

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.434.52+631.434.6+631.6.02

ВЛИЯНИЕ УВЕЛИЧЕНИЯ ГЛУБИНЫ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ПОЧВЫ НА ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА В КРИОЛИТОЗОНЕ

© 2019 г. Р. В. Десяткин^а, *, А. Р. Десяткин^а

^аИнститут биологических проблем криолитозоны СО РАН, пр-т Ленина 41, Якутск, 677981 Россия

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

Поступила в редакцию 23.01.2019 г.

После доработки 26.03.2019 г.

Принята к публикации 24.04.2019 г.

В криолитозоне под влиянием межгодовой динамики глубины летнего протаивания почв верхний слой многолетней мерзлоты периодически оттаивает и становится частью почвенного профиля. При этом временами находящийся то в мерзлом, то в талом состоянии горизонт, имеющий мощность несколько десятков сантиметров, отличается повышенной льдистостью (влажностью). Этот залегающий между нижней границей деятельного слоя и подземных льдов горизонт называется “защитным слоем” и представляет собой своеобразный буфер, предохраняющий ледовый комплекс от оттаивания из-за его высокой льдистости. Изучение влажности с помощью почвенно-режимных и балансовых методов показало, что в “защитном слое” многолетнемерзлых песчаных и суглинистых пород (глубина 1.5–5 м) под разными типами лесов Центральной Якутии в каждом 10-сантиметровом слое мерзлых грунтов содержится от 25 до 60 мм (в среднем 30 мм) влаги. Увеличение мощности сезонного протаивания мерзлотных почв в условиях глобальных изменений и антропогенного влияния (лесные пожары, уничтожение лесного покрова и т.д.) вызывает деградацию защитного слоя. Показано влияние увеличения глубины сезонного протаивания почв в условиях глобальных изменений климата на увеличение обводненности территорий мерзлотных областей за счет освобождения консервированной многолетней мерзлотой влаги в защитном слое. Выявлено, что при увеличении глубины сезонного протаивания почвы происходит освобождение из мерзлых пород защитного слоя значительного объема законсервированной мерзлотой влаги, которое приводит к изменению водного баланса территорий криолитозоны. Как показывают расчеты, при увеличении глубины сезонного протаивания почвы на 20–30 см водораздельных территорий объем влаги из мерзлых грунтов, поступающий в бассейн близлежащих аласов и рек, оценивается в 60000–90000 м³/км². Полученные результаты могут быть использованы при моделировании и прогнозе динамики природной среды криолитозоны при глобальных изменениях климата.

Ключевые слова: мерзлотные почвы, защитный слой, почвенная влага, Cryosol

DOI: 10.1134/S0032180X19110030

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе развития нашей планеты огромные территории земной суши заняты толщей многолетнемерзлых пород. Криолитозона (толщиной от одного до 1500 м в глубину) покрывает 25% суши в Северном полушарии, включая более 60% территории России [25]. Центром материковой криолитозоны северного полушария считается территория Республики Саха (Якутия), которая полностью расположена в зоне многолетнемерзлых пород. Отличительной особенностью криолитозоны Якутии является широкое распространение ледового комплекса, который занимает площадь более 1 млн км², охватывая огромные пространства равнинных и низменных территорий республики [6].

В последние десятилетия проблема изменения климата планеты стала чрезвычайно актуальной.

По данным Всемирной метеорологической организации, по сравнению со второй половиной XIX столетия средняя температура на планете в настоящее время повысилась на 0.85°C, а в России этот показатель составляет 1.29°C [41]. Наряду с повышением температуры наблюдаются и изменения в количестве годовых сумм осадков [1]. На территории России наблюдается тенденция увеличения годовой суммы осадков (7.2 мм/10 лет), главным образом, за счет увеличения осадков весеннего сезона. На северо-востоке Сибири наблюдается уменьшение количества зимних осадков [41].

В связи с происходящими изменениями широко обсуждается проблема влияния потепления климата на региональный климат северных широт и на распространение и параметры криолитозоны [11, 12, 17–19, 21–24, 26–30, 35–38, 42, 43].



Рис. 1. Местоположение изученных точек 1–5.

Анализ метеорологических данных в период 1966–2009 гг. выявил тренды повышения средней годовой температуры воздуха в Якутске – 3°C, Вилюйске – 2.2°C, Верхоянске – 1.8°C и Оймяконе – 2.2°C [27, 28].

Почвы, занимая самые верхние слои земной поверхности, оказывают влияние в формировании приземного климата и термического режима грунтов криолитозоны. Состав и строение почв, содержание органического вещества и влаги играют большую роль в гидротермическом режиме не только самой сезоннопротаивающей и промерзающей почвы, но и подстилающих их многолетнемерзлых грунтов [7, 34, 37]. Близкое подстилание многолетней мерзлоты, с одной стороны, оказывает существенное влияние на строение и свойства почв. С другой стороны, под влиянием межгодовой динамики глубины летнего протаивания почв, верхний слой многолетней мерзлоты периодически оттаивает и становится частью почвенного профиля, мощность которого обычно принято определять по максимальной за теплый сезон глубине деятельного слоя. Еще в 1940 г. Ефимов и Граве [9] горизонт, залегающий между нижней границей деятельного слоя и подземных льдов, назвали “защитным слоем”, который предохраняет льды от таяния. Данный периодически находящийся то в мерзлом, то в талом состоянии горизонт, как правило, имеет признаки педогенного и криогенного преобразования. Такой механизм функционирования промежуточного горизонта перехода от деятельного слоя к многолетнемерзлым породам придает данному прослою некоторые особенности, отличающиеся от эпигенетической толщи самой многолетней мерзлоты [10]. Некоторые исследователи предлагают выделить переходный слой на контакте почвы с многолетнемерзлой толщей [5, 33]. Наиболее полно концепцию переходного слоя раскрыл Ю.Л. Шур, который предложил выделять переходный слой на основании следующих признаков: повышенной льдистости (влажности), наличия криотурбаций, сопоставимого с почвенным

профилем содержания органического вещества, относительного повышения рН [33]. Мощность переходного защитного слоя обычно не превышает несколько десятков сантиметров и представляет собой своеобразный буфер, предохраняющий мерзлоту от скачкообразного оттаивания из-за его высокой льдистости, которая образуется в результате периодического оттаивания и сегрегации льда у фронта последующего промерзания.

Цель работы – показать влияние увеличения глубины сезонного протаивания почв в условиях глобальных изменений климата на изменение водности территорий мерзлотных областей, за счет освобождения консервированной многолетней мерзлотой влаги в защитном слое.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район изучения находится в Центральной Якутии, на правом берегу р. Лена. Точки наблюдения расположены в лесах разных типов подзоны средней тайги по трансекте р. Лена–Тюнгюлю (рис. 1). Измерения влажности верхних слоев многолетнемерзлых пород проводили в апреле–мае 2002 г. В период отбора проб все почвы находились в мерзлом состоянии, бурение проводили с помощью мотобура УКБ-12 с коронкой на 76 мм. На каждой точке образцы почвы и верхних слоев мерзлоты для измерения влажности брали через 10 см в трехкратной повторности. В лаборатории влажность почвы изучали термостатно-весовым методом на всю глубину бурения. Образцы минеральных грунтов высушивали в термостате при температуре 105°C, органических – 80–90°C. Глубину снега и запасы влаги в снеге исследовали ежемесячно весовым снегомером ВС-43М в трехкратной повторности. Глубину протаивания деятельного слоя почв в теплый период года определяли бурением при взятии проб на влажность. При этом отбор проб почвы для измерения влажности проводили через 10 см в трехкратной повторности.

Для определения содержания влажности в верхних слоях мерзлых пород выбрали пять точек, расположенных под разными типами лесной растительности. Точка 1 – сосняк толлокнянковый; точка 2 – лиственничник бруснично-травянистый; точка 3 – березняк бруснично-травянистый; точка 4 – лиственничник багульниково-зеленомошно-ягельниковый и точка 5 – лиственничник травяно-брусничный. Глубина бурения в первых двух точках была 5 м, в остальных до 3.1–3.5 м. Все точки представляют собой типичные лесные участки с естественной растительностью, за исключением точки 5, вокруг которой в 2002 г. естественная растительность была нарушена низовым лесным пожаром.

Описание растительности и почв района изучения

Точка 1 — координаты: 62°06' N, 130°14' E. Рельеф ровный. Растительность — толокнянковый сосновый лес. Доминирует *Pinus sylvestris* L., очень малая примесь подроста *Larix gmelinii* L. Сомкнутость крон 0.6, высота первого яруса 17–18 м, второго яруса — 5–8 м. Подлесок развит слабо и образован *Rosa acicularis* L. Травяно-кустарничковый ярус состоит из *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng., *Phlox sibirica* L., *Carex pediformis* C.A. Mey, *Antenna riadioica* (L.) Gaertn. и др. Лишайники единичны. Названия почв и индексации генетических горизонтов даны по Классификации и диагностики почв России [14]. Почва подбур оподзоленный супесчаный (Entic Podzol (Arenic, Gelic)) с формулой морфологического строения профиля: O(0–1 см)—A(1–6 см)—ВНFe(6–27 см)—ВНF(27–53 см)—C(53–150 см). Ниже залегает слабольдистая мерзлота.

Точка 2 — координаты: 62°07' N, 130°18' E. Рельеф ровный. Растительность — багульниково-брусничный лиственничник. Основная лесобразующая порода — *Larix gmelinii* L., сопутствует *Betula platyphylla* Sukacz. Сомкнутость крон 0.7, высота пород древесного яруса 15–20 м. Подлесок развит слабо, состоит из *Rosa acicularis* Lindl., *Spiraea flexuosa* Fisch. В травяно-кустарничковом покрове (покрытие 60%, средняя высота 25–35 см) преобладают *Ledum palustre* L. и *Vaccinium vitis-idaea* L. Встречаются *Arctous erythrocarpa* Small., *Geranium pratense* L., *Lathyrus humilis* Fisch., *Vicia amoena* Fisch., *Equisetum arvense* L., *Pyrolain carnata* Fisch. Количество видов доходит до 20. Почва палевая слабоосолодевшая среднесуглинистая (Haplic Cryosol (Loamic, Ochric)) с формулой морфологического строения профиля: O1(0–2 см)—AJ(2–9 см)—AJe(9–15 см)—BPL(15–43 см)—BCA(43–68 см)—Cca(68–88 см), залегает на слабольдистой мерзлоте.

Точка 3 — координаты: 62°08' N, 130°25' E. Рельеф ровный. Сомкнутость крон 0.6. Доминирует *Betula platyphylla* Sukacz., высота до 8–10 м. В подлеске обычны *Salix bebbiana* Sarg., *Rosa acicularis* Lindl., *Ribes acidum* Turcz. В травостое обильны *Bromus irtutensis* Kom., *Poa pratensis* L., *Carex pediformis* C.A. Mey, *Sanguisorba officinalis* L., *Gallium verum* L., *Artemisia tanacetifolia* L. Обычны такие виды, как *Geranium pratense* L., *Lathyrus humilis* Fisch., *Vicia amoena* Fisch., *Achille amillefolium* L. Почва палевая типичная среднесуглинистая (Haplic Cryosol (Loamic)) с формулой морфологического строения профиля: AJ(1–5 см)—BPL(5–35 см)—BCA(35–72 см), залегает на слабольдистой мерзлоте.

Точка 4 — координаты: 62°08' N, 130°31' E, 100 м южнее аласа Улахан Сыххан. Рельеф ровный, поверхность почвы имеет полигонально-трещиноватый нанорельеф. Диаметр полигонов до 70 см,

высота 10–15 см, ширина трещин до 20 см. Растительность: лиственничник багульниково-брусничный зеленомошно-ягельниковый. Первый ярус представлен *Larix gmelinii* Ledeb., сомкнутость крон 0.8–0.9, высота деревьев 8–10 м. Напочвенный покров слагает багульник *Ledum palustre* L. с участием отдельных пятен ягеля и мхов. Проектное покрытие последних не превышает 15–18%. Почва: палевая типичная легкосуглинистая на покровных суглинках (Haplic Cryosol (Loamic, Ochric)) с формулой строения профиля: O(0–1 см)—AJ(1–6 см)—BPL(6–34 см)—BCA(34–100 см), залегает на слабольдистой мерзлоте.

Точка 5 — координаты: 62°09' N, 130°38' E, 70 м южнее аласа Ынах. Рельеф ровный, со слабым уклоном в сторону аласной котловины. Нанорельеф: бугорковато-трещиноватый. Высота бугров до 7–10 см, диаметр — 70–100 см. Видимая ширина заполненных опадом трещин до 20–30 см. Лиственничник травяно-брусничный, основная лесобразующая порода — *Larix gmelinii* Ledeb. Сомкнутость крон 0.5–0.6. Высота первого яруса 11–12 м, при диаметре до 20–25 см. Второй ярус сложен молодым лиственничником высотой 5–6 м. Напочвенный покров представлен брусничкой *Vaccinium vitis-idaea* L. с малым участием осок, водяники, чины и грушанки. Проектное покрытие их 70%. Почва: палевая слабоосолодевшая легкосуглинистая на покровных карбонатных суглинках (Haplic Cryosol (Loamic, Ochric)) с формулой строения профиля: O1(0–2(4) см)—AJ(2(4)–9 см)—AJe(9–15 см)—BPL(15–43 см)—BCA(43–68 см)—Cca(68–88 см)—Dca(88–138 см). Ниже залегает слабольдистая мерзлота.

Изменения климатических параметров территории

Климат района экстроконтинентальный, характеризуется низкими годовыми и зимними температурами, большими сезонными и суточными их амплитудами и малым количеством осадком [3, 15, 31, 32].

По данным Росгидромета, за период инструментальных наблюдений (1930–2014 гг.) на станции Якутск наблюдается три ступени резких сдвигов температуры воздуха в сторону потепления [38]. С 1930 до 1987 гг. среднегодовая температура с прямым трендом со всеми межгодовыми колебаниями составляет –10.3°C. Затем происходит резкое повышение среднегодовой температуры воздуха на 1.7°C, которое наблюдается в течение 1988–2006 гг. С 2007 по 2014 гг. происходит третья ступень увеличения среднегодовой температуры, которая уже составляет –7.5°C. Таким образом, за последние 84 года в Центральной Якутии наблюдается рост среднегодовой температуры воздуха на 2.8°C, что составляет значительную величину (рис. 2). Такое увеличение происходит

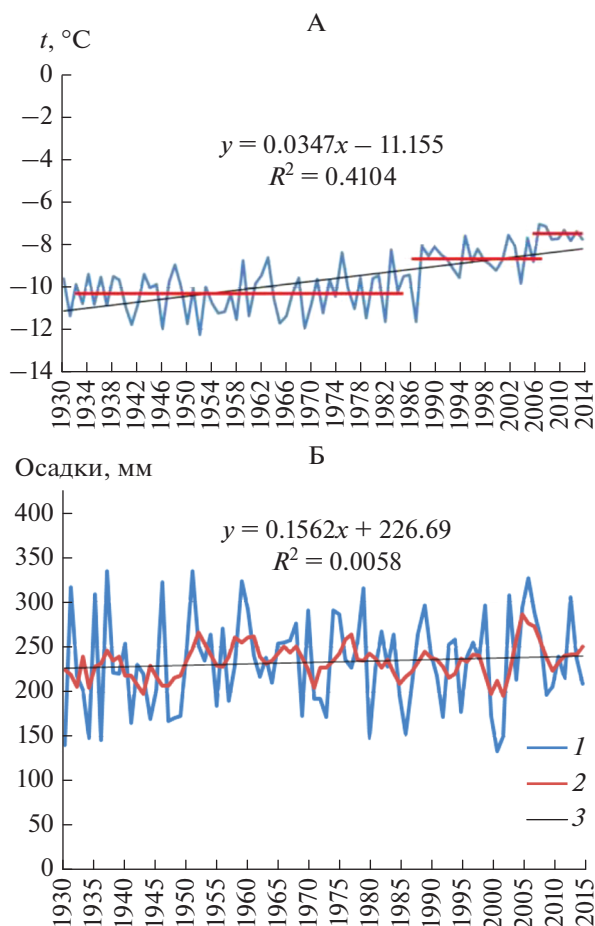


Рис. 2. Климатические данные за период 1930–2015 гг. (метеостанция Якутск): А – среднегодовая температура воздуха (красные линии сдвиги повышения среднегодовых температур); Б – количество осадков за год (1 – значение, 2 – среднее за 5 лет, 3 – линия тренда).

за счет потепления среднемесячных температур воздуха зимне-весеннего периода, начиная с ноября и заканчивая маем. Средний тренд увеличения температуры в отдельные месяцы (январь, апрель) достигает от 5 до 7°C .

По среднегодовым показателям количества осадков наблюдается незначительный положительный тренд, за счет увеличения осадков октября–ноября. До 1962 г. наблюдается больше годов с осадками выше 300 мм/год. Среднее многолетнее значение осадков составляет 233 мм за период с 1930 по 2014 гг. Количество летних осадков за тот же период равняется 158 мм, что составляет 67.8% от суммы осадков.

Климатические условия во время проведения измерения влажности верхней мерзлоты (2002 г.) подпали под вторую ступень увеличения среднегодовой температуры воздуха. В этот период наблюдается повышение среднегодовой и средней летней температуры воздуха и незначительное уменьшение количества осадков.

Снежный покров является не только фактором, оказывающим существенное влияние на формирование климата в холодный период года, но формирующим термический режим грунтов в зимнее время. Обладая малой теплопроводностью, снег затрудняет теплообмен между воздухом и почвой и предохраняет ее от сильного переохлаждения. При этом большую роль в формировании термического режима почв играет высота снежного покрова. Максимальная высота снежного покрова на изученной территории устанавливается в феврале–марте [15], за время наблюдений это показатель имел существенные колебания по годам. Снегомерные работы показывают максимальное увеличение снежного покрова в марте, изменение максимальной высоты снега в лесу по годам существенно (от 22 до 51 см). Со второй декады марта начинается физическое испарение влаги с поверхности снега, в марте–апреле испаряется примерно 20–40 мм влаги. Сход снежного покрова на открытых местах начинается с середины, а в лесу – в последней пятнадцатке апреля. Полный сход снежного покрова на открытых местах отмечался к 30 апреля–4 мая, а в лесу к 5–8 мая. Тип леса на высоту снега оказывал незначительное влияние, разница высоты снега под разными лесами в большинстве случаев составляла всего 2–3 см [7]. Зимы 2005–2008 гг. в Центральной Якутии были многоснежными, а летние сезоны 2003 и 2006 гг. с повышенным количеством атмосферных осадков (243 и 256 мм соответственно или на 30–40% больше многолетней нормы).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 3 представлена объемная влажность деятельного слоя (ДС) почвы и верхних слоев многолетней мерзлоты исследованных точек. В профиле супесчаной почвы точки 1 минимальная глубина ДС достигает 210 см, максимальная – 270 см. Лиственный лес точки 2 характеризуется наибольшей сомкнутостью и наименьшей мощностью ДС, минимум 130 и максимум – 160 см. Минимальная мощность ДС в березовом лесу (точка 3) составляет 170 см, максимальная – 200 см, в лиственном лесу точки 4, соответственно, 150 и 180 см, точки 5 – от 140 до 180 см.

В пределах ДС почв всех точек наблюдаются хорошо выраженные слои иссушения в средней части профиля, где запасы влаги составляют менее 10 мм. Исключением является почва точки 4, которая за счет хорошо сформированного напочвенного теплоизолирующего покрова с участием брусники, багульника, зеленых мхов и лишайников (а, возможно, и по положению рельефа) имеет большие запасы влаги как пределах ДС, так и в верхних слоях мерзлых пород. Данное исключение не нарушает общую картину распределения запасов влаги почв и верхних слоев мерзлых по-

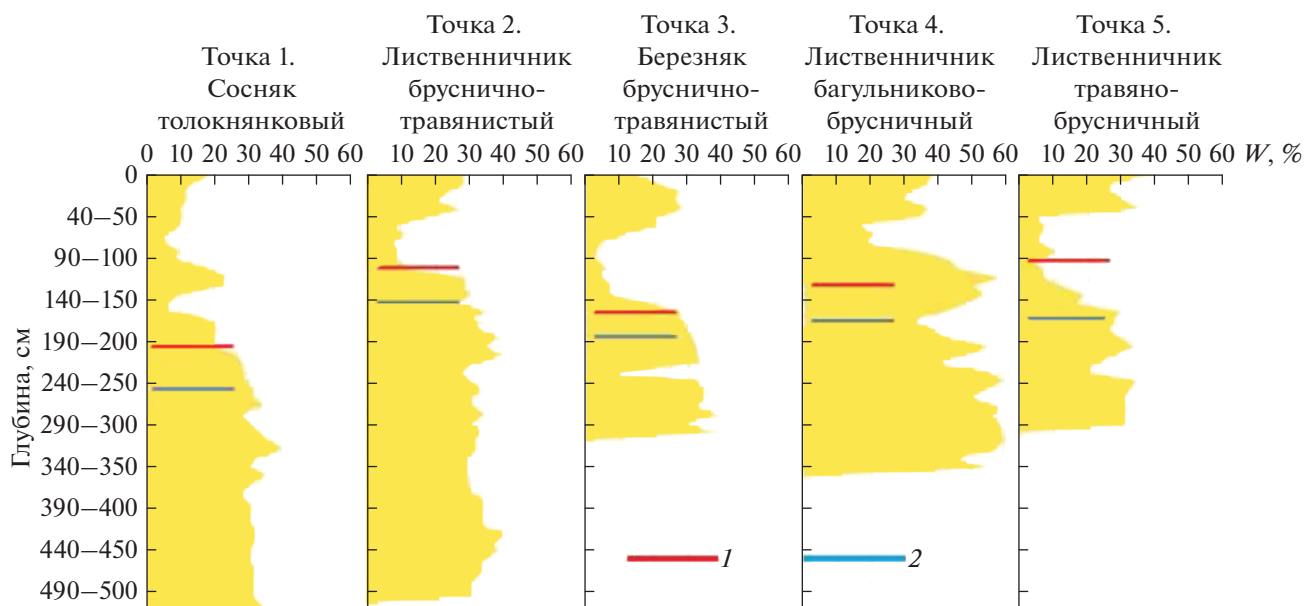


Рис. 3. Содержание объемной влаги: 1 – минимальная глубина ДС, 2 – максимальная глубина ДС в период изучения.

род. Во всех точках наблюдается значительное превышение запасов влаги в верхних слоях мерзлых пород в пределах ДС изученных почв. Верхние слои многолетнемерзлых пород (глубина от 2 до 5 м), как правило, содержат не менее 30 мм влаги по всей глубине, в точке 4 объемная влажность верхних слоев мерзлых пород достигает 60 мм.

Таким образом, в верхних слоях многолетнемерзлых пород выявлено значительное повышение содержания объемной влаги, накопленной в виде мелких сегрегационных льдов. При этом верхняя часть мерзлых пород, расположенная между уровнями минимальной и максимальной мощности ДС, представляет собой переходный слой, выявленный в период наших исследований. С учетом возможных еще больших колебаний глубины сезонного протаивания почв за более длительный период (десятки–сотни лет) мощность данного слоя может быть еще больше, нижняя граница переходного слоя может находиться значительно глубже, чем уровень максимального протаивания почв в годы наших наблюдений.

Буферное действие переходного слоя имеет особенно важное значение в периоды изменений климата [29]. Данные мониторинга мерзлотных почв и грунтов показывают, что верхние слои многолетней мерзлоты под минеральными почвами региона имеют высокие отрицательные температуры (до $-1...-2^{\circ}\text{C}$) [23, 24]. Это указывает на слабую устойчивость верхних слоев мерзлых пород, что может быть причиной постепенного их оттаивания на фоне повышения среднегодовых температур воздуха и почвы. Установлено, что

повышение средней годовой температуры воздуха на $2-3^{\circ}\text{C}$ за последние десятилетия вызвало повышение температуры верхней части мерзлых грунтов (на глубине 3.2–5 м) на $0.4-1.3^{\circ}\text{C}$ и с увеличением глубины протаивания активизацию криогенных процессов [36–38].

ОБСУЖДЕНИЕ

Еще на заре становления почвоведения как науки, ее основатель – Докучаев [8] и известный лесовод Морозов [20] указывали на важную роль лесов в регулировании водного режима территории. В засушливых условиях Центральной Якутии, расположенной на многолетнемерзлых грунтах, роль лесных территорий в сохранении и распределении скудных запасов влаги принимает особую актуальность. При близком залегании влагонепроницаемого многолетнемерзлого экрана на открытых территориях в летнее время влага интенсивно расходуется на физическое испарение и эвапотранспирацию. Потери влаги при испаряемости с водной поверхности за летний период составляют 400 мм и более [3]. Изучение водного режима почв аласов в период 1990–2017 гг. показало, что в зависимости от обеспеченности теплом и атмосферными осадками суммарное испарение влаги на почвах за лето из слоя 0–100 см на поясе влажного луга составляло 144–295 мм, на поясе настоящего луга – 71–309 мм и на поясе остепненного луга – 95–272 мм. Суммарное испарение из того же слоя почвы в лесу в эти годы колебалось от 96 до 227 мм и свидетельствует о бо-

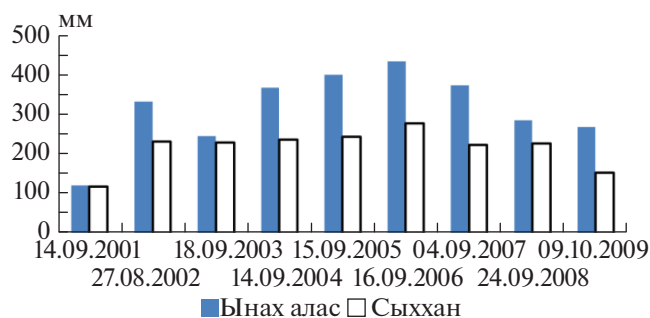


Рис. 4. Максимальное содержание объемной влаги в деятельном слое почвы.

лее экономном расходовании влаги под пологом лесной растительности. Во время весеннего протаивания почвы и во влажные годы избыток влаги лесных почв образует надмерзлотный сток, направленный в сторону близлежащих пониженных участков, в данном случае в аласные котловины. Таким образом, леса являются не только влагосохраняющим, но и влагоснабжающим фактором в условиях мерзлотной области.

Как показало изучение межгодовой динамики количества атмосферных осадков, мощности снежного покрова, влажности и глубины протаивания почв разных местообитаний ландшафтов Центральной Якутии, образование озер и расширение их площади в криолитозоне сильно зависит от хода этих показателей. Иидзима с соавт. [40] отметили, что сочетание факторов: увеличение годового количества осадков, раннее установление и быстрое нарастание мощности снежного покрова в начале зимы 2005–2006 гг. привело к резкому повышению температуры и влажности почвы. Подобная картина в регионе продолжалась в течение в 2006–2008 гг. и стала причиной резкого подъема уровня воды термокарстовых озер, которое началось в 2006 г. В результате указанные исследователи отметили, что реакция озер на повышение количества атмосферных осадков, начинается не в следующем году, как и следовало ожидать, а спустя 2 года [40]. Это утверждение подтверждается результатами изучения сезонной динамики озер региона с использованием независимых от погоды спутниковых изображений TerraSAR-X с более высоким пространственным (4.74 м) и временным разрешением и их сопоставления с ходом месячных осадков августа и сентября (станция Якутск) и данных натурных измерений площади озер аласов в течение 1988–2016 г. [44].

Изучение глубины сезонного протаивания почвы на разных стадиях сукцессии растительности на горях Центральной Якутии показывает, что данный параметр в первое десятилетие после пожара увеличивается почти в 2 раза [2]. Дополни-

тельная мощность сезонного протаивания почвы в лиственных лесах восстанавливается только через 50–60 лет, то есть после восстановления первоначального типа леса.

Как видно из приведенных сведений, леса в Центральной Якутии играют важную роль в регулировании водного баланса территории, межгодовая динамика количества атмосферных осадков сопровождается колебаниями площади озер, и после лесных пожаров увеличивается глубина сезонного протаивания почв.

Поступление дополнительного объема влаги за счет оттаивания верхних слоев многолетнемерзлых грунтов хорошо прослеживается при изучении динамики содержания влаги в ДС почв после лесных пожаров. Климатические условия 2000–2002 в Центральной Якутии были крайне засушливыми. При многолетней норме количества осадков 246 мм/год и 165 мм за лето, в течение года выпало 134–173 мм/год и всего 68–123 мм осадков за летний период. Как следствие засухи, произошло сильное иссушение почв и высыхание озер аласов. В 2001 г. максимальные запасы влаги в ДС лесных почв изученных аласов составляли всего 118–122 мм (рис. 4). Трехлетняя засуха завершилась в 2002 г. появлением массовых лесных пожаров. В начале лета (июнь) пожарами были охвачены большие площади лесов вокруг стационарных аласов: Ынах и Улахан Сыххан.

Изучение динамики глубины протаивания и режима влажности почв на лесных участках этих аласов показывает существенное увеличение мощности сезонного протаивания почв после лесных пожаров. На рис. 5 показана динамика глубины протаивания почв в лесных точках стационарных аласов до и после пожара. Как видно, максимальная глубина сезонного протаивания мерзлотной палеовой почвы в лиственных лесах аласов на плакоре до пожара к концу сентября достигала 1.1–1.3 м. Мощность сезонного протаивания почв резко увеличилась в последующие годы после пожара 2002 г. и к концу сезона стала достигать до 1.5–1.8 м.

Как следствие происходящих изменений, содержание влаги в ДС почв лесных площадок, начиная с 2002 г., стало увеличиваться. Если до пожара в ДС почвы содержалось чуть более 100 мм влаги, то к концу засушливого лета 2002 г. содержание влаги в лесных почвах достигло 240–350 мм. В 2003 г. количество осадков было чуть выше многолетней нормы, а 2004 г. — значительно ниже нормы. Несмотря на неблагоприятный ход годовых колебаний количества выпадающих осадков в течение 2003–2004 гг. содержание влаги в лесных почвах Ынах аласа к осени 2004 г. достигло 368.6, а почв аласа Сыххан — 237.6 мм. Как видно из приведенных данных, даже при заметном дефиците количества выпадающих осадков в период 2000–

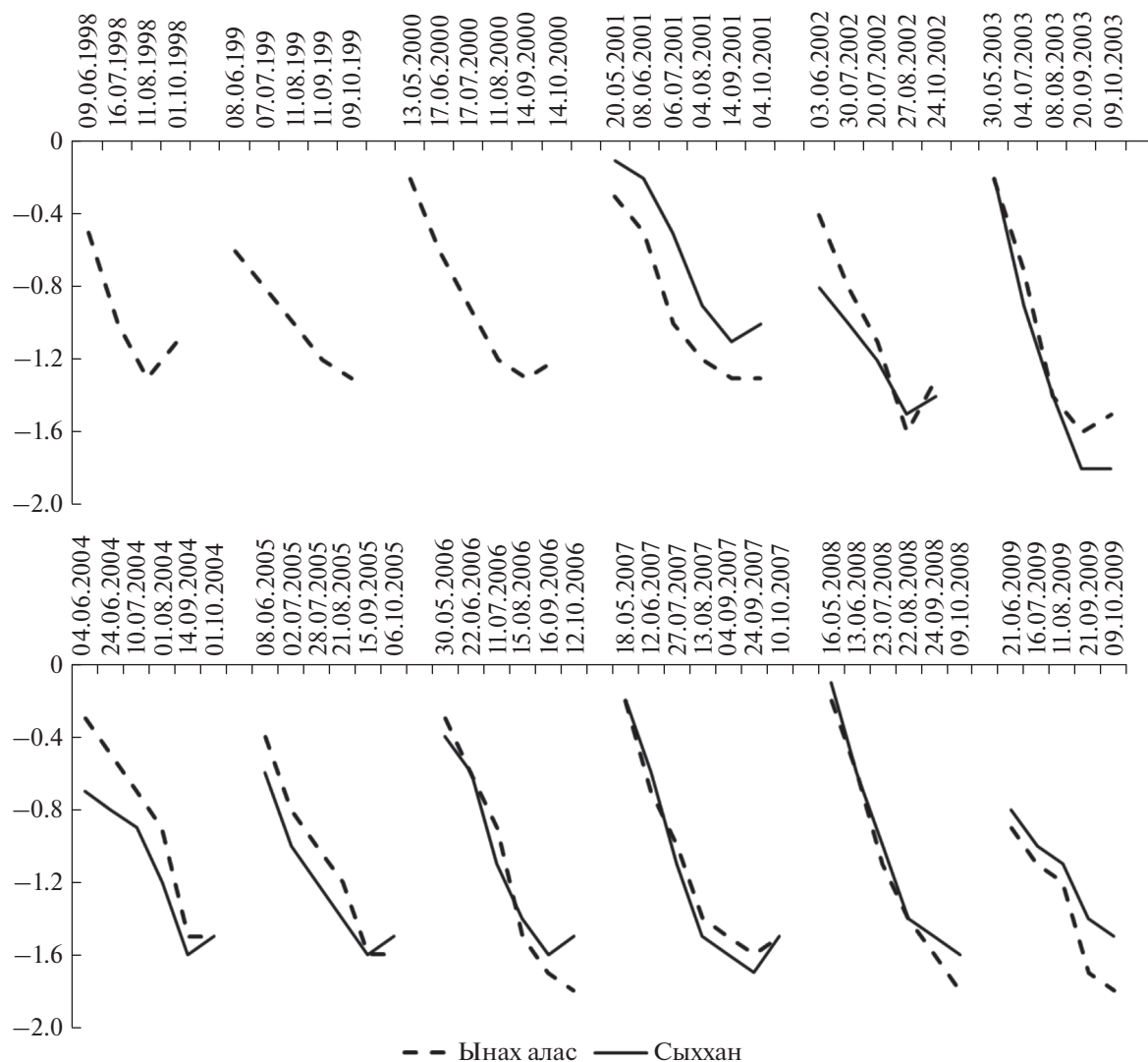


Рис. 5. Динамика глубины протаивания почв в лесу до и после пожара 2002 г.

2004 г. наблюдается увеличение содержания влаги в ДС изученных почв по сравнению с до-пожарным периодом в 2–3 раза. Такое резкое повышение запасов влаги в ДС почв объясняется дополнительным поступлением влаги из оттаивающих верхних слоев многолетней мерзлоты. Как показывают расчеты, при увеличении глубины протаивания на 10 см, из мерзлой породы освобождается в среднем около 30 мм влаги. Объем освобожденной при таянии 10 см мерзлого слоя грунта на площади 1 га составил около 300 м³ воды, а на площади 1 км² – 30000 т воды. При увеличении глубины сезонного протаивания на 20–30 см объем поступающей из мерзлых грунтов влаги будет 2–3 раза больше.

Наступление влажного периода в 2005–2007 гг. способствовало еще большему насыщению влаги в лесных почвах, запасы которой достигли в ДС

до 224–435 мм. Увеличение влажности лесных почв привело к образованию стока влаги в сторону близлежащих аласов, и начиная с 2004 г. озера этих аласов стали постепенно расширяться. Площади озер аласов в 2003 г. были минимальными и занимали соответственно 0.3 и 0.4 га. К 2008 г. водные зеркала озер заняли большую часть аласных котловин. Площадь озера аласа Сыххан к этому времени достигла 46.45 га и охватила более 70% территории. Озеро аласа Ынах составило 6.89 га, что равнялось более 60% общей площади аласа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Увеличение глубины сезонного протаивания почв при потеплении климата вызывает таяние верхних слоев многолетней мерзлоты, представляющих собой оберегающий мерзлоту защитный слой. При этом в активный оборот влаги вовлека-

ются ранее консервированные многолетней мерзлотой запасы воды, которые оказывают влияние на водный баланс крупных территорий мерзлотных областей. Увеличение запасов влаги в ДС ведет, как правило, к заболачиванию территорий [13]. Как отмечает Горячкин [4], для почвенного покрова таежной зоны Западной Сибири в условиях подстилки мерзлоты выявлено прогрессирующее заболачивание. В условиях достаточно плотно расчлененной термокарстом и водотоками поверхности равнин криолитозоны Центральной Якутии лишняя почвенная влага лесных участков стекает в озера и реки. Дополнительное поступление влаги из тающих верхних слоев мерзлых пород в последнее десятилетие в Центральной Якутии привело к повсеместному расширению озер аласных котловин, водохранилищ и повышению стока малых рек региона. Наглядным примером влияния увеличения глубины сезонного протаивания на изменение водности территорий мерзлотных областей за счет освобождения консервированной многолетней мерзлотой влаги в защитном слое служат катастрофические летние паводки 2013 и 2014 гг. на р. Таатта. В результате дренирования переполненных озер и водохранилищ, воды, попавшие в равнинную р. Таатта, вызвали затопление населенных пунктов в средней и нижней частях ее бассейна и нанесли значительный материальный урон населению.

Еще больше влаги, чем в Центральной Якутии (до 1.5–2 раз), законсервировано в верхних слоях многолетнемерзлых грунтов (защитном слое) зоны северной тайги и тундры. Здесь также наблюдается увеличение глубины сезонного протаивания почв. ДС почвы за последние 20 лет в зоне тундры увеличился на 15–30% [35, 39], в бассейне среднего течения р. Алазеи – на 15–20% [16]. В Среднеколымском районе Якутии глубина сезонного протаивания почв под северными таежными лесами с 0.7–0.8 м в 1970-х годах увеличилась до 1 м и более. Как результат избыточно увлажняются лесные почвы, наполняются и переполняются озера, а избыточные воды, попадая в реки, вызывают летние катастрофические паводки. В результате этих негативных процессов населенные пункты в бассейне р. Алазея в 2006, 2007, 2008 и 2017 гг. не только в летние месяцы, но и вплоть до зимы оставались затопленными. Длительные паводки рек становятся причиной деградации поверхностного органогенного горизонта в зонах затопления, ухудшения структуры и теплофизических свойств почв, нарушения водного режима.

Процесс расширения озер в Центральной Якутии и в зоне лесотундры и тундры, охватывающий большие площади, сопровождается выводом земель из хозяйственного оборота, еще совсем недавно входивших в состав сенокосных и пастбищных угодий. В целом увеличение глубины сезонного протаивания почв и динамика водного

баланса в сторону увеличения приходной части вызывает сокращение площади хозяйственно ценного почвенного покрова и влияет на хозяйственную деятельность человека на Севере, что требует специальных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИБПК СО РАН по проекту V.54.1.2 “Выявление причинно-следственных основ динамики почвенного покрова, растительного и животного мира криолитозоны на территории распространения легких пород в Центральной Якутии для разработки фундаментальных основ их охраны в условиях возрастающего антропогенного пресса и глобальных изменений” (0376-2019-0006); рег. номер АААА-А19-119040990002-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А. Гидротермические условия функционирования серых почв: оценка и прогноз // Почвоведение. 2008. № 1. С. 83–94.
2. Габышева Л.П., Протопопова В.В. Лесные пожары как экологический фактор формирования лесов Центральной Якутии // Наука и образование. 2006. № 2. С. 50–56.
3. Гаврилова М.К. Климат Центральной Якутии. Якутск, 1973. 120 с.
4. Горячкин С.В. Почвенный покров Север (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
5. Демченко П.Ф., Величко А.А., Голицын Г.С. и др. Судьба вечной мерзлоты: взгляд из прошлого в будущее // Природа. 2001. № 1. С. 43–49.
6. Десяткин Р.В. Изменение климата и динамика мерзлотных экосистем центра материковой криолитозоны северного полушария // Вестник Российской академии наук. 2018. Т. 88. № 12. С. 1113–1121.
7. Десяткин Р.В., Десяткин А.Р., Федоров П.П. Температурный режим мерзлотно-таежных почв Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 70–78.
8. Докучаев В.В. Избр. соч. М.: Сельхозгиз, 1949. Т. 2. 426 с.
9. Ефимов А.И., Граве Н.А. Погребенные льды района озера Абалах // Социалистическое строительство. 1940. № 10. С. 65–78.
10. Каверин Д.А., Мажитова Г.Г., Пастухов А.В. Верхний слой мерзлоты как часть системы почвенного профиля // Вестник ИБ Коми ЯНЦ. 2009. № 8. С. 33–36.
11. Каверин Д.А., Пастухов А.В., Мажитова Г.Г. Температурный режим тундровых почв и подстилающих многолетнемерзлых пород (Европейский Северо-Восток России) // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 3. С. 23–32.
12. Какунов Н.Б., Сулимова Е.И. Изменение климатических параметров и развитие многолетнемерзлых пород // Инженерные изыскания. 2008. № 6. С. 56–59.

13. *Каравеева Н.А.* Заболочивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982. 296 с.
14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
15. Климат Якутска // Отв. ред. Швер Ц.А. Ленинград: Гидрометеиздат. 1982. 246 с.
16. Криоэкосистемы бассейна реки Алазея / Отв. ред. Исаев А.П., Климовский И.В. Новосибирск: Гео. 2018. 211 с.
17. *Мажитова Г.Г.* Температурные режимы почв в зоне несплошной многолетней мерзлоты Европейского Северо-востока России // Почвоведение. 2008. № 1. С. 54–67.
18. *Мажитова Г.Г., Каверин Д.А.* Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России // Криосфера Земли. 2007. Т. 11. № 4. С. 20–30.
19. *Малкова Г.В.* Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванском // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 3. С. 3–14.
20. *Морозов Г.Ф.* Учение о лесе. М.: Гослесбумиздат, 1949. 455 с.
21. *Моторин А.С.* Температурный режим длительно сезонно-мерзлотных почв Северного Зауралья // Экология. 2014. Т. 25. № 2. С. 63–66.
22. *Павлов А.В.* Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Известия РАН. Сер. Географическая. 2003. № 6. С. 39–50.
23. *Павлов А.В., Москаленко Н.Г.* Термический режим почвы на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 2. С. 11–19.
24. *Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А., Какунов Н.Б., Минайлов Г.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н.* Мониторинг сезонно-талого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 4. С. 30–39.
25. *Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 336 с.
26. *Сергеев Д.О., Ухова Ю.А., Станиловская Ю.В., Романовский В.Е.* Температурный режим многолетне-немерзлых толщ и сезонно талого слоя в горах северного Забайкалья (восстановление стационарных наблюдений) // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 2. С. 19–26.
27. *Скачков Ю.Б.* Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. Якутск, 2001. 25 с.
28. *Скачков Ю.Б.* Тенденции современных изменений температуры воздуха по Республике Саха (Якутия) // Вопросы географии Якутии. 2005. Вып. 9. С. 27–31.
29. *Федоров А.Н., Константинов П.Я.* Реакция мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии на современные изменения климата и антропогенные воздействия // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 56–62.
30. *Чудинова С.М., Быховец С.С., Сороковиков М.Р., Барри Р., Жанг Е., Гиличинский Д.А.* Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 3. С. 23–30.
31. *Шауко Д.И.* Климатические условия земледелия Центральной Якутии. М., 1961. 264 с.
32. *Шауко Д.И.* Агроклиматические ресурсы СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 247 с.
33. *Шур Ю.Л.* Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 213 с.
34. *Davidson E.A., Janssens I.A.* Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // Nature. 2006. V. 440. P. 165–173.
35. *Davydov S.P., Fyodorov-Davydov D.G., Neff J.C. et al.* changes in active layer thickness and seasonal fluxes of dissolved organic carbon as a possible baseline for permafrost monitoring // Ninth International Conference on Permafrost. Fairbanks, USA: University of Alaska, 2008. V. 1. P. 333–336.
36. *Desyatkin R., Fedorov A., Desyatkin A., Konstantinov P.* Air temperature changes and their impact on permafrost ecosystems in eastern Siberia // Thermal Science. 2015. V. 19. Suppl. 2. P. S351–S360. <https://doi.org/10.2298/TSCI150320102D>
37. *Desyatkin R.V., Desyatkin A.R.* Temperature Regime of Solonchic Meadow-Chernozemic Permafrost-Affected Soil in a Long-Term Cycle // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. № 11. P. 1344–1354. <https://doi.org/10.1134/S1064229317090022>
38. *Fedorov A.N., Gavriliev P.P., Konstantinov P.Y., Hiyama T., Iijima Y., Iwahana G.* Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia // Ecohydrology. 2014. V. 7. № 2. P. 188–196.
39. *Fyodorov-Davydov D.G., Kholodov A.L., Ostroumov V.E. et al.* Seasonal Thaw of Soils in the North Yakutian Ecosystems // Ninth International Conference on Permafrost. Fairbanks: University of Alaska, 2008. V. 1. P. 481–486.
40. *Iijima Y., Fedorov A.N., Park H., Suzuki K., Yabuki H., Maximov T.C., Ohata T.* Abrupt increases in soil temperatures following increased precipitation in a permafrost region, central Lena River basin, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2010. V. 21. № 1. 30–41.
41. IPCC, 2014: Summary for Policymakers // Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2014. 33 p.
42. *Park H., Fedorov A., Zheleznyak M., Konstantinov P., Walsh J.E.* Effect of snow cover on pan-Arctic permafrost thermal regimes // Climate Dynamics. 2014. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2356-5>
43. *Park H., Sherstiukov A., Fedorov A., Polyakov I., Walsh J.E.* An observation-based assessment of the influences of air temperature and snow depth on soil temperature in Russia // Environ. Res. Lett. 2014. V. 9. <https://doi.org/10.1088/17489326/9/6/064026>
44. *Zakharova E.A., Kouraev A.V., Stephane G., Franck G., Desyatkin R., Desyatkin A.R.* Recent dynamics of hydroecosystems in thermokarst depressions in Central Siberia from satellite and in situ observations: Importance for agriculture and human life // Sci. Total Environ. 2017. V. 615. P. 1290–1304. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.059>

The Effect of Increasing Active Layer Depth on the Changes in Water Budget in the Cryolithozone

R. V. Desyatkin^{1, #} and A. R. Desyatkin¹

¹*Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, Yakutsk, 677981 Russia*

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

Under the influence of perennial dynamics of soil summer thawing depth, the upper layer of permafrost periodically thaws and becomes part of the soil profile in the cryolithozone. In this case, the horizon, which is either frozen or thawed, and has a thickness of several tens of centimeters, displays an elevated ice content (moisture). This horizon between the lower boundary of the active layer and the permafrost is named “protective layer” and functions like a buffer that hinders thawing of ice complex with its high ice content. The study of moisture using soil-regime methods and budget calculations showed that the “protective layer” of permafrost in sandy and loamy soils (1.5–5 m depth) contains from 25 to 60 mm of moisture in each 10-cm of frozen soils under different types of forests in Central Yakutia. The increase in the seasonal thawing depth of frozen soils under conditions of global changes and anthropogenic impacts (forest fires, destruction of forest cover, etc.) causes a degradation of the “protective layer”. The purpose of this article is to show the effect of increasing seasonal thawing depth of soils on the water content changes in permafrost territories due to the release of moisture preserved in the protective layer in the context of global climate change. It was revealed that with an increase in the seasonal thawing depth, a protective layer will release a significant amount of moisture conserved by permafrost, which causes changes in the water budget of the cryolithozone. As calculations show, with an increase in the soil seasonal thawing depth by 20–30 cm on the interfluvial areas, the volume of moisture entering into the basins of nearby alases and rivers from frozen soils is estimated as 60 000–90 000 m³/km². The obtained results can be used in modeling and forecasting the dynamics of the cryolithozone environment under the global climate change.

Keywords: cryolithozone, permafrost soils, protective layer, soil moisture, water budget, Cryosol