

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

МЕРЗЛОТНЫЕ ПОЧВЫ БАСЕЙНА р. АЛАЗЕЯ: СВОЙСТВА, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ

© 2023 г. Р. В. Десяткин^а, *, С. Н. Лесовая^б, М. В. Оконешникова^а,
А. З. Иванова^а, Н. В. Платонова^с

^аИнститут биологических проблем криолитозоны СО РАН,
пр-т Ленина, 41, Якутск, 667891 Россия

^бИнститут наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199198 Россия

^сРесурсный центр, Санкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199198 Россия

*e-mail: rydes@ibpc.ysn.ru

Поступила в редакцию 30.06.2022 г.

После доработки 12.09.2022 г.

Принята к публикации 13.09.2022 г.

Изучены физико-химические свойства и специфика профильного распределения глинистых минералов в слабодифференцированных почвах в пределах Колымской низменности. Почвы сформированы в условиях холодного, ультраконтинентального климата. Объекты исследования заложены с учетом разнообразия ландшафтной структуры обширной приморской низменной равнины: на полосе маршевого луга, на северных равнинах с ледовым комплексом приозерных аласных лугов, в зональных типичных северо-таежных редколесьях. Несмотря на характерную для высоких широт слабую активность процессов выветривания в почвах отмечены результаты современного выветривания минералов — наличие вермикулита в кислых горизонтах почв аласа и межаласного комплекса и гидроксида железа — лепидокрокита в почве маршевого луга. Показано, что в соответствии с профилно-генетическим подходом национальной классификации, классификационная принадлежность криозема, расположенного в редколесье, не вызывает сомнений. Однако дальнейших работ и уточнений требует классификация слабодифференцированных и в различной степени огненных мерзлотных почв, расположенных в ландшафтах, относимых к интразональным, — приморских маршевых лугов и аласов.

Ключевые слова: криогенные почвы, глинистые минералы, лепидокрокит, почвы зональных, интразональных ландшафтов

DOI: 10.31857/S0032180X2260086X, **EDN:** BKNLAT

ВВЕДЕНИЕ

Отложения позднеплейстоценовых пород с ледовым комплексом широко распространены в Сибири, на Аляске и Северо-Западной Канаде. Они состоят из толщ мощностью до десятков метров, богатых илом, песком и органическим веществом с сингенетическими ледяными жилами и сегрегационным льдом. Доля грунтового льда в отложениях различных регионов составляет до 50–95% от объема [44, 45, 58, 60, 61], что и определяет уязвимость отложений к деградационным процессам при потеплении климата. В целом для территорий приморских низменностей Якутии суммарная объемная льдистость с учетом ледяных жил достигает 60–90% [40, 43, 60, 61].

Бассейн р. Алазея полностью расположен в зоне распространения многолетнемерзлых пород в

северо-восточной части Евразии. За исключением самого верхнего течения, река протекает в пределах Колымской низменности. Регион входит в состав обширной области распространения льдистых покровных криогенно-эоловых отложений плейстоценовых оледенений [30, 31]. На территории низменности в верхней минеральной части толщи мерзлоты выделяются высокольдистые слои с горизонтально-слоистыми и сетчато-слоистыми криотекстурами “пояскового” типа и менее льдистые слои с микролинзовидными структурами [16, 43]. Полигонально-жильные льды шириной 2–5 м и мощностью до нескольких десятков метров создают полигональную решетку с диаметром полигонов до 20 м [26, 61]. Верхняя часть толщи мерзлоты представлена преимущественно позднеплейстоценовым ледовым комплексом и сформированным в результате его от-

таивания в голоцене отложениями аласного комплекса. Ледовый комплекс представляет собой сингенетически промерзшие осадки (мощностью до 40–50 м) преимущественно алевроитового состава с мощными полигонально-жильными льдами с высокой льдистостью (65–90%) [2, 30, 31, 57].

Климат на территории Колымской низменности резко континентальный со средней годовой температурой воздуха от -12.5 (Среднеколымск) до -15.2°C (Алазея). Формирование климата определяется высокоширотным положением территории, особенностями атмосферной циркуляции и влиянием Приполярного ледовитого бассейна [18]. Среднегодовое количество осадков 209–276 мм [23]. Несмотря на малое количество осадков, степень увлажнения большей части поверхности избыточна, что приводит к интенсивному заболачиванию территории. Это связано с незначительным испарением и экранирующим влиянием многолетнемерзлых пород. Снежный покров в районе побережья и островов держится 270–290 дней, сокращаясь в южных частях региона до 240–260 дней в году.

Суровый холодный климат обуславливает повсеместное сохранение многолетней мерзлоты, глубокое и сильное промерзание почв и их небольшое протаивание летом. По почвенно-географическому районированию бассейн р. Алазея расположен на территории трех почвенных провинций: 1) Арктической мерзлотных тундровых глееватых и глеевых почв; 2) Индигиро-Колымской мерзлотных болотных, мерзлотных тундровых перегнойно- и перегнойно-торфянисто-глеевых и мерзлотных тундровых глееватых почв; 3) Среднеколымской мерзлотных северо-таежных типичных (тиксотропных) и северо-таежных перегнойно-глеевых почв (криоземов) [13].

Согласно геоботаническому районированию [1], эта территория входит в состав 1) Алазейско-Нижнеколымского округа Яно-Колымской субарктической подпровинции подзоны субарктических тундр, 2) Колымского округа Северо-Восточной притундровой подпровинции и 3) Абыйско-Колымского округа Северо-Восточной северо-таежной подпровинции.

Происходящие климатические изменения приводят, в том числе к потеплению мерзлоты, что с начала XXI в. на Приморских низменностях выявлено повсеместно [36, 49, 52, 53]. Процесс сопровождается термокарстовой трансформацией почвенного покрова территорий, что и обуславливает необходимость детального изучения почв для возможности прогнозирования их отклика на происходящие вызовы современности.

Мерзлотным почвам на территории Якутии посвящены ставшие в настоящее время классическими исследования [12–14, 21, 27, 28]. Тем не менее, свойства почв, и особенно их минералогический

состав, в зоне распространения многолетнемерзлых пород остаются недостаточно изученными.

Химико-минералогические свойства почв различных регионов Якутии рассмотрены в ряде работ: почвы Центральной Якутии, в том числе уникальные палевые почвы [10, 11, 29, 46, 47]; почвы Колымской низменности – криоземы едомы [32] и криосоли тундр вдоль р. Колыма [38]; мерзлотные почвы Восточно-Сибирского нагорья (Колымская и Оймяконская горные провинции, то есть, расположенные как на территории Якутии, так и за ее пределами) [22]. Наши исследования включают криоземы, расположенные в бассейнах р. Анабар и р. Алазея [11, 46].

Цель работы – изучение минералогического состава и свойств слабодифференцированных почв маршевых и аласных лугов по сравнению с почвами типичных редколесий северной тайги и лесотундры. Ключевые участки заложены на территории Колымской низменности, в пределах бассейна р. Алазея.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поверхность бассейна р. Алазея в пределах Колымской низменности имеет преимущественно равнинный и слаборасчлененный рельеф с абсолютными высотами менее 100 м. Почвенные разрезы, в которых помимо общих свойств изучен минералогический состав, были заложены на пологом маршевых лугов (P-37.08.Al), на широко распространенных в северной тайге приозерных аласных лугах (P-01.08.Al) и в типичных для северной тайги редколесьях (P-26.09.Al) (рис. 1).

Маршевые луга. Вдоль низких морских берегов в устьях рек, заливаемых приливами, распространены приморские луга – тампы (марши), перемежающиеся с заболоченными низинами, реже с арктическими пятнистыми тундрами и многочисленными озерами. На приморских лугах распространены солелюбивые виды осок, злаков в сочетании разнотравьем и солеросами. Мхи и лишайники здесь не встречаются. Почвы за лето протаивают на глубину от 40 до 100 см. Температура мерзлых грунтов варьирует от -9 до -12°C . Маршевый тип местности характеризуется слабым развитием криогенного микрорельефа, но на участках перехода приморского луга к более высоким гипсометрическим позициям, можно обнаружить появление системы вторичных маломощных повторно-жильных льдов (ПЖЛ).

Разрез P-37.08.Al (координаты: $70^{\circ}52'01.1''\text{ N}$, $153^{\circ}45'34''\text{ E}$) заложен восточнее устья р. Алазея на приморском осоково-злаково-разнотравном затопляемом лугу, на берегу Восточно-Сибирского моря, в 10 м от береговой линии. Эта территория подвержена постоянному влиянию морских приливов. Минеральные горизонты характеризу-

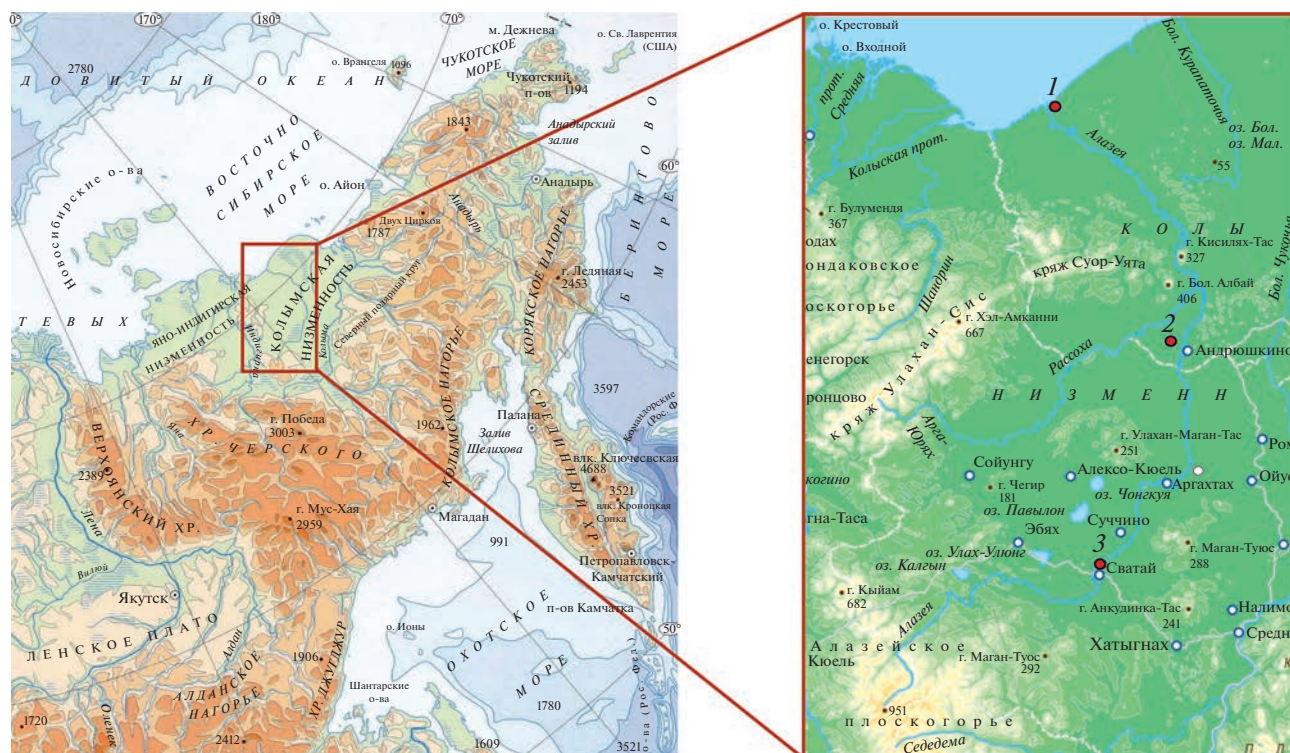


Рис. 1. Расположение почвенных разрезов. 1 – Р-37.08.А1, маршевый луг; 2 – Р-26.09.А1, редколесье и 3 – Р-01.08.А1, приозерный аласный луг.

ются наличием сильных признаков оглеения. Индексы для горизонтов этого профиля даны на основании традиционно используемой в Республике Саха классификации мерзлотных почв [12].

Строение почвенного профиля: О (0–1 см) – маломощный слой травянистого войлока на поверхности; АСg (1–24 см) – сизовато-серый песчаный нанос с многочисленными охристыми и буроватыми пятнами, плотно переплетен корнями растений, с признаками слабой задернованности и средним количеством слабо разложившихся растительных остатков в виде небольших трухи и отмерших корней травянистых растений; Сg (24–72 см) – серый с темно-серыми и охристыми прослоями и пятнами ожелезнения, расположенными в основном по ходам живых и отмерших корней, песчаный, в горизонте меньше живых корней, но больше растительных остатков. Профиль не вскипает. Залегает на льдистой мерзлоте с верховодкой.

Почва относится к мерзлотным маршевым слабо развитым глееватым [12], или Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Gelic) [42]. Классификационная принадлежность профиля на основании профилно-генетического подхода [17, 25] является дискуссионной и будет рассмотрена ниже. В тексте используются названия по [12].

Аласы северной тайги. В конце плейстоцена в результате потепления климата криогенно-эоловые высокольдистые отложения ледового комплекса подверглись термокарстовым, термоденудационным и термоэрозионным процессам, что привело к их значительной переработке и формированию аласного комплекса [15, 48, 56]. Палеопедологические исследования показали, что большая часть отложений ледового комплекса переработана синлитогенным почвообразованием [6].

На поверхности Колымской низменности преобладающими являются три типа местности: низкотеррасовый, межаласный и аласный [19, 20]. Низкотеррасовый тип местности занимает до 32% территории низменности, и характеризуется проявлениями морозобойного растрескивания совместно с термокарстовым пучением. Присутствуют системы маломощных ПЖЛ. Сезонное протаивание достигает 20–40 см. Температура мерзлых грунтов варьируется от -4 до -7.5°C . В данной работе почвы этот тип местности не рассматриваем.

Аласный тип местности характеризуется наличием морозобойных трещин и пучениями. Лыдность почво-грунтов составляет 40–60%, также присутствуют системы маломощных ПЖЛ. Почвы протаивают за теплый сезон на 40–80 см. Температура мерзлых грунтов варьирует от -4.5 до -7°C .

Разрез Р-01.08.А1 (координаты: 68°04'01.0" N; 151°47'09.3" E) заложен в 0.5 – 0.6 км на юго-запад от п. Сватай на территории злакового пушицево-вейникового приозерного луга котловины оз. Сватай. Индексы горизонтов профиля даны по классификации [12]. Морфологическое строение профиля: Ad (0–9 см) – плотно переплетенный корнями травянистых растений, много слабообразованных растительных остатков, общий цвет минеральной суглинистой части светло-буроватый с черными вкраплениями творожистой минерально-сапропелевой массы; G (9–52 см) – глеевый суглинистый горизонт сизо-голубой окраски с охристыми пятнами по корням растений и слабо выраженными признаками криотурбаций. Ниже залегает мерзлота. Профиль не вскипает.

Почва классифицирована как мерзлотная дерново-глеевая [12] или Stagnic Gleysol (Loamic, Gelic) [42]. Классификационная принадлежность почвы на основании профилно-генетического подхода [17, 25] как и предыдущего профиля будет рассмотрена ниже.

Межаласный комплекс на границе лесотундры и северной тайги. Межаласные ландшафты занимают до 30% Колымской низменности и характеризуются проявлением термокарстовых процессов, что обусловлено их повышенной льдистостью – от 40 до 80%. Отличительной чертой является присутствие системы мощных ПЖЛ. Мощность сезонно-талого слоя в зависимости от рельефа и географического положения, протаивает на глубину от 20 до 80 см. Температура мерзлых грунтов варьирует от –5 до –11°C.

Разрез Р-26.09.А1 (координаты: 69°14'52.7" N; 154°19'06.1" E) заложен на водоразделе под лишайниково-зеленомошной листовенной редкой кустарничково-тощевоберезовой на пологом приозерном склоне южной экспозиции, в 40 м от береговой линии оз. Байды (озеро не относится к термокарстовым). Индексы горизонтов этого профиля даны в соответствии с [12, 17, 25].

Морфологическое строение профиля: O (0–1 см) – мохово-лишайниковый очес и опад; Ao/Oh (1–8(11) см) – органогенный, подстильно-торфяной, в нижней части перегнойный, влажный, бурый, переплетен корнями растений, состоит из слабообразованных и неразложившихся растительных остатков, переход резкий, граница неровная; Bg/CRg (8(11)–40 см) – криогенный горизонт светло-буровато-серого цвета с бледными сизыми и ржавыми пятнами оглеения по корням, суглинистый; BCg/CRg₁ (40–70 см) – буровато-серый, криогенный, со слабыми признаками оглеения. Профиль не вскипает, глубина протаивания достигает 70 см, минеральная часть характеризуется слабой дифференциацией по морфологическим признакам и слабо выраженной тиксотропией. Почва классифицирована

как криозем типичный [12] или криозем перегнойный глееватый [17, 25] или Histic Cryosol (Loamic, Thixotropic) [42].

Таким образом, классификационная принадлежность в соответствии с профилно-генетическим подходом [25] не вызывает вопросов для почв редколесий северной тайги. Это профиль на территории межаласного комплекса (Р-26.09.А1) – криозем перегнойный глееватый или криозем типичный [12]. Классификация почв приморских маршевых (Р-37.08.А1) – мерзлотная маршевая слабообразованная глееватая [12]; приозерных, аласных лугов (Р-01.08.А1) – мерзлотная дерново-глеевая [12] – требует уточнений.

МЕТОДЫ

Даны традиционно используемые названия почв и индексы почвенных горизонтов [12], а также в соответствии с российскими [17, 25] и международными [42] подходами. Гранулометрический состав определяли методом пипетки по Н.А. Качинскому в модификации Почвенного института; рН – потенциометрически; обменные катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^{+}), гидролитическая кислотность и степень насыщенности – по Гедройцу. Общее содержание органического углерода исследовали методом Тюрина. Для верхних горизонтов, с высоким содержанием растительных остатков различной степени разложения, приведены потери при прокаливании. Аналитическая характеристика почв включает определение гигроскопической влаги и удельного веса.

Для определения минералогического состава карбонаты во вскипающих образцах мелкозема разрушали 9%-ной уксусной кислотой. Илистые фракции (<0.001 мм) выделяли по методу Горбунова. Для коагуляции илистой фракции использовали 1 н. раствор хлористого магния. Предварительная обработка образцов включает насыщение этиленгликолем и прокалывание при температуре 550°C в течение 3 ч. Съемку ориентированных образцов проводили на приборе Rigaku MiniFlex II (Rigaku Corporation, Токио, Япония) X-ray дифрактометр (XRD), CoK_{α} .

Глинистые минералы диагностировали при расшифровке рентгендифрактограмм в соответствии с [37, 41], также использовали базу данных [50] для идентификации гидроксида железа – лепидокрокита ($\gamma\text{-FeOOH}$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Аналитическая характеристика. В исследованных разрезах не выражены закономерности профилного перераспределения гранулометрических фракций мелкозема (табл. 1). Маршевая почва (Р-37.08.А1) отличается наиболее легким –

Таблица 1. Гранулометрический состав объектов исследования и некоторые другие аналитические данные

Горизонт, глубина, см	Содержание гранулометрических фракций, %, размер частиц, мм							НГ, %	Удельный вес, г/см ³
	1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01		
Полоса маршевых лугов									
P-37.08.A1 мерзлотная маршевая слабообразованная глееватая почва									
ACg, 1–24	0.3	49.4	45.7	0.8	0.9	2.9	4.6	0.55	2.68
Cg, 24–72	0.1	36.6	55.5	1.6	3.3	2.9	7.8	0.97	2.66
Аласы северной тайги									
P-01.08.A1 мерзлотная дерново-глеевая почва									
G, 9–52	0.1	28.0	42.8	7.0	9.0	13.1	29.1	1.39	2.61
Межаласный комплекс на границе лесотундры и северной тайги									
P-26.09.A1 криозем типичный/криозем перегнойный глееватый*									
Bg/CRg*, 8(11)–40	0.5	13.7	51.0	8.2	11.0	15.6	34.8	0.65	2.61
BCg/ CRg _L *, 40–70	0.2	22.6	40.4	9.0	11.8	16.0	36.8	0.92	2.62

Примечание. Здесь и табл. 2 названия почвы и индексы горизонта даны в соответствии с [12], * – [25]; НГ – гигроскопическая влага.

песчаным гранулометрическим составом с высоким содержанием лёссовой фракции, преобладающей в надмерзлотном горизонте. В профилях суглинистых почв, заложенных на территории аласа (P-01.08.A1) и межаласного комплекса (P-26.09.A1), выражено доминирование лёссовой фракции.

Отмечаемые различия гранулометрического состава обусловлены тем, что почвообразующие породы P-37.08.A1 представлены песчаными маршевыми отложениями, а межаласного комплекса (P-26.09.A1) – криогенно-эоловыми лёссово-супесчаными породами и перетолженными при аласообразовании криогенно-эоловыми отложениями (P-01.08.A1) [18].

Содержание органического вещества в минеральных горизонтах невысокое, самостоятельный гумусово-аккумулятивный горизонт в этих почвах не формируются (табл. 2). Высокие значения потерь при прокаливании закономерны для горизонтов, в которых при морфологическом описании отмечено значительное содержание неразложившихся растительных остатков и/или перегнойного материала – горизонты Ad (0–9 см) почвы аласа (P-01.08.A1) и Ao (1–8(11) см) профиля межаласного комплекса (P-26.09.A1).

Исследованные профили характеризуются различными значениями актуальной кислотности: почва маршей нейтральная (P-37.08.A1); аласа – кислая (P-01.08.A1). Профиль, заложенный на межаласной территории (P-26.09.A1), отличается значительной дифференциацией значений pH – от кислого верхнего горизонта до нейтрального надмерзлотного. В кислых органогенных горизонтах с высокими значениями потерь при прокаливании значения гидролитической кислотности закономерно высокие. В этих горизонтах заметно возрастает доля протона среди обменных катио-

нов. Напротив, в минеральных горизонтах, в том числе кислых, значения гидролитической кислотности намного ниже.

Среди обменных катионов в этих горизонтах прослеживается тенденция к увеличению доли обменного кальция над обменным магнием. Степень насыщенности основаниями закономерно возрастает в нейтральной почве маршей (P-37.08.A1) и нейтральном по значениям pH надмерзлотном горизонте профиля межаласного комплекса (P-26.09.A1).

Минералогический состав илестых фракций почв. Диагностированы следующие индивидуальные минералы: диоктаэдрическая слюда/иллит; хлорит; каолинит; вермикулит. Наличие диоктаэдрических слюд обуславливает появление на дифрактограммах интенсивного отражения $d_{002} \sim 0.5$ нм. На одновременное присутствие в образце каолинита и хлорита указывает расщепление пика на 0.354 нм (d_{004} , хлорит) и 0.358 нм (d_{002} , каолинит). Вермикулит в присутствии хлорита в нескольких образцах диагностирован по изменению соотношения интенсивностей 1.4 и 1.0 нм рефлексов, при котором фиксируется уменьшение ~ 1.4 нм рефлекса относительно 1.0 нм на дифрактограммах прокаленных образцов по сравнению с таковыми на дифрактограммах воздушно-сухих и насыщенных. На присутствие в образце неупорядоченных хлорит-вермикулитовых образований указывает появление отражения в области 1.0–1.4 нм на дифрактограммах прокаленных образцов. Из неглинистых минералов диагностированы кварц и полевые шпаты.

В профиле маршевой почвы (P-37.08.A1) не выражены различия фазового минералогического состава (рис. 2). В обоих исследованных горизонтах ACg (1–24 см) и Cg (24–72 см) диагностированы иллит, хлорит и каолинит, в небольшом количестве

Таблица 2. Некоторые физико-химические свойства объектов исследования

Горизонт, глубина, см	рН водный	C _{орг} /ППП, %	Нг, смоль (экв)/кг	Обменные катионы (по методу Гедройца)			V, %
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	
				смоль(экв)/ кг			
Полоса маршевых лугов							
P-37.08.A1 мерзлотная маршевая слабообразвитая глееватая почва							
ACg, 1—24	7.3	0.6	1.0	3.1	1.0	0.08	80.4
Cg, 24—72	7.2	0.5	0.9	2.3	2.3	0.06	83.6
Аласы северной тайги							
P-01.08.A1 мерзлотная дерново-глеевая почва							
Ad, 0—9	5.4	28.7**	50.2	8.0	7.0	14.4	23.0
G, 9—52	5.4	0.4	5.8	7.4	4.4	1.3	67.0
Межаласный комплекс на границе лесотундры и северной тайги							
P-26.09.A1 криозем типичный/криозем перегнойный глееватый*							
Ao/Oh*, 1—8(11)	3.8	71.7**	65.6	5.6	3.4	35.2	12.1
Bg/CRg*, 8(11)—40	5.3	1.3	7.4	7.2	4.3	2.3	60.8
BCg/CRg _л *, 40—70	6.7	1.0	2.4	10.8	3.6	0.2	85.7

Примечание. ППП – потери при прокаливании, Нг – гидролитическая кислотность, V – степень насыщенности основаниями.

неупорядоченные смешанослойные хлорит-вермикулитовые образования, из неглинистых – кварц, полевые шпаты, а также гидроксид железа – лепидокрокит (γ -FeOOH). На дифрактограммах воздушно-сухого и насыщенного этиленгликолем образцов присутствует слабовыраженный рефлекс 0.627 нм, исчезающий на дифрактограммах прокаленных образцов. Рефлекс 0.627 нм является диагностическим для гидроксида железа – лепидокрокита (γ -FeOOH) [50]. Анализ дифрактограмм с использованием базы данных ICDD, карточка № 01-074-6247 [50], позволяет говорить о присутствии лепидокрокита в маршевой почве.

В разрезе P-01.08.A1, заложенном на территории аласа, помимо диагностируемых в профиле (P-37.08.A1) минеральных фаз присутствует вермикулит. По фазовому составу профиль недифференцирован, но в верхнем горизонте Ad (0–9 см) отмечается общее понижение отражений глинистых минералов и появление высокого фона в области углов 2θ 20°–30° на дифрактограмме воздушно-сухого образца (рис. 3). Это характерно для горизонтов, обогащенных органическим веществом.

В разрезе P-26.09.A1 межаласного комплекса в обоих минеральных горизонтах диагностированы иллит, хлорит, каолинит и неупорядоченные хлорит-вермикулитовые образования, из неглинистых минералов кварц и полевые шпаты. В этом профиле прослеживается дифференциация в распределении глинистых минералов, что проявляется в наличии вермикулита только в верхнем из минеральных горизонтов Bg/CRg (8(11)–40 см) (рис. 3).

Обобщая данные по минералогическому составу, отметим, что во всех горизонтах присутствуют индивидуальные глинистые минералы: иллит, хлорит и каолинит; смешанослойные образования представлены неупорядоченными хлорит-вермикулитовыми; из неглинистых минералов диагностированы кварц и полевые шпаты; в самом северном из изученных профилей – разрезе на маршевом лугу (P-37.08.A1) отсутствует вермикулит, который найден в кислых горизонтах почв межаласного комплекса (P-26.09.A1) и аласа (P-01.08.A1) и идентифицирован гидроксид железа – лепидокрокит.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности минералогического состава. Несмотря на отмеченные различия в минералогическом составе почв маршевого и аласного лугов и редколесья – наличие/отсутствие вермикулита, они характеризуются близкой ассоциацией глинистых минералов, которая выделена как хлорит-гидрослюдистая [5]. Отметим, что разрезы, в которых также изучены химико-минералогические свойства, и расположенные (1) вдоль р. Колыма [38], (2) едомы на территории Колымской низменности [32], (3) Восточно-Сибирского нагорья, в том числе за пределами Якутии [22], (4) в пределах бассейна р. Алазея [11, 46], находятся на обширной территории с минералогически однородным составом четвертичных отложений. Эта территория выделена в хлорит-гидрослюдистый петрографо-минералогический разряд пород на карте петрографо-минералогических разрядов основ-

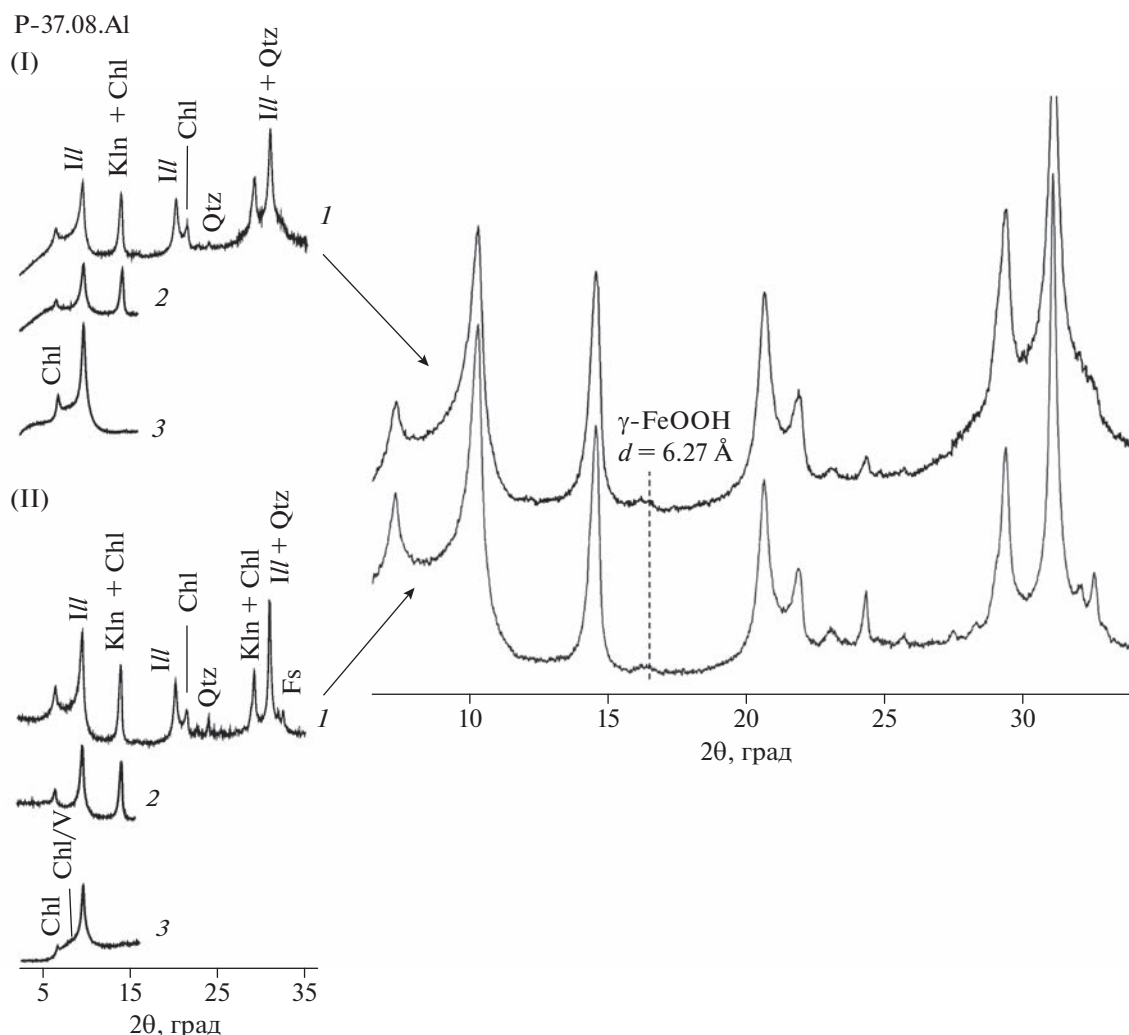


Рис. 2. Рентгendifрактограммы илистых фракций почвы маршевого луга P-37.08.A1. Условные обозначения: I – ACg (1–24 см), II – Cg (24–72 см). Здесь и на рис. 3 название минеральных фаз: Kln – каолинит, Ill – иллит, Chl – хлорит, V – вермикулит, Chl/V – смешанослойные хлорит–вермикулитовые образования, Qtz – кварц, Fs – полевые шпаты. Образец: 1 – насыщенный магнием, 2 – насыщенный этиленгликолем, 3 – прокаленный при 550°C.

ных парагенетических групп почвообразующих четвертичных отложений и образований [5].

Из индивидуальных глинистых минералов каолинит, хлорит и иллит, которые были диагностированы во всех горизонтах каждого из профилей, можно рассматривать как унаследованные от почвообразующей породы. Доминирование триоктаэдрического хлорита и диоктаэдрических слюд в почвах Колымской провинции показано ранее [22]. Смешанослойные хлорит-вермикулитовые образования также относим к унаследованным, поскольку они диагностированы в горизонтах, залегающих на мерзлоте, которые рассматриваем как условную почвообразующую породу.

Хотя именно наличие мерзлоты на небольшой глубине не позволяет однозначно утверждать об унаследованной природе смешанослойной фазы.

Предположение о возможности педогенного происхождения неупорядоченных смешанослойных хлорит-вермикулитовых образований, как продукта трансформации хлорита, согласуются с палеопедологическими исследованиями, показавшими, что позднеплейстоценовые отложения ледового комплекса переработаны синлитогенным почвообразованием [6].

Появление вермикулита в профилях межлассного комплекса (P-26.09.A1) и аласа (P-01.08.A1) можно рассматривать как более продвинутую трансформацию хлорита в кислой среде в соответствии со схемой последовательного выветривания хлорита: хлорит – смешанослойные хлорит-вермикулитовые образования – дальнейшее выветривание и разрушение хлоритовых слоев в смешанослойных образованиях – вермикулит [37]. Наличие “монтмориллонитовых (вермикули-

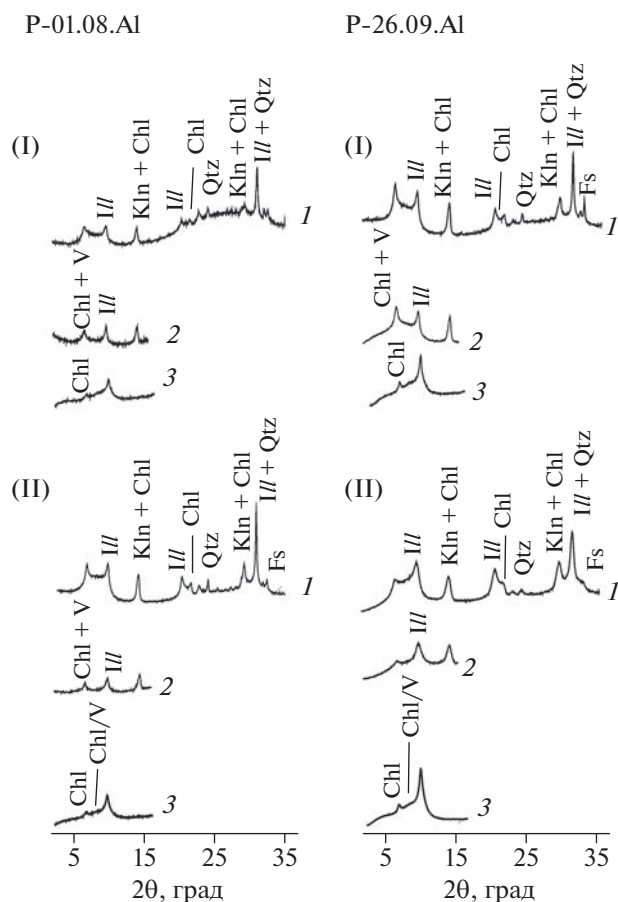


Рис. 3. Рентгендифрактограммы илистых фракций почв аласа (P-01.08.AI) и редколесья (P-26.09.AI). Условные обозначения: в P-01.08.AI, I – Ad (0–9 см), II – G (9–52 см); в P-26.09.AI, I – CRg (8(11)–40 см), II – CRg₁ (40–70 см).

вых) межслоевых промежутков” в триоктаэдрических хлоритах почв Колымской провинции [22] также является косвенным подтверждением последовательной трансформации хлорита через смешанослойную фазу.

Вермикулитизация хлорита, которая рассматривается как твердофазный переход [34], может быть обусловлена окислением Fe(II) [54] и приводить к потере Fe и Mg [33, 51, 55]. Трансформация хлорита в вермикулит в кислой среде детально описана для кислых почв – подзолов [39].

В исследованных разрезах вермикулит диагностирован в кислых горизонтах: (а) в P-01.08.AI (профиль на территории аласа), где в обоих горизонтах значения pH составляют 5.4 и (б) в верхнем из минеральных горизонтов (Bg/ CRg) в разрезе P-26.09.AI (профиль на территории межаласного комплекса) со значением pH 5.3. Этот горизонт формируется под значительно более кислым органогенным горизонтом. Таким образом, вермикулит можно рассматривать как ре-

зультат современного выветривания минералов в кислых горизонтах мерзлотных почв. Подтверждением можно считать тот факт, что вермикулит не был диагностирован в менее кислых профилях криоземов, расположенных также в бассейне р. Алазея, в тундровых и северо-таежных ландшафтах [11, 46]. Отметим, что в профилях криослоей, расположенных вдоль р. Колыма, профильные изменения минералогического состава также связаны с вермикулитом, который авторы рассматривают как продукт трансформации иллита [38].

Вермикулит отсутствует в профиле, расположенном на маршевом лугу (P-37.08.AI), что согласуется со значениями pH в нейтральном – слабощелочном диапазоне в профиле. В этом же профиле в обоих минеральных горизонтах (ACg и Cg) диагностирован гидроксид железа – лепидокрокит. Наличие лепидокрокита (γ -FeOOH) указывает на недостаток кислорода в какой-то части системы, что в почвенном профиле реализуется в условиях переувлажнения. Подвижное двухвалентное железо, мигрируя в более аэрируемые условия, окисляется, формируя лепидокрокит [59]. Формированию лепидокрокита в почвах способствуют переменный окислительно-восстановительный потенциал, тяжелый гранулометрический состав, обеспечивающий ухудшение дренажа; нейтральная и слабокислая реакция среды; отсутствие карбонатов [3]. Лепидокрокит в мерзлотных почвах был диагностирован ранее в криоземах едомы Колымской низменности – слабокислых–нейтральных почвах с невысоким содержанием илистой фракции. Авторами показано, что деградация хлорита обуславливает мобилизацию двухвалентного железа из структуры минерала. Формирование лепидокрокита происходит при дальнейшем окислении железа в зоне промерзания–оттаивания на криогенном барьере, препятствующем проникновению насыщенных железом растворов на глубину [32].

Исследованный профиль (P-37.08.AI), имеет песчаный гранулометрический состав, но расположен в зоне влияния морских приливов, что обуславливает нестабильный окислительно-восстановительный режим в почве. Близкое залегание мерзлоты (с глубины 72 см находится льдистая мерзлота с верховодкой) также затрудняет дренаж, что, вероятно, способствует образованию лепидокрокита. Значения pH в профиле находятся в слабощелочном диапазоне. Но отметим в качестве примера, что педогенный лепидокрокит ранее был идентифицирован в дерново-карбонатной выщелоченной почве Ленинградской области, где pH 7.4 [4].

Генезис и классификация почв. Проведенные исследования показали, что, несмотря на характерную для высоких широт слабую активность процессов выветривания [35], и морфологически

выраженную гомогенность профилей, что обусловлена влиянием криогенных процессов, в мерзлотных почвах происходит преобразование минералогического состава. Этот вывод подтверждается профильным распределением вермикулита, присутствие которого в почвах аласа и межаласного комплекса, так же как наличие лепидокрокита в почве маршевого луга, относится к результатам современного почвообразования.

Профиль на территории редколесья (P-26.09.A1) с последовательностью горизонтов Oh—CRg—CRg₁ в соответствии с [17, 25] классифицирован как криозем перегнойный глееватый в отделе криогенных почв. Профиль почвы маршевого луга (P-37.08.A1) в силу специфики расположения характеризуется проявлением признаков первичного и синлитогенного почвообразования. Аналогичные выводы были сделаны для почв побережья Белого моря [24]. Ранее маршевые почвы, развитые вдоль побережья морей Северного ледовитого океана, были выделены в самостоятельный отдел в региональной классификации мерзлотных почв [8, 9, 12, 13].

Исследованный профиль характеризуется сочетанием маломощной подстилки, далее до глубины 24 см идет песчаный, глееватый горизонт, плотно переплетенный корнями трав. В этом горизонте с низким содержанием органического вещества выражены признаки слабо развитого гумусообразования. По морфологическим признакам горизонт отвечает горизонту W, но при этом имеет мощность большую, чем предполагает этот горизонт [25]. Его можно было бы идентифицировать как горизонт Cg с признаками слабо развитого почвообразования, либо выделить горизонт WCg. Поскольку такой вариант отсутствует, остановились на варианте W. Ниже находится слоистый песчаный, очень заиленный глееватый горизонт Cg[~]L, залегающий на льдистой мерзлоте. Тип почв с последовательностью горизонтов: W—Cg[~]L соответствует типу слоисто-аллювиальных глееватых, мерзлотных почв в отделе слабо развитых почв. Но в этом случае не учитывается, что почвообразование происходит на маршевых отложениях. К сожалению, классификация [17, 25] не предполагает выделение маршевых почв в самостоятельный тип.

В недавно опубликованной работе на основе принципов и структуры [17] было предложено ввести группу маршевых почв на четырех таксономических (от стволов до подтипов) уровнях [7]. В соответствии с этим предложением почва (P-37.08.A1) классифицируется как маршевая слабо развитая слоистая глееватая.

Профиль (P-01.08.A1) на луговых приозерных участках севера отражает региональные особенности почвообразования. Из-за плохой теплообеспеченности почв (краткий теплый период,

невысокие летние температуры, высокое содержание влаги, близкое залегание вечной мерзлоты) разложение растительных остатков идет крайне замедленно. Поэтому верхний горизонт профиля характеризуется плотным переплетением большого количества живых и отмерших корней, создающих очень плотную дернину, и обуславливающих накопление слабо разложившегося органического вещества, что отражается на высоком значении потери при прокаливании. В нижней части этого горизонта органическое вещество имеет большую степень разложения. Здесь встречаются более темные творожистые фрагменты перегнойного материала. Расположение участка в зоне циклического (не ежегодного) затопления при расширении озера обуславливает наличие в профиле почвы прослоев органических и минеральных осадков озерного происхождения [8]. Формирование голубоватосизого глеевого горизонта, испещренного охристыми жилками, связано с переувлажнением и, как следствие, ослабленной воздухопроницаемостью верхнего горизонта.

Классификационная принадлежность этого горизонта неоднозначна. Возможно, этот горизонт можно назвать плотным луговым торфом, предлагаем обозначить его как Th, хотя значение потери при прокаливании меньше 35%, необходимых для выделения торфяного горизонта. Классификационная принадлежность ниже лежащего минерального горизонта — глеевого, со слабо выраженными признаками криотурбаций, залегающий на мерзлоте сомнений не вызывает — Gctr₁. Профиль с последовательностью горизонтов Th—Gctr₁ в соответствии с [17, 25] классифицирован как торфяно-глеезем, перегнойный, криотурбированный.

Таким образом, несмотря на длительную традицию использования региональных подходов в классификации мерзлотных почв, существуют определенные трудности при применении профильно-генетической классификации, особенно для почв интразональных ландшафтов — маршевых лугов и аласов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что почвообразующие породы исследованных почв, расположенных в различных ландшафтах Колымской низменности — маршевый луг, алас и межаласный комплекс, характеризуются единой минералогической ассоциацией, классифицируемой в соответствии с Градусовым [5] как хлорит-гидрослюдистая. Диагностируемый в кислых горизонтах вермикулит можно рассматривать как результат современного выветривания в мерзлотных почвах, слабо измененных почвообразовательными процессами. Наличие лепидокрокита в профиле маршевой почвы также отражает преоб-

разование минеральной массы, что происходит в условиях переменного окислительно-восстановительного потенциала и затруднительного дренажа при близком залегании мерзлоты.

Классификационная принадлежность почв, сформированных в условиях холодного, резко континентального климата на территории обширной приморской низменной равнины, в соответствии с профилно-генетическим подходом [17, 25] не вызывает вопросов для зональных почв, то есть типичных северо-таежных редколесьях. Классификация почв маршевого луга и северных равнин с ледовым комплексом приозерных аласных лугов — ландшафтов, рассматриваемых как интразональные, требует дальнейших уточнений.

БЛАГОДАРНОСТЬ

XRD-данные получены в ресурсном центре СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования”.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 20-04-00888 и 19-29-05151) и в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 0297-2021-0026, ЕГИСУ НИОКТР № АААА-А21-121012190036-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.Н., Галактионова Т.Ф., Перфильева В.И., Щербakov И.П. Основные особенности растительного покрова Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 156 с.
2. Веремеева А.А., Глушкова Н.В. Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах Колымской низменности (по данным космической съемки) // Криосфера земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 15–25.
3. Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В. Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1998. 216 с.
4. Водяницкий Ю.Н., Гагарина Э.И., Лесовая С.Н. Образование оксидов железа в почвах на локальных моренах // Почвоведение. 1994. № 2. С. 67–77.
5. Градусов Б.П. Карта почвообразующих и подстилающих пород мира, ее генетико-географический анализ и закономерности почвообразования // Почвоведение. 2000. № 2. С. 180–195.
6. Губин С.В. Педогенез — составная часть механизма формирования отложений позднелайстоценового ледового комплекса // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 3. С. 82–91.
7. Губин С.В., Луначев А.В. Подходы к классификации почв аккумулятивных берегов морей восточного сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2022. № 1. С. 25–32. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010051>
8. Десяткин Р.В. Почвообразование в термокарстовых котловинах — аласах криолитозоны. Новосибирск: Наука, 2008. 324 с.
9. Десяткин Р.В. Маршевые почвы северной Якутии // Геоботанические и ресурсоведческие исследования в Арктике. Сб. науч. тр. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2010. С. 298–306.
10. Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В., Зайцева Т.С. Палевые почвы Центральной Якутии: генетические особенности, свойства, классификация // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1–11.
11. Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В., Иванова А.З. Криоземы и палевые слабодифференцированные почвы тундр и тайги Якутии: свойства, минералогический состав и классификация // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1423–1436. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21120042>
12. Еловская Л.Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 172 с.
13. Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В. Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 303 с.
14. Иванова Е.Н. Мерзлотно-таежные почвы Северной Якутии // Почвоведение. 1965. № 7. С. 1–14.
15. Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.
16. Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. Кайнозойские отложения сред него течения р. Алазеи (Колымская низменность) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 51–63.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. Криоэкосистемы бассейна реки Алазея / Отв. ред. А.П. Исаев, И.В. Климовский. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2018. 211 с. ISBN 978-5-9909584-0-1
19. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. Масштаб 1 : 2500000 / Под ред. П.И. Мельникова. М.: ГУГК, 1991. 2 л.
20. Мерзлотные ландшафты Якутии (Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1 : 2500000). Новосибирск: ГУГК, 1989. 170 с.
21. Наумов Е.М. Почвы и почвенный покров Северо-Востока Евразии. Автореф. дис. ... докт. с./х. наук. М., 1993. 63 с.
22. Наумов Е.М., Градусов Б.П. Особенности таежного почвообразования на крайнем Северо-Востоке Евразии. М.: Колос, 1974. 147 с.
23. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Якутская АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1989. Вып. 24. Кн. 1. 607 с.
24. Орешишникова Н.В., Красильников П.В., Шоба С.А. Маршевые почвы карельского берега Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2012. № 4. С. 13–20.

25. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 2008. 182 с.
26. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
27. Соколов И.А. Некоторые теоретические итоги и проблемы изучения почв Восточной Сибири и Дальнего Востока // Почвоведение. 1991. № 5. С. 131–145.
28. Соколов И.А., Турсина Т.В., Белоусова Н.И. Современное подзолообразование на равнинах Центральной Якутии // Почвоведение. 1969. № 12. С. 22–29.
29. Соколов И.А., Наумов Е.М., Градусов Б.П., Турсина Т.В., Цюрупа И.Г. Ультраконтинентальное таежное почвообразование на карбонатных суглинках в центральной Якутии // Почвоведение. 1976. № 4. С. 11–27.
30. Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
31. Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
32. Alekseev A., Alekseeva T., Ostroumov V., Siegert C., Gradusov B. Mineral transformation in permafrost-affected soils, North Kolyma Lowland, Russia // Soil Sci. Soc. Am. J. 2003. V. 67. P. 596–605.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2003.0596>
33. Bain D.C. The weathering of some chlorite minerals in Scottish soils // Eur. J. Soil Sci. 1977. V. 28. P. 144–164.
34. Banfield J.F., Murakami T. Atomic-resolution transmission electron microscope evidence for the mechanism by which chlorite weathers to 1 : 1 semi-regular chlorite-vermiculite // Am. Mineral. 1998. V. 83. P. 348–357.
35. Borden P.W., Ping C.-Lu., McCarthy P.J., Naidu S. Clay mineralogy in arctic tundra Gelisols, northern Alaska // Soil Sci. Soc. Am. J. 2010. V. 74(2). P. 580–592.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0187>
36. Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzi J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Commun. 2019. V. 10. P. 264.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
37. Churchman G.J. Clay minerals formed from micas and chlorites in some New Zealand soils // Clay Miner. 1980. V. 15(3). P. 59–76.
<https://doi.org/10.1180/claymin.1980.015.1.05>
38. Gentsch N., Mikutta R., Shibistova O., Wild B., Schneckler J., Richter A., Urich T. et al. Properties and bioavailability of particulate and mineral-associated organic matter in Arctic permafrost soils, Lower Kolyma Region, Russia // Eur. J. Soil Sci. 2015. V. 66. P. 722–734.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12269>
39. Gillot F., Righi D., Elsass F. Pedogenic smectite in podzols from central Finland: an electron microscope study // Clay Clay Miner. 2000. V. 48. P. 655–664.
40. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., Opel T., Baranskaya A.V., Grigoriev M.N. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // Cryosphere. 2015. V. 9(1). P. 151–178.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-151-2015>
41. Harris W., White N.G. X-ray diffraction techniques for soil mineral identification // Methods of Soil Analysis. Part 5. Mineralogical Methods, SSSA Book Series. No. 5. Madison, Wisconsin, 2008. 81–115 p.
42. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. No. 106. 2015. FAO, Rome.
43. Iwahana G., Takano S., Petrov R., Tei S., Shingubara R., Maximov T., Fedorov A.N. et al. Geocryological characteristics of the upper permafrost in a tundra-forest transition of the Indigirka River valley, Russia // Polar Sci. 2014. V. 8. P. 96–113.
44. Kanevskiy M., Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T., Stephani E. Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik river exposure // Quater. Res. 2011. V. 75. P. 584–596.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.12.003>
45. Kanevskiy M., Shur Y.L., Strauss J., Jorgenson M.T., Fortier D., Stephani E., Vasiliev A. Patterns and rates of riverbank erosion in the area of ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska // Geomorphology. 2016. V. 253. P. 370–384.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.023>
46. Lessovaia S.N., Desyatkin R.V., Okoneshnikova M.V., Ivanova A.Z. Clay mineralogy of Cryosols formed in an ultra-continental climate of Siberia // The VIII Congress of the Dokuchaev Soil Science Society. IOP Conf. Ser.: Earth Environ. 2021. V. 862. P. 012070.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/862/1/012070>
47. Lessovaia S.N., Goryachkin S.V., Desyatkin R.V., Okoneshnikova M.V. Pedoweathering and mineralogical change in Cryosols in an ultracontinental climate (Central Yakutia, Russia) // Acta Geodyn. Geomater. 2013. V. 10(172). № 4. P. 465–473.
<https://doi.org/10.13168/AGG.2013.0047>
48. Morgenstern A., Ulrich M., Günther F., Roessler S., Fedorova I.V., Rudaya N.A., Wetterich S., Boike J., Schirmermeister L. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: a case study // Geomorphology. 2013. V. 201. P. 363–379.
49. Osterkamp T.E. The recent warming of permafrost in Alaska // Global and Planetary Change. 2005. V. 49. P. 187–202.
50. PDF-2 2020 (Powder Diffraction File), ICDD (International Centre for Diffraction Data). № 01-074-6247.
51. Righi D., Meunier A. Characterization and genetic interpretation of clays in an acid brown soil (Dystrochrept) developed in a granitic saprolite // Clay Clay Miner. 1991. V. 39. P. 519–530.
52. Romanovsky V.E., Sazonova T.S., Balobaev V.T., Shender N.I., Sergueev D.O. Past and recent changes in air and permafrost temperatures in eastern Siberia // Global and Planetary Change. 2007. V. 56. P. 399–413.
53. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S. et al. Thermal

- state of permafrost in Russia // *Permafrost Periglacial Process*. 2010. V. 21(2). P. 136–155.
54. Ross G.J., Kodama H. Experimental transformation of a chlorite into vermiculite // *Clay Clay Miner.* 1973. V. 22. P. 205–211.
 55. Ross G.J., Wang C., Ozkan A.I., Rees H.W. Weathering of chlorite and mica in New Brunswick podzol developed on till derived from chlorite-mica schist // *Geoderma*. 1982. V. 27. P. 255–267.
 56. Schirrmeister L., Siegert C., Kunitzky V., Grootes P.M., Erlenkeuser H. Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in Northern Siberia // *Int. J. Earth Sci.* 2002. V. 91(1). P. 154–167.
 57. Schirrmeister L., Kunitzky V.V., Grosse G., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn G., Babi O. et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal low-lands and islands – A review // *Quatern. Intern.* 2010. V. 241. P. 3–25.
 58. Schirrmeister L., Froese D., Tumskey V., Grosse G., Wetterich S. Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia // *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier, 2013. P. 542–552.
 59. Schwertmann U., Taylor R.M. Iron oxides // *Minerals in soil environment*. SSSA Book Series. No 1. 1989. P. 379–438.
 60. Strauss J., Schirrmeister L., Grosse G., Wetterich S., Ulrich M., Herzschuh U., Hubberten H.-W. The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 6165–6170.
 61. Ulrich M., Grosse G., Strauss J., Schirrmeister L. Quantifying wedge-ice volumes in Yedoma and thermokarst basin deposits // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2014. V. 25. 151–161.

Permafrost Affected Soils of the Alazeya River Basin: Properties, Mineralogy and Classification

R. V. Desyatkin^{1, *}, S. N. Lessovaia², M. V. Okoneshnikova¹, A. Z. Ivanova¹, and N. V. Platonova³

¹*Institute of Biological Problems of the Cryolithozone, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, 667891 Russia*

²*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, V.O., St. Petersburg, 199178 Russia*

³*The Research Park, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199198 Russia*

*e-mail: rvdes@ibpc.ysn.ru

Physico-chemical properties and vertical distribution patterns of clay minerals in the weakly differentiated soils were studied. The soils are located in the Kolyma lowland plain; they have formed in a cold and ultracontinental climate. The study objects cover a broad range of the landscape diversity: the marsh and alas meadows and typical northern taiga landscapes. Despite the fact that weathering processes are weakly developed at high latitudes, mineral transformation represented by chlorite-illite association led to presence of (i) vermiculite in the acidic soil horizons of the alas meadow and the zonal northern taiga landscapes and (ii) iron hydroxide – lepidocrocite in the profile from the marsh meadow. It was shown that classification of the Kriozem located in the open woodland landscapes that are typical in the northern taiga does not cause difficulties based on the profile-genetic approaches of the national classification system. Oppositely, classification of the permafrost affected soils located in the intrazone landscapes of the marsh and alas meadows should be further clarified.

Keywords: permafrost affected soils, clay minerals, lepidocrocite, soils of zonal and intrazonal landscapes