными («Основы геокриологии», 1959), доказывающими существование влаго- и массообмена в деятельном слое двух соседних участков, имеющих в одном случае оголенную от растительности поверхность, в другом — задерненную поверхность в связи с возникающими градиентами температур и влажности (создаются токи влаги и отчасти почвенной массы). Поэтому различия в кислотности и насыщенности задерненных почв на пятнистых и непятнистых участках скорее могут быть отнесены за счет специфики водно-теплового режима пятнистых участков в целом, а свойства задерненных почв на пятнистых участках рассматриваться не как реликтовые признаки бывших почв пятен, а как свойства, соответствующие современному гидротермическому режиму этих участков.

Почвы пятен трещинно-нанопolygonальной индигирской тундры уместно, как нам кажется, называть *остаточными*. Этот термин, заимствованный у Е. Н. Ивановой, хорошо отражает связи задерненной почвы и пятна: почва пятна на первых этапах своего развития является производным от задерненной почвы остаточным образованием, почти аналогом последней без верхнего органогенного горизонта. Дальнейшее развитие почвы пятна и приобретение ею специфических свойств связаны с особым гидротермическим и воздушным режимом пятна, отличающимся от режима задерненных участков; некоторую роль играет и смыв мелкозема с поверхности пятен. Достаточно развитую, «зрелую» почву пятна континентальной типичной тундры можно называть *остаточной нейтральной почвой*. Почву «молодого» пятна со слабо развитыми специфическими свойствами почв пятен можно называть *остаточной слабокислой (слаборазвитой)*. Применение для обозначения специфики свойств почв этих пятен значений актуальной кислотности кажется нам удачным. Приведенные данные показали, что в рассмотренных пятнах величина pH почв, особенно верхних горизонтов, является наиболее быстро изменяющимся признаком, который отражает в то же время стадию развития специфических процессов на пятнах.

На о-ве Большом Ляховском были исследованы два участка пятнистой нанопolygonальной арктической

тундры, расположенные на повышенных выпуклых элементах рельефа. Один из них приурочен к пылеватой толще тяжелосуглинистого механического состава и поэтому почвенный профиль имеет здесь явные признаки оглеения.

На другом участке почвообразующей породой служат пылеватые средние суглинки; в почвенном профиле крайне слабо выражены признаки оглеения. На обоих участках растительный покров представлен злаково-разнотравно-кустарничково-моховыми пятнистыми сообществами.

Первый участок расположен в 3 км к северо-востоку от полярной станции Шалаурова, на чуть пологой вершине плоского увала длиной 1,5—2 км, шириной 0,5—1 км. На поверхности увала чередуются вытянутые вследствие еле заметного наклона поверхности повышения и понижения (по-видимому, крупные полигоны). Понижения шириной 3—7 м образованы так называемыми полосами стока с глубиной вреза 0,2—0,3 м. Повышения шириной 10—15 м заняты пятнистой нанополигональной арктической тундрой. Полигоны имеют диаметр 0,5—1 м. Растительность представлена лисохвостом, ивой полярной, лапчаткой, камнеломкой, мхами *Nylosomium*, *Camptothecium*, *Aulacomnium*, лишайниками — тамнолией, пепельником. Пятна занимают 50% площади. Они имеют диаметр 30—50 см и приподняты над окружающей растительной дерниной на 5—10 см, их поверхность покрыта трещинами усыхания. На некоторых пятнах сохранились куртины лисохвоста, камнеломок и мхов. Ширина задерненных полос вокруг пятен 5—15 см.

Разрез 71 заложен на пятне (описан 24 августа).

- 0—4 см. Темновато-бурый с коричневым оттенком, глинистый, рыхлый, влажный, встречаются корни; переход заметный.
- 4—15 см. Бурый с ясными сизо-рыжеватыми мелкими пятнами оглеения, глинистый влажный, встречается щебень; переход постепенный.
- 15—30 см. Темновато-бурый с неясными сизыми пятнами, оглеен меньше, чем вышележащий горизонт, глинистый, влажный, встречается щебень, содержит единичные корни.
- 30—42 см. Однородно окрашенный темно-бурый тяжелый суглинок с неясными сизыми пятнами, почти без корней, содержит щебень.
- Глубже 42 см. Мерзлый суглинок и сплошные глыбы коренных пород.

На этом же участке под растительностью был заложен разрез 70, описанный в разделе «Арктотундровые слабogleевые гумусные почвы».

Второй участок расположен в 1 км к востоку от полярной станции Кигилях на хорошо дренированной водораздельной поверхности с чередующимися повышениями поперечником 10—15 м и понижениями диаметром 1—3 м. По-видимому, это размытые крупные полигоны. К понижениям (глубиной 0,3—0,5 м) приурочены мелкие болотца. На повышенных участках развита пятнистая нанополигональная тундра. Диаметр мелких полигонов 0,7—1,0 м. Растительность представлена ожикой, лисохвостом, ивой полярной, маком; изредка встречается тамнолия. Пятна занимают 60—70% площади. Они имеют подсохшую растрескавшуюся поверхность. Ширина задерненной полосы вокруг пятен 10—20 см.

Описание разрезов 175 и 176, заложенных на этом участке под растительностью и пятном, приведено в разделе, посвященном ландшафтам арктической тундры.

Оба почвенных профиля под растительностью (разрезы 70 и 175) на описанных участках характеризуют арктотундровые слабogleевые гумусные почвы. Оглеение в них выражено в разной степени. В разрезе 70 все почвенные горизонты незначительно оглеены и только надмерзлотная часть профиля имеет признаки устойчивого оглеения. В разрезе 175, находящемся в условиях повышенного дренажа, прослеживаются очень слабые, с трудом устанавливаемые морфологические признаки оглеения. Органогенный горизонт в обоих случаях имеет гумусный характер. Бесцветный гумус пропитывает почвенную массу до мерзлоты в количестве 1,5—2%. Реакция почв слабокислая в преобладающей части профиля и нейтральная в самом нижнем, надмерзлотном горизонте. Наблюдается насыщенность основаниями поглощающего комплекса (исключение может представлять иногда горизонт А). Минеральная толща почв не дифференцирована по распределению валовых компонентов, оксалатных форм R_2O_3 и по механическому составу.

Почвы пятен отличаются несколько меньшей увлажненностью и более слабо морфологически выраженным оглеением (в разрезе 176 оно исчезает совсем). В них отсутствует органо-аккумулятивный горизонт (см.

табл. 21, 24, 26). Это обычные свойства почв пятен, фиксируемые повсеместно и связанные с отсутствием растительной дернины. Полная идентичность механического состава этих и соответствующих задерненных почв убеждает в том, что пятнообразование не сопровождается интенсивными криотурбациями почвенной массы, а поверхностный смыв мелкозема с пятен проявляется ограниченно. Аналитические данные показывают в общем большое сходство почвы пятен и минеральной толщи задерненной почвы по физико-химическим и химическим свойствам. В обоих разрезах почв пятен наблюдается слабый вынос гумуса из верхних горизонтов в нижние и соответственные изменения в сумме поглощенных оснований (в разрезе 176). Мы объясняем это более четко выраженным нисходящим током влаги в почвах пятен. Изменения величин рН в профилях почв пятен по сравнению с задерненными почвами очень незначительны. То же можно сказать и об остальных свойствах (рис. 26)

Рассмотренные данные показывают, что почвы пятен арктической тундры о-ва Большого Ляховского по свойствам почти аналогичны минеральным горизонтам задерненных почв. Между тем, по широкому распространению пятен можно предполагать, что их зарастание происходит медленнее, чем образование, т. е. эти пятна большей частью существуют длительно (Тихомиров, 1957). Сходство свойств пятен и задерненных почв можно объяснить, исходя из двух соображений.

Во-первых, пятна, под которыми возникает особый водно-тепловой режим, заметно преобладают по площади над задерненными участками с более «гумидным» и мягким водно-тепловым режимом. В связи с этим ландшафт в целом имеет водно-тепловой режим, приближающийся больше к режиму пятен, а не задерненных микроучастков. Режим последних, в свою очередь, также во многом теряет свою специфику. Это сближает свойства почв пятен и задерненных участков.

Во-вторых, суровость гидротермических условий подзоны обуславливает крайнюю замедленность преобразования свойств остаточных почв пятен.

Следует отметить, что трещинно-наполюгональным тундрам о-ва Большого Ляховского, как и тундрам низовий Индигирки, свойственны динамичность раститель-

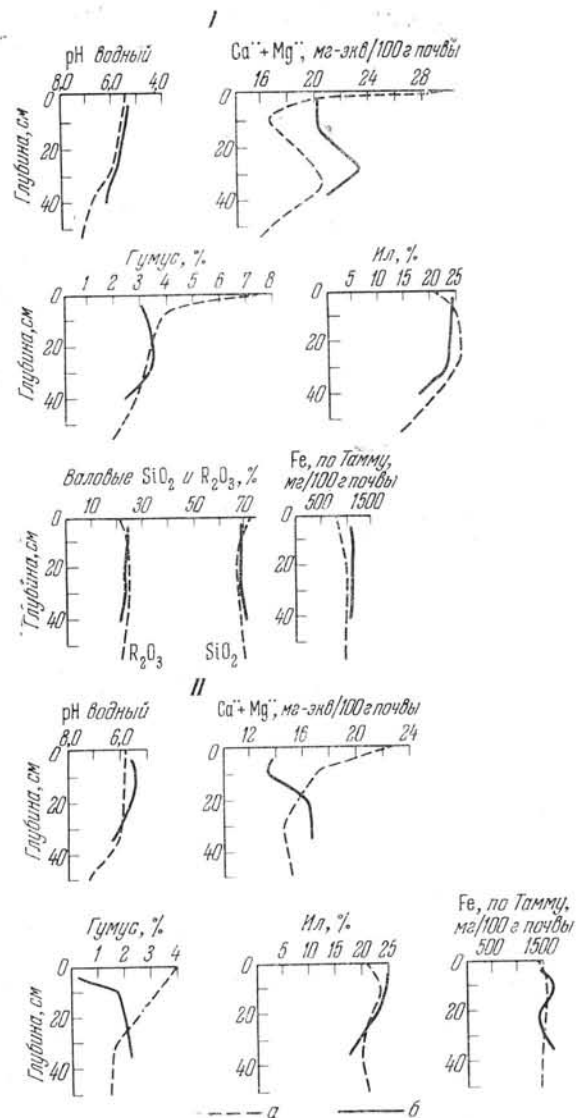


Рис. 26. Сравнительная характеристика почв пятен и задерненных почв арктической тундры о-ва Большого Ляховского
I—разрез 71 (под пятном) и разрез 70 (задерненной почвы); II—разрез 176 (под пятном) и разрез 175 (задерненной почвы).
а—задерненные почвы; б—почвы пятен

ного покрова и связанная с ней периодическая изменчивость почвенного покрова (Александрова, 1964). Несмотря на большое распространение пятен и медленность их освоения растительностью, некоторые данные позволяют утверждать, что и в этой крайне суровой природной обстановке пятна периодически зарастают. Почвенная толща пятен имеет определенные признаки почвообразования, свойственные почвам под растительностью, — глубокую гумусированность, значительные запасы гумуса, большое количество органо-минеральных новообразований и др.

Вышесказанное показывает, что исследованные пятна арктической тундры имеют важное генетическое сходство с пятнами индигирской тундры. В процессе образования тех и других не происходит интенсивных криотурбаций деятельного слоя. Поэтому специфику свойств почв пятен в обоих случаях следует относить за счет своеобразного гидротермического режима, связанного с отсутствием растительной дернины, а также с некоторым смывом мелкозема с поверхности пятен. Как мы уже говорили, о специфичности и глубине преобразования почвенной массы под пятнами свидетельствует разница их свойств с задерненными почвами. Описанные почвы пятен арктической тундры наиболее близки к минеральному субстрату задерненных почв, специфические процессы в них развиты слабо. Поэтому почвы пятен континентальной арктической тундры можно называть собственно остаточными. В этой тундре вряд ли можно ожидать заметного распространения пятен более «зрелых» стадий развития.

Остаточные почвы пятен в наиболее неизменном виде существуют в арктической подзоне, где могут называться собственно остаточными. В типичной континентальной тундре их можно подразделить, по крайней мере, на две градации (по степени развития специфических процессов на пятнах): остаточные слабокислые (почвы свежих пятен) и остаточные нейтральные (почвы зрелых пятен). Таким образом, устанавливаются подзональные различия в свойствах почв пятен континентальных тундр.

Группа остаточных почв пятен в общем соответствует пятнистому трещинно-нанопolygonальному типу микрорельефа (по Е. Н. Ивановой). В противоположность

ей группа деструктивных почв пятен соответствует пучинному типу тундрового микрорельефа и формируется в условиях интенсивных перемещений деятельного слоя. Важное генетическое различие обеих групп состоит в том, что в последней почве пятен формируются на совершенно ином субстрате, чем почвенная толща окружающих задерненных участков.

В тундровых глеевых ландшафтах формирование почвы любого элемента микрорельефа является относительно кратковременной стадией в постоянном цикле образования и разрушения микрорельефа и связанном с ним цикле почвообразования. Поэтому каждая почва тундрового глеевого ландшафта периодически проходит в своем развитии все стадии общего криогенного цикла, выраженные на разных элементах микрорельефа. Почвообразование в каждом мерзлотном глеевом ландшафте (в том числе и тундровом глеевом) правильнее характеризовать всей совокупностью почвенных профилей, развитых на разных элементах микрорельефа. Каждую почву тундрового ландшафта можно рассматривать не только в вертикальном, но и в горизонтальном простирании. Образование пятен — частый результат постоянной динамики поверхности тундры. Поэтому почвы пятен следует рассматривать как особые слабо-биогенные почвы тундровой зоны, существующие периодически; формирование их — необходимый цикл тундрового глеевого почвообразования. В связи с постоянными процессами образования и разрушения форм микрорельефа развитию каждой данной почвы присущи своеобразные криогенные циклы. Выше мы старались показать многообразие этих циклов в различных конкретных ландшафтах.

Циклы пятнообразования характерны для водораздельных местообитаний, где чаще всего развиваются тундровые глеевые почвы. Специфические процессы, происходящие на пятнах (как деструктивных, так и остаточных) и в подстилающей толще, являются неотъемлемой составной частью тундрового глеевого почвообразования. Связанный с пятнообразованием почвенный цикл, по-видимому, состоит из двух рядов: основного — почвообразования под растительностью и производного — почвообразования под пятном, изменяющего свойства, унаследованные от основного ряда. Почва пятна

может в разной степени отличаться от задерненной почвы, иногда весьма значительно (например, под зрелыми пятнами континентальной типичной тундры). Однако все почвы пятен, независимо от их свойств, совершенно правильно рассматриваются Е. Н. Ивановой в пределах типа тундровых глеевых почв, так как являются результатом криогенеза — одного из характерных признаков тундрового глеевого почвообразования.

Влияние циклов пятнообразования на свойства тундровых глеевых почв трудно переоценить. В период оголенного пятна почвообразование может значительно изменять свойства минеральной толщи исходных задерненных почв — резко (деструктивные почвы пятен) или постепенно (остаточные почвы пятен). При этом могут формироваться новые профили с иным распределением тех или иных веществ и новыми генетическими горизонтами. Свойства, возникшие в почве пятна, могут на длительный период сохраняться и после его задернения, при восстановлении растительного покрова и нормального профиля тундровой глеевой почвы. Происходит наложение признаков, вновь формируемых, на признаки, сформированные под пятном. От предыдущих циклов «почва—пятно» в минеральной толще также могут сохраняться те или иные остаточные признаки. Часто это приводит к пестрому распределению тех или иных веществ в профиле тундровых почв. Поэтому пятнообразование наряду с трещинообразованием и пучением нужно рассматривать как важную причину сложного генезиса тундровых почв.

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ТУНДРОВЫХ ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Тундровые глеевые почвы развиваются на положительных элементах равнинного рельефа, на рыхлых, преимущественно суглинистых отложениях. Они были первоначально охарактеризованы на основании изучения почв западных частей тундровой зоны, по климатическим условиям наиболее теплых и влажных, с более глубоким залеганием многолетнемерзлых пород (Ливеровский, 1939б; Иванова, 1956; Крейда, 1958). Указанными авторами были высказаны предположения об относительной изменчивости генетических свойств этих почв в разных биоклиматических условиях тундровой зоны.

Исследования последнего десятилетия (Каравая, Таргульян, 1960, 1963; Михайлов, 1960, 1963; Иванова, 1962; Каравая, 1963, 1964; Таргульян, 1963) были проведены на территориях тундровой зоны, ранее не изучавшихся, в том числе и в континентальных тундрах Якутии, а также в южной тундре и лесотундре Чукотско-Анадырской почвенной провинции.

По гидротермическим условиям теплого и холодного периодов и характеру растительности оба района значительно отличаются от восточноевропейских тундр (табл. 29). Они располагаются в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, залегающих неглубоко от поверхности. При изучении этих районов были выявлены значительные отличия генетических признаков тундровых глеевых почв от признаков, положенных в основу определения типа тундровых глеевых почв в пределах Европейской части СССР. Обнаружилось

Таблица 29

Основные гидротермические показатели тундровой зоны СССР

Провинция*	Средняя температура воздуха, °С			Средняя продолжительность морозного периода, дни	Сумма температур, град.		Количество осадков, мм		Коэффициент увлажнения по Н. Н. Иванову; за период с положительными среднесуточными температурами
	годовая	июля	января		$> 0^\circ$	$< 0^\circ$	за год	за период с положительными среднесуточными температурами**	
Канинско-Печорская (север Восточной Европы)	-4, -7	5-12	20	60-90	400-1000	1500-3000	250-400	100-200	1,4-1,7
Северо-Сибирская	-14, -15	3-10	30-36	10-50	200-750	5000-5500	150-250	80-150	0,8-2,7
Чукотско-Анадырская	-5, -11	5-12	25	50-80	400-1100	3000-4000	200-450	100-200	1,5-1,7

* По «Почвенно-географическому районированию СССР» (1962).

** Жидкие осадки.

широкое варьирование некоторых свойств, которые считались наиболее характерными для этих почв (например, грубогумусность и тиксотропность); выявился ряд новых признаков, вызванных изменением биоклиматической обстановки. Более очевидными стали наиболее общие признаки, присущие тундровым глеевым почвам в целом. Объединение имеющихся в настоящее время материалов по почвам восточноевропейских, якутских и чукотско-анадырских тундр позволяет впервые представить свойства тундровых глеевых почв в целом для территории тундровой зоны СССР в их фацциальной и подзональной изменчивости.

Специфика тундрового глеевого почвообразования определяется комплексом биоклиматических условий, присущих тундровой зоне. Его главными чертами являются: небольшая скорость разрушения и изменения почвообразующих пород; относительная замедленность удаления продуктов почвообразования из почвенной толщи; слабая дифференцированность профиля по распределению ила и минеральных компонентов наряду с метаморфизмом минеральной части на месте; наличие постоянного или периодического оглеения во всех генетических горизонтах профиля; относительная замедленность разложения и синтеза органических веществ; образование в результате процессов гумификации кислого органического вещества, слагающего грубогумусовые и гумусовые горизонты, и значительного количества бесцветных легкорастворимых гумусовых соединений, обладающих большой подвижностью; большое влияние криогенных процессов на морфологию и химические свойства почв.

Профиль тундровых глеевых почв состоит из двух горизонтов, разделяющихся на подгоризонты: органогенного A_0 или A_1 разной мощности и степени разложениости и минерального глеевого G или оглеенного Bg. Характер этих горизонтов и их мощность неодинаковы и зависят от различий биоклиматических условий в пределах тундровой зоны. Если в почвенном профиле отсутствует многолетняя мерзлота, то горизонт G постепенно сменяется неоглеенной или слабо оглеенной почвообразующей породой (восточноевропейские тундры). Если почвенный профиль снизу подстилается многолетнемерзлой толщей, то горизонт G сменяется мерзлым горизонтом, который не является переходным к почвообра-

зующей породе, так как вследствие ряда причин (криогенные миграции влаги к нижнему холодному фронту, задержка над водоупорным мерзлым горизонтом фильтрующихся вниз подвижных соединений и т. д.) является аккумулятивным. В профиле большей части тундровых глеевых почв имеется многолетняя мерзлота и мощность профиля совпадает с мощностью деятельного слоя (50—150 см).

Характерным свойством тундровых глеевых почв является переувлажнение и оглеение, что связано с атмосферным переувлажнением тундровой зоны и влиянием мерзлоты как коллектора дополнительной влаги. В почвах без многолетней мерзлоты формируется «висячий» глеевый горизонт, степень оглеения профиля постепенно уменьшается с глубиной (поверхностное оглеение). В почвах на многолетнемерзлотных толщах (к которым относится большая часть тундровых глеевых почв) степень оглеения, напротив, увеличивается с глубиной, достигая максимума в надмерзлотной части профиля (надмерзлотное оглеение). В этом случае наблюдается слияние горизонтов поверхностного и надмерзлотного оглеения в единую глеевую толщу. Степень оглеения изменяется по подзонам и фациям. Наиболее сильно оглеены тундровые глеевые почвы восточноевропейской и чукотско-анадырской тундры. Вследствие этого в почвах сильно выражены тиксотропные явления. Меньшая степень переувлажнения и оглеения и отсутствие тиксотропности присущи почвам тундр Сибири (Караваяева и Таргульян, 1960; Иванова, 1962). Характерно уменьшение степени оглеения и тиксотропности с юга на север тундровой зоны.

Разложение растительного опада в тундровой зоне происходит замедленно из-за неблагоприятных гидро-термических условий (переувлажнения, низких температур) и особого химического состава опада. Сравнительно большой прирост биологической массы и сильное переувлажнение на юге тундровой зоны приводят к образованию торфянистых горизонтов (мощность их составляет 20—30 см, потеря при прокаливании 50—90%). В континентальных тундрах северной Якутии, даже в их южной части, разложение растительного опада происходит быстрее ввиду меньшего переувлажнения и преобладания в теплый период аэробных условий в органи-

генном горизонте. Поэтому здесь формируются хорошо разложенные гумусовые или перегнойно-гумусовые горизонты мощностью 5—10 см с содержанием гумуса 5—7%. К северу тундровой зоны уменьшается переувлажнение почв и количество ежегодного растительного опада сокращается с 25 до 10 ц/га и менее. Это способствует образованию в самой северной, арктической подзоне тундр хорошо разложенного органического вещества при крайне малой мощности органогенных горизонтов (1—5 см).

Гумус тундровых глеевых почв характеризуется преобладанием бесцветных ненасыщенных гумусовых соединений типа фульвокислот, характеризующихся большой подвижностью ($S. g. k./C. f. k. = 0,3—0,6$). Фракция, связанная с основаниями, практически отсутствует. Подобный состав гумуса сохраняется в почвах всей тундровой зоны и в общем близок к составу гумуса почв подзолистого типа. Некоторые данные свидетельствуют о специфической природе гумуса почв этой зоны, проявляющейся в более упрощенном строении и большей подвижности гумусовых веществ по сравнению с подзолистыми почвами.

Фильтрация подвижного гумуса в глубь почвенного профиля приводит к глубокой пропитанности тундровых глеевых почв бесцветным органическим веществом. При отсутствии мерзлоты профиль пропитан небольшим количеством гумуса, но на большую глубину (0,5—1% до глубины около 1 м), т. е. образуется пропитанно-гумусовый профиль. В почвах с многолетнемерзлым водоупорным горизонтом подвижные гумусовые соединения механически задерживаются над мерзлотой и постепенно накапливаются в профиле. Как уже отмечалось, мы назвали этот процесс мерзлотной ретинизацией гумуса в отличие от гумусо-иллювиального процесса, характеризующегося закреплением гумуса физико-химическим путем (Караваяева и Таргульян, 1960). При мерзлотной ретинизации гумуса глеевая толща профиля содержит от 1 до 10% слабо окрашенного гумуса, причем максимальное его количество часто приурочено к самым нижним надмерзлотным горизонтам профиля. На наиболее малоснежных местообитаниях в подзоне арктической тундры мерзлотная ретинизация гумуса, по-видимому, затухает и преобладает процесс приповерхностной

аккумуляции органо-минеральных комплексов фульвокислот и R_2O_3 .

Реакция почв колеблется от кислой до слабокислой, почти нейтральной. Наиболее кислыми являются почвы южной тундры (рН водный 4,0—5,5); слабокислая и нейтральная реакция в нижних горизонтах характерны для почв арктической тундры (рН 5,5—6,5). Емкость поглощения тундровых глеевых почв небольшая. В составе поглощающего комплекса в почвах южной тундры обменный водород (по Гедройцу) составляет 30—60%; в почвах арктической тундры он присутствует в незначительном количестве, причем только в органогенном горизонте, где ненасыщенность не превышает 10—20%.

По механическому составу суглинистые тундровые почвы большей частью крупнопылеватые. Пылеватые фракции состоят в основном из обломков первичных минералов (Караваева, 1963). Это связано с интенсивным физическим выветриванием крупнозема и песчаных фракций рыхлых отложений в мерзлотных условиях (Мазуров, 1948); размер пылеватых частиц является при этом, по-видимому, нижним пределом дробления.

Для тундровых глеевых почв характерна слабая дифференцированность профиля по распределению ила и минеральных компонентов. Обычно она трактуется как начальный этап оподзоливания, проявляющегося в специфических условиях (глеевый режим, слабая водопроницаемость профиля, близкое залегание мерзлотного водоупора, мерзлотные явления и др.). В арктической тундре профиль тундровых глеевых почв почти не дифференцирован по распределению ила и R_2O_3 . Климатические условия подзон типичной и южной тундры в общем способствуют оподзоливанию почв, но оно не всегда наблюдается, так как зависит от сочетания ряда условий. Важнейшим фактором, препятствующим оподзоливанию, является, по-видимому, мерзлотный массо- и влагообмен (перемешивание) в профиле. Для восточноевропейской части подзоны типичной тундры с интенсивными процессами пучения оподзоленность почв не характерна. В североякутских тундрах той же подзоны с меньшим переувлажнением и маломощным деятельным слоем (50—70 см) почвенная масса относительно стабильна (пучение выражено слабо, преобладает трещинообразование). Поэтому здесь, даже при резко вы-

раженной континентальности климата, профиль тундровых глеевых почв повсеместно слабо дифференцирован. Дифференциация не выражена морфологически и отмечается на фоне большого содержания в профиле гумуса и слабокристаллизованных гидроокислов SiO_2 и R_2O_3 , извлекаемых вытяжкой Тамма. Последние обычно распределены в профиле довольно равномерно, не обнаруживается четкой корреляции их с распределением валовых R_2O_3 и гумуса. В подзоне южной тундры в условиях нормальной для равнинного рельефа дренированности суглинистых почв сильно развиты процессы торфонакопления, затушевывающие дифференциацию (тундровые торфяно-глеевые почвы кочкарных тундр Чукотки). В условиях повышенной дренированности (узкие моренные валы, бровки склонов и т. п.) в южной тундре на суглинках развиваются сильно оподзоленные почвы, возможно, относящиеся к подзолистому типу.

Новообразованные минеральные продукты в почвах тундровой зоны характеризуются резким преобладанием аморфных веществ — гидроокисей железа и алюминия, их органо-минеральных соединений и смесей и незначительным содержанием кристаллических глинистых минералов. Большая часть новообразованного железа содержится в виде конкреций, пленок и корок на поверхностях частиц песчано-пылеватых фракций (Таргульян, 1963).

В тундровой зоне наиболее ярко проявляются мерзлотные процессы, во многом определяющие особенности генетических признаков тундровых глеевых почв. Их воздействие имеет циклический характер. Благодаря мерзлотным циклам почвы характеризуются крайне динамичным состоянием: процесс развития почвы каждого элемента микрорельефа представляет лишь кратковременную стадию в общем криогенном цикле данного ландшафта. По характеру проявления в тундровых почвах мерзлотные процессы можно разделить на две большие группы.

К первой группе относятся мерзлотные явления, совершающиеся постепенно: криогенный массо- и влагообмен в почвенной толще (небольшой интенсивности) и процессы, связанные с длительным пребыванием почв в мерзлом состоянии, вызывающие различные физико-химические и химические превращения в почвенной

массе и почвенном растворе и изменяющие физические свойства почв («Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», 1957).

Вторая группа включает мерзлотные явления, частично или полностью прерывающие нормальное развитие почвенного профиля (сильное проявление криогенного массо- и влагообмена). К ним относятся явления интенсивного пучения и трещинообразования, вызывающие деформацию и нарушенное залегание почвенных горизонтов, их разрывы и погребение, образование пятен с полным уничтожением органогенного горизонта. Под влиянием этих процессов происходит чередование периодов относительно стабильного развития тундровых глеевых почв с периодами частичных и полных нарушений того почвенного профиля, который был создан в предшествующий период относительно спокойного развития. Вследствие этого рассматриваемые почвы характеризуются сложным генезисом.

По общепринятой в настоящее время классификации почв СССР (Иванова, 1956), тундровые глеевые почвы рассматриваются как зональный тип почв тундровой зоны. Его таксономическое подразделение проводится в соответствии с принятым разделением тундровой зоны на подзоны и провинции и имеет предварительный характер. Из-за отсутствия достаточного количества материалов по почвам малоизученных территорий учитывается главным образом различие факторов почвообразования (в основном климата и растительности).

Изучение почв малоисследованных районов тундры внесет, по-видимому, известные коррективы в существующие подзонально-провинциальные разделения тундровой зоны. Примером могут служить приведенные нами материалы, показавшие биоклиматическую неоднородность Северо-Сибирской почвенной провинции. Специфичность климатических условий почвенного покрова и свойств тундровых глеевых почв Яно-Индигирской низменности и Новосибирских островов вызывает необходимость выделения этой территории в особую фацию тундровых глеевых гумусных почв, возможно, не имеющую аналогов в других частях тундровой зоны земного шара.

В настоящее время тундровые глеевые почвы рассматриваются как зональный тип почв, представляю-

щий тундровую зону. Однако некоторые исследователи (Забоева и др., 1963) обращали внимание на некоторую условность разделения глеевых суглинистых почв южной тундры и северной тайги как разных типов и констатировали в основном ландшафтное значение границы между этими подзонами в пределах Европейской части СССР. В процессе изучения таежных и тундровых почв с многолетней мерзлотой в профиле на территориях Восточной Сибири и Дальнего Востока был получен новый материал по вопросу о генетических связях тундровых глеевых почв¹. Эти исследования показали, что тундровые и таежные глеевые почвы (с мерзлотой и без нее) имеют ряд сходных генетических признаков, важнейшие из которых — оглеение и переувлажнение профиля и грубогумусность органогенных аккумуляций. Плакорные почвы с подобными признаками могут рассматриваться как одна генетическая группа почв, по-видимому, надтипового таксономического ранга. Дальнейшее подразделение этой группы предлагается проводить по степени дифференцированности минеральной толщи профиля, отражающей степень проявления элювиального процесса. Такие подгруппы, по-видимому, соответствуют типам почв; их появление может быть связано с изменением литологических, геоморфологических или биоклиматических условий крупного зонального порядка.

Подразделение тундровых глеевых почв по такой классификационной схеме лишь частично совпадает с существующим подзонально-фациальным разделением. Так, тундровые глеевые оподзоленные почвы (с мерзлотой или без нее), в которых проявляется дифференциация профиля, должны быть объединены с глеево-подзолистыми и глеево-мерзлотно-подзолистыми почвами и в качестве типа отделены от тундровых глеевых почв с недифференцированным профилем. В то же время подзональная граница типичной и арктической тундр, по-видимому, совпадает с границей между подтипами почв той и другой подзон. Такой принцип классификационного разделения тундровых глеевых почв явится опытом разработки классификации прежде всего с позиций

¹ Этот вопрос пока находится в начальной стадии разработки (Каравасва и др., 1965, и др.).

генетической аналогии морфологического и химического профиля почв, но с учетом многообразного влияния всех факторов почвообразования.

Обширные площади равнинных тундр Яно-Индибирской низменности в настоящее время используются в хозяйстве только как оленьи пастбища. Молодые побеги осок, пушиц, некоторых кустарничков — приемлемый корм для оленей в первую половину лета, но в целом кормовое значение этих территорий как летних пастбищ невысоко из-за пятнистости и значительного участия лишайников в растительном покрове. В холодное время года, напротив, ценность этих пастбищ значительно возрастает в связи с большим количеством кустистых лишайников и небольшой мощностью снежного покрова, облегчающей оленям добывание корма из-под снега. Опыт работы Тиксинской сельскохозяйственной опытной станции показывает, что тундровые почвы этих территорий должны использоваться в сельском хозяйстве не только как пастбища, но и под луга для молочного животноводства и под овощные культуры открытого и полужакрытого грунта.

В последние годы особое внимание уделяется созданию местного молочного животноводства в наиболее крупных северных поселках. В связи с этим важное значение приобретает вопрос о кормовой базе для молочного скота, в частности, перспективы создания естественных лугов путем залужения тундры. В низовьях Индигирки для залужения наиболее благоприятны участки мелкобугорковато-кочкарных тундр на пологих склонах плейстоценовой террасы. Тундровые глеевые перегнойные почвы этих участков умеренно переувлажнены, органическое вещество в достаточной мере разложено, микроклиматические условия благоприятны для произрастания злаков и разнотравья. Обработка почвы под луга должна производиться путем неглубокой вспашки с применением рыхлящих орудий. Перегнойный горизонт не должен запахиваться, так как он наиболее богат питательными веществами.

При разработке разнообразных землеустроительных мероприятий в этом районе нужно учитывать глубину залегания подземных жильных льдов. Любое изменение естественного растительного покрова, особенно на начальных этапах освоения, неизбежно повлечет за собой уве-

личение глубины сезонного протаивания. При близком залегании мощных ледяных клиньев, особенно на склонах, могут возникать интенсивные термокарстовые процессы. Это вызовет разрушение ценного природного ландшафта этих территорий, обладающего наибольшими потенциальными возможностями для освоения. В пределах Яно-Индибирской низменности имеются очень небольшие массивы возвышенно-водораздельных поверхностей, площадь которых постепенно сокращается вследствие естественных процессов термокарста и эрозии. Поэтому землеустроительные мероприятия должны содействовать сокращению интенсивности этих процессов. Вершины увалов (останцов плейстоценовой террасы) с тундровыми глеевыми гумусными почвами, по-видимому, менее благоприятны для залужения, чем склоны, ввиду небольшого увлажнения, сурового снежного режима, пятнообразования и других причин.

Для использования под овощные культуры в тундровой зоне наиболее пригодны почвы на легких породах, наиболее прогреваемые и дренируемые. В низовьях Индигирки вне заливаемой поймы такие почвы распространены крайне ограничено; как правило, их массивы располагаются вдали от редко разбросанных населенных пунктов. Среди преобладающих в почвенном покрове суглинистых почв для овощных культур, по-видимому, наиболее пригодны тундровые глеевые гумусные почвы вершин увалов, а также наиболее хорошо дренированные почвы пологих склонов (например, под зарослями ольхи). Хорошая аэрация и прогреваемость верхней части профиля, небольшая переувлажненность, хорошая разложенность органического вещества, небольшая насыщенность поглощающего комплекса — все эти свойства почв позволяют надеяться на успешное произрастание на них овощных культур. Неблагоприятными факторами являются укороченность безморозного периода, позднее протаивание почв в связи с низкими температурами деятельного слоя, возможность заморозков в период вегетации.

Большое значение будет иметь соответствующий подбор раннеспелых и морозоустойчивых культур, а также практика создания искусственных почв путем смешивания верхних горизонтов естественных почв с песком, щебнем и удобрениями. Такие почвы не только луч-

ше дренированы, но отличаются и значительно более благоприятным тепловым режимом: они раньше протаивают и прогреваются на большую глубину, благодаря чему удлиняется и становится менее суровым вегетационный период; что в континентальных условиях низовий Индигирки особенно важно. Опыт Тиксинской станции показывает, что в климатических условиях, более суровых, чем в низовьях Индигирки, в открытом грунте удается успешно выращивать капусту китайскую, редис, лук-батун, свеклу. На склонах, защищенных от ветров, в щебнистые почвы вносится хорошо перепревший навоз при вспашке на глубину 18—20 см. Урожай повышается при внекорневых подкормках растений микроэлементами. Этот опыт позволяет считать, что и в низовьях Индигирки имеются все условия для создания собственной сельскохозяйственной базы, небольшой, но крайне важной для жизни населения этой отдаленной территории нашей страны.

ВЫВОДЫ

Изучение почвенного покрова низовий Индигирки (части Яно-Индигирской низменности) и южной части о-ва Большого Ляховского (Новосибирские острова) показало, что зональное тундровое глеевое почвообразование в этих районах имеет специфические черты, проявляющиеся в ряде морфологических и химических особенностей почв, важнейшими из которых являются: хорошая разложимость органического вещества — гумусовый характер органогенных горизонтов; окисленность верхней части минеральной глеевой толщи; меньшая, чем в других частях тундровой зоны, степень оглеения почв; большое влияние процессов пятнообразования на свойства почв; широкое распространение слабых количественных признаков дифференциации почвенного профиля по содержанию ила и R_2O_3 (преимущественно в южной части низменности).

Тундровые глеевые почвы исследованной территории имеют также комплекс свойств, связанных с наличием в профиле близко залегающей многолетней мерзлоты. Можно полагать, что эти признаки общие для всех мерзлых тундровых глеевых почв, т. е. для большей части тундровой зоны, а отчасти и для мерзлотных почв таежной зоны. Основные из этих свойств следующие: строение профиля характеризуется отсутствием горизонтов, переходных к почвообразующей породе, и самой породы; последняя резко отделена от почвенного профиля, так как не входит в толщу деятельного слоя и поэтому, как правило, не исследуется; при движении сверху вниз по профилю, к мерзлоте, не наблюдается ослабления признаков почвообразования, напротив нижние горизонты являются надмерзлотно-аккумулятивными; максимальное оглеение приурочено к нижним надмерзлотным горизонтам профиля (в отличие от почв восточноевропейской

тундры, в которых развиты поверхностно-глеевые горизонты); наблюдается напитывание почвенной толщи подвижными гумусовыми соединениями — так называемая мерзлотная ретинизация гумуса.

Особенности почвообразования исследованных тундр определяются специфическими климатическими условиями этого наиболее континентального отрезка тундровой зоны. Климат равнинной тундры между Яной и Колымой характеризуется отсутствием атмосферного переувлажнения (коэффициент увлажнения, по Н. Н. Иванову, за год равен 1,0, за теплый период меньше 1,0), что является исключительным для тундровой зоны. Вследствие контрастного термического режима и отсутствия атмосферного переувлажнения исследованные тундры представляют собой наиболее континентальные тундры земного шара, не имеющие аналогов в других частях тундровой зоны.

Анализ рассмотренных данных позволяет внести предложение о выделении наиболее континентального отрезка тундровой зоны в качестве самостоятельной Яно-Колымской почвенно-географической фации, объединяющей две подзоны тундры. Она характеризуется фациальной группой подтипов почв: тундровых глеевых гумусных в подзоне типичной тундры и арктотундровых слабogleевых гумусных в подзоне южной тундры.

Приведенные материалы позволили проверить некоторые трактовки тех или иных признаков тундрового глеевого почвообразования и составить ряд новых генетических представлений о свойствах тундровых глеевых почв.

Изучение характера органического вещества этих почв показало, что в суровых гидротермических условиях высоких широт новообразованные гумусовые соединения имеют резко выраженный фульватный состав, очень большую подвижность и, по-видимому, специфическую природу. Закрепление гумусовых веществ в почвах происходит в форме прочно связанных с глинистой частью органо-минеральных соединений (негидролизуемый остаток и фракция, извлекаемая попеременной обработкой кислотой и щелочью). Фракции гумуса, связанные с основаниями, практически отсутствуют. Поэтому можно полагать, что проявление дернового процесса исключено для тундровой и более высокоширотных зон.

В результате произведенных исследований было подтверждено высказанное ранее положение ряда авторов (Г. П. Мазурова и некоторых других) о том, что пылеватость рыхлых почвообразующих пород обусловлена интенсивным физическим выветриванием крупнозема и песчаных фракций при замедленном физическом выветривании, а не связана с процессом необратимой коагуляции тонкодисперсных фракций при замерзании (Тюлюнов, 1960).

Было выяснено, что для тундрового глеевого почвообразования характерна тенденция к дифференциации профиля по распределению ила и R_2O_3 . Важнейшим фактором, препятствующим дифференциации, является криогенный массо- и влагообмен в почвенной толще. При благоприятном сочетании условий признаки дифференциации (по количественным или хотя бы качественным признакам) всегда можно фиксировать в профиле.

Исследования показали, что воздействие криогенных процессов на тундровое глеевое почвообразование обычно имеет циклический характер. Вследствие криогенных циклов тундровые глеевые почвы характеризуются крайне динамичным состоянием: почва каждого элемента микрорельефа представляет лишь относительно кратковременную стадию в общем криогенном цикле данного ландшафта. В частности, для пятнистых ландшафтов континентальных типичных тундр цикл пятнообразования характеризуется нейтральной стадией почвообразования под пятнами. Свойства почв пятен изменяются не только в зависимости от хода процесса пятнообразования, но обнаруживают и подзональные различия («зрелые» почвы пятен обеих подзон тундры).

Было установлено, что явления солончаковатости не характерны для тундровых глеевых почв и не возникают в связи с биоклиматическими условиями даже в подзоне арктической тундры. Это подтверждается отсутствием таких явлений в почвах наиболее континентального и высокоширотного отрезка подзоны арктической тундры.

Анализ свойств тундровых глеевых почв низовий Индигирки и изучение опыта сельскохозяйственного освоения сходных почв на сопредельных территориях показывают, что они могут быть использованы в двух направлениях: под залужение и под овощные культуры открытого и полужалуженного грунта.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова В. Д.* Тундры правобережья р. Попига́й.— Труды Арктич. ин-та, т. 63. Геоботаника. Л., Изд-во Главсевморпути, 1937.
- Александрова В. Д.* Вопросы разграничения арктических пустынь и тундр как типов растительности.— Тезисы докладов Делегатского съезда Всес. ботан. об-ва, вып. 4. Секция флоры и растительности, 2. Л., 1958а.
- Александрова В. Д.* Опыт определения надземной и подземной массы растительности в арктической тундре.— Ботан. ж., 1958б, т. 13, № 12.
- Александрова В. Д.* О влиянии экспозиции нанорельефа на почвенный микроклимат и на развитие растений в арктической тундре.— Труды Моск. об-ва испыт. природы, т. 3. Отд. биол. Секция ботаники. М., 1960.
- Александрова В. Д.* Очерк флоры и растительности острова Б. Ляховского.— Труды Арктич. и антарктич. н.-и. ин-та, т. 224. Новосибирские о-ва. Л., «Морской транспорт», 1963.
- Александрова В. Д.* Арктические тундры СССР. (Доклад по опубликованным работам, представл. к защите вместо дисс. на соискание учен. степ. доктора биол. наук). Л., 1964.
- Аринюшкина Е. В.* Химический анализ почв и грунтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1952.
- Базилевич Н. И.* Биологическая продуктивность и круговорот зольных элементов и азота основных типов растительности Северного полушария.— В кн.: Современные проблемы географии. М., «Наука», 1964.
- Биркенгоф А. Л.* Из наблюдений над лесным покровом и вечной мерзлотой (ЯАССР, низовья р. Индигирки).— Труды Комиссии по изуч. вечной мерзлоты, т. 3. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Витвицкий Г. Н.* Климаты Северной Америки. М., Географгиз, 1953.
- Волосович К. А.* Геологические наблюдения в тундре между нижними течениями р.р. Лены и Колымы.— Труды Комиссии по изуч. Якутской АССР, т. 15. Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Вторин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М. и др.* Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых.— Труды Междуведомств. совещ. по разработке униф. стратиграф. схем Сибири, 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Герасимов Ив. П.* Почвы Амура-Алданского междуречья.— В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Герасимов И. П.* Современный докучаевский подход к классификации почв и его применение на почвенных картах СССР и Мира.— Почвоведение, 1964, № 6.
- Городков Б. Н.* Вечная мерзлота в Северном крае. Л., Изд-во АН СССР, 1932а. (Труды Совета по изуч. производ. сил, серия северная, вып. 1).
- Городков Б. Н.* Почвы Гыданской тундры. История исследования почв тундры в пределах СССР.— Труды Полярной комиссии, вып. 7. Л., Изд-во АН СССР, 1932б.
- Городков Б. Н.* Об особенностях почвенного покрова Арктики.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1939, т. 71, вып. 10.
- Городков Б. Н.* Растительность и почвы острова Котельного (Новосибирский архипелаг).— В кн.: Растительность Крайнего Севера и ее освоение, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Городков Б. Н.* Почвенно-растительный покров острова Врангеля.— В кн.: Растительность Крайнего Севера и ее освоение, вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Городков Б. Н. и Неуструев С. С.* Почвенные районы Уральской области.— В кн.: Урал. Техн.-экон. сборник, вып. 5. Екатеринбург, 1923.
- Григорьев А. А.* Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис.— Землеведение, 1925а, т. 27, вып. 1—2.
- Григорьев А. А.* Почвы субарктических тундр и лесотундр Евразии в связи с наблюдениями в Большеземельской тундре в 1921 г.— Почвоведение, 1925б, № 4.
- Григорьев А. А.* Субарктика. Опыт характеристики основных типов географической среды. Изд. 2-е. М., Географгиз, 1956.
- Достовалов Б. Н.* Исследование мерзлых пород методом сопротивления.— Труды Ин-та мерзлотоведения, т. 15. Региональные мерзлотно-геофиз. исследования. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Драницын Д. А.* О некоторых зональных формах рельефа Крайнего Севера.— Почвоведение, 1914, № 4.
- Драницын Д. А.* Северо-Енисейская экспедиция.— В кн.: Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1914 г. СПб., 1916.
- Ермолаев М. М.* Геологический и геоморфологический очерк о-ва Б. Ляховского.— Труды Совета по изуч. производ. сил, серия якутская, вып. 7. Полярная геофиз. станция на о-ве Большом Ляховском, ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Забоева И. В., Рубцов Д. М., Стенина Т. А. и Чебыкина Н. В.* Почвы Коми АССР и пути повышения их плодородия. Сыктывкар, Коми кн. изд., 1963.
- Завалишин А. А., Фирсова В. П.* К изучению генезиса почв подзолистого типа на покровных суглинках Центральной части Русской равнины.— Сборник работ Центр. музея почвоведения им. Докучаева, вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Землячкенский П. А.* Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 8, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Иванов И. М.* О почвенных образованиях в Арктике.— Труды Ин-та по изуч. Севера, вып. 42. Научные результаты экспед. на Землю Франца-Иосифа летом 1929 г. М., Гостехиздат, 1931.
- Иванов Н. Н.* Ландшафтно-климатические зоны земного шара. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948. (Зап. Всес. геогр. об-ва, новая серия, т. 1).
- Иванова Е. Н.* Систематика почв северной части Европейской территории СССР.— Почвоведение, 1956, № 1.
- Иванова Е. Н.* Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре побережья Обской губы.— В кн.:

- О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванова Е. Н.* и *Копосов Н. А.* Почвы Хибинских тундр, ч. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1937. (Труды Совета по изуч. производ. сил, серия кольская, вып. 13).
- Иванова Е. Н.* и *Полынцева О. А.* К вопросу о генезисе подзолов с гумусовым иллювиальным горизонтом на продуктах выветривания нефелиновых сиенитов Хибинского массива.— Проблемы сов. почвоведения, сб. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Иванова Е. Н., Розов Н. Н.* и *Ерохина А. А.* Новые материалы по общей географии и классификации почв полярного и бореального пояса Сибири.— Почвоведение, 1961, № 11.
- Игнатенко И. В.* Почвы арктической тундры Югорского полуострова.— Почвоведение, 1963, № 5.
- Караваева Н. А.* К характеристике аркто-тундровых почв о-ва Б. Ляховского (Новосибирские о-ва).— В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Караваева Н. А.* Основные генетические черты тундровых глеевых почв.— В кн.: Генезис, классификация и картография почв СССР. М., «Наука», 1964. (Докл. к VIII Междуна. конгр. почвоведов).
- Караваева Н. А., Полтева Р. Н.* Циклы пятнообразования в почвах лесотундры и тундры.— В кн.: Растительность Крайнего Севера и ее освоение, вып. 7. Л., «Наука», 1967.
- Караваева Н. А., Соколов И. А., Соколова Т. А.* и *Таргульян В. О.* Об особенностях почвообразования в тундрово-таежных мерзлотных областях Восточной Сибири и Дальнего Востока.— Почвоведение, 1965, № 7.
- Караваева Н. А.* и *Таргульян В. О.* Об особенностях распределения гумуса в тундровых почвах Северной Якутии.— Почвоведение, 1960, № 12.
- Караваева Н. А.* и *Таргульян В. О.* К изучению почв тундр Северной Якутии.— В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Качинский Н. А.* Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М., 1927. (Труды н.-и. ин-та почвовед. при физ.-мат. фак. 1-го Моск. ун-та).
- Квашин-Самарин И. В.* К вопросу о мерзлоте как факторе почвообразования в западной части Амурской области и на Олекминском водоразделе.— Материалы по изучению русских почв, вып. 20. СПб., 1911.
- Колосов Д. М.* Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1947. (Труды Горно-геол. упр. Главморпути, вып. 30).
- Кононова М. М.* Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Крейда Н. А.* О почвах восточноевропейских тундр.— Почвоведение, 1958, № 1.
- Крейда Н. А.* О некоторых особенностях почвообразования на Крайнем Севере Русской равнины.— Вестник Ленингр. ун-та, 1962, № 3. Серия биол., вып. 1.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и пригляциальных областей материковых оледенений М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды Геол. ин-та, вып. 87).
- Левина В. И.* Особенности обмена минеральных элементов между мхово-лишайниково-кустарничковым покровом и почвой в двух типах сосновых лесов Кольского п-ва.— Почвоведение, 1960, № 5.
- Ливеровский Ю. А.* Почвы тундр Северного Края. Л., Изд-во АН СССР, 1934. (Труды Полярной комиссии, вып. 19).
- Ливеровский Ю. А.* Почвы Крайнего Севера СССР и некоторые вопросы их химизма.— Химизация соц. земледелия, 1937, № 3.
- Ливеровский Ю. А.* О морозном выветривании и почвообразовании в тундре.— Проблемы сов. почвоведения, сб. 7. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939а.
- Ливеровский Ю. А.* Почвы северо-востока Европейской части СССР.— В кн.: Почвы СССР, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939б.
- Мазуров Г. П.* О генезисе покровных отложений.— Научный бюлл. Ленингр. ун-та, 1948, № 20.
- Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, сб. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Михайлов И. С.* Дерновые арктические почвы острова Большевик.— Почвоведение, 1960, № 6.
- Михайлов И. С.* Арктические почвы. Вопросы географии и генезиса. (Автореферат дисс. на соискание учен. степ. канд. геогр. наук). М., 1962.
- Михайлов И. С.* Эволюция почв и растительного покрова в северо-восточной части о. Фадеевского.— Труды Арктич. и антарктич. н.-и. ин-та, т. 224. Новосибирские о-ва. Л., «Морской транспорт», 1963.
- Мотузов Я. Я.* Влияние мороза на структуру и эрозионную стойкость почвы в зависимости от ее влажности.— Почвоведение, 1960, № 3.
- Мухин Н. И.* О значении полигональных форм рельефа в развитии термокарста в низовьях Индигирки.— Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Наумов Е. М.* Почвы южной части Магаданской области в пределах Охотского побережья.— В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Охотин В. В., Мазуров Г. П.* Покровные отложения на моренах Европейской части Советского Союза.— Вестник Ленингр. ун-та, 1951, № 4.
- Перельман А. И.* Очерки геохимии ландшафта. М., Географгиз, 1955.
- Полтев Н. Ф.* Основы мерзлотной съемки (Избр. главы). М., Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Полюнов Б. Б.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Полынцева О. А.* и *Иванова Е. Н.* Комплексы пятнистой тундры Хибинского массива и их эволюция в связи с эволюцией почвенно- и растительного покрова.— Труды Почв. ин-та им. Докучаева, т. 13. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Пономарева В. В.* и *Мясникова А. П.* Материалы к изучению почв центральной части Карельского перешейка.— Сборник работ Центр. музея почвоведения им. Докучаева, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Почвенно-географическое районирование СССР. (В связи с сельскохозяйственным использованием земель). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Принципы классификации и номенклатуры почв и единый системати-

- ческий список почв СССР. М., 1963. (Всес. акад. с.-х. наук им. В. И. Ленина, Почв. ин-т им. Докучаева).
- Растительный покров СССР. Пояснит. текст к «Геоботанической карте СССР» м-ба 1 : 4 000 000. Под ред. Е. М. Лавренко и В. Б. Соцовой, ч. 1 и 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ратманов Г. Е. Почвы Новой Земли.—Труды Почв. ин-та им. Докучаева, вып. 3—4. Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948. (Труды Ин-та географии, т. 40).
- Рожнова Т. А. и Счастливая Л. С. Изучение взаимосвязи растительности и почв в условиях Карельского перешейка.—Почвоведение, 1959, № 1.
- Романовский Н. Н. Палеогеографические условия образования четвертичных отложений острова Б. Ляховского (Новосибирские о-ва).—В кн.: Вопросы физ. географии полярных стран, вып. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1958а.
- Романовский Н. Н. Новые данные о строении четвертичных отложений острова Б. Ляховского.—Научные докл. Высшей школы. Геол.-геогр. науки, 1958б, № 2.
- Романовский Н. Н. Эрозивно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах.—В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Северная Якутия (Физико-географическая характеристика). Сборник статей под ред. Я. Я. Гаккеля и Е. С. Короткевича. Л., «Морской транспорт», 1960. (Труды Арктич. и антарктич. н.-и. ин-та, т. 236).
- Соколова Т. А. и Соколов И. А. О горно-таежных почвах Восточного Забайкалья.—В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сочава В. В. Тундры бассейна реки Анабары.—Изв. Гос. геогр. об-ва, 1933, т. 65, вып. 4.
- Сукачев В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву.—Изв. Акад. наук, серия VI, 1911, т. 5, № 1.
- Танфильев Г. И. Пределы лесов в Полярной России по исследованиям в тундре Тиманских самоедов. Одесса, 1911.
- Таргульян В. О. О первых стадиях выветривания и почвообразования на изверженных породах в тундровой и таежной зонах.—Почвоведение, 1959, № 11.
- Таргульян В. О. Выветривание и почвообразование на граните в тундровой зоне (остров Б. Ляховский).—В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Таргульян В. О. Почвенно-геохимическое разделение холодно-влажных областей севера Евразии.—В кн.: Растительность Крайнего Севера и ее освоение, вып. 7. Л., «Наука», 1967.
- Таргульян В. О., Караваева Н. А. Опыт почвенно-геохимического разделения полярных областей. В кн.: Проблемы Севера, вып. 8. М.—Л., «Наука», 1964.
- Тихомиров Б. А. О лесной фазе в послеледниковой истории растительности севера Сибири и ее реликтах в современной тундре.—Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Тихомиров Б. А. Динамические явления в растительности пятнистых тундр Арктики.—Ботан. ж., 1957, т. 42, № 11.

- Тихомиров Б. А. Главнейшие теоретические задачи и проблемы изучения растительного покрова Крайнего Севера СССР на современном этапе.—Ботан. ж., 1962, т. 47, № 5.
- Толмачев А. И. О некоторых закономерностях распределения растительных сообществ в Арктике.—Ботан. ж., 1939, т. 24, № 5—6.
- Толстов А. Н. О температурном режиме верхних слоев горных пород и теплооборотах в подпочве в нижнем течении Индигирки (Чукурдах).—Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тютюнов И. А. и Нерсесова З. А. Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Федорцев В. А. Рельеф низовий Индигирки.—Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, т. 7, вып. 4—5.
- Филатов М. М. Почвы бассейнов Белого Урума и Куенги Забайкальской области. СПб., 1910. (Труды Почв. ботан. экспед. по исслед. колонизац. районов Азиатской России, ч. 1. Почвенные исслед. 1908 г., вып. 9).
- Филатов М. М. Почвы бассейнов Урюмкана и Газимюра Забайкальской области. СПб., 1912. (Труды Почв.-ботан. экспед. по исслед. колонизац. районов Азиатской России, ч. 1. Почвенные исслед. 1909 г., вып. 6).
- Цыпленкин Е. И. Почвенно-агрономические исследования на Крайнем Севере.—Труды Всес. н.-и. ин-та удобрений, агротехники и агропочвоведения, вып. 19. Почвенные исслед. на Крайнем Севере. М., Изд-во Всес. акад. с.-х. наук им. В. И. Ленина, 1937.
- Цыпленкин Е. И. Вечная мерзлота и почвообразование.—Почвоведение, 1946, № 12.
- Чирихин Ю. Д. Предварительный отчет о работе Индигирского отряда Якутской экспедиции АН СССР, 1929—1930 гг.—Труды Совета по изуч. производ. сил, серия якутская, вып. 6. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Шелудякова В. А. Растительность бассейна реки Индигирки. (Предварительное сообщение).—Сов. ботаника, 1938, № 4—5.
- Шелудякова В. А. Растительность северо-востока Якутии.—Доклады на первой научной сессии Якутской базы АН СССР. Якутск, 1948.
- Юрцев Б. А. Ботанико-географический очерк Индигирского склона горного узла Сунтар-Хаята.—Труды Ботан. ин-та им. Комарова, серия 3. Геоботаника, вып. 16. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1964.
- Blanck E., Giesecke F., Keese H. Beiträge zur chemischen Verwitterung auf Hindo, Vesteraalen, Nord—Norwegen.—Chemie der Erde, 1930, Bd. 4, N. 1.
- Blanck E., Rieser A. Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. Mit einem Beitrag von H. Mortensen.—Chemie der Erde, 1928, Bd. 3, N. 3/4.
- Domby C. W., Kohnke H. The effect of freezing and thawing on structure of the soil surface.—Agronomy journal, 1955, v. 47, N. 4.
- Douglas L. A., Tedrow J. C. F. Organic matter decomposition rates in arctic soils.—Soil science, 1959, v. 88, N. 6.
- Gargner R. Some effects of freezing and thawing on the aggregation and permeability of dispersed soils.—Soil science, 1945, v. 60, N. 6.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Основные представления о сущности тундрового глеевого почвообразования	7
Условия почвообразования	13
Рельеф и почвообразующие породы	13
Климатические условия	19
Основные черты растительного покрова	31
Ландшафты и основные закономерности распределения почв	38
Ландшафты подзоны типичной тундры Яно-Индигирской низменности	39
Ландшафты подзоны арктической тундры о-ва Большого Ляховского	69
Тундровые глеевые гумусные почвы	88
Арктотундровые слабogleевые гумусные почвы	136
Некоторые вопросы криогенеза тундровых глеевых почв в связи с пятнообразованием	169
Основные генетические признаки тундровых глеевых почв и перспективы их хозяйственного использования	185
Выводы	197
Литература	200

Нина Анатольевна Каравая

ТУНДРОВЫЕ ПОЧВЫ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ

Утверждено к печати

Институтом географии АН СССР

Редактор Издательства *М. Е. Анцелович*

Технический редактор *Т. В. Алексеева*

Сдано в набор 30/V 1969 г.

Подписано к печати 12/IX 1969 г.

Формат 84×108¹/₃₂. Бумага № 2. Усл. печ. л. 10,9.

Уч.-изд. л. 10,5. Тираж 700 экз. Тип. зап. 5690. Т-13613

Цена 1 р. 05 к.

Издательство «Наука»

Москва К-62, Подосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»

Москва Г-99, Шубинский пер., 10

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
10	2 св.	1952а	1925а
46	10 сн.	над	под
		SiO_2	SiO_2
151	1-я гр. справа, головка табл. 24	Al_2O_3	Fe_2O_3

Н. А. Каравая. Тундровые почвы Сев. Якутии