



ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ЛЕСНЫХ ПОЧВ СЕВЕРНОЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2020 И.Д. Махатков, Ю.В. Ермолов 

Адрес: ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, проспект Академика Лаврентьева, 8/2 г. Новосибирск, 630090, Россия. E-mail: makhatkov@issa-siberia.ru

В работе представлены результаты годового теплооборота в почвах основных типов леса центральной части северотаёжной подзоны Западной Сибири. Описан общий ход температур на разной глубине, выявлены особенности температурного режима лесных почв. Выявлены особенности формирования теплового режима почв дренируемых поверхностей и пойм местных рек в сравнении со сходными условиями северной части подзоны. Приведены величины теплообеспеченности, теплообмена и теплопроводности исследованных почв.

Ключевые слова: почва; температура; лес; северная тайга; Западная Сибирь

Цитирование: Махатков И.Д., Ермолов Ю.В. Особенности температурного режима лесных почв северной тайги Западной Сибири // Почвы и окружающая среда. 2019. Том 2. № 4. e105. doi: 10.31251/pos.v2i4.105

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования теплового режима лесных почв северной тайги Западной Сибири связана как с техногенным влиянием интенсивной добычи нефти и газа на этой территории, так и проблемами глобальных климатических изменений (Дюкарев, 2015; Дюкарев, Головацкая, 2013). Данные метеостанций, в силу их однотипности, длительности и массовости, остаются единственной основой типизации почвенного климата. При этом исследования температурного режима таёжных почв в естественных условиях, в том числе в северной части северотаёжной подзоны, выявили значительное расхождение показателей теплооборота почв с показателями, используемыми в классификациях почвенного климата (Гончарова и др., 2015). Основная причина этих расхождений – значительное влияние растительного покрова на тепловой режим почв, которое не учитывается при измерениях на открытых участках метеостанций с сильно изменённым растительным покровом. В частности определено, что в тёплый период года ведущая роль в формировании теплового режима почв, кроме атмосферного климата, принадлежит растительному покрову, в основном свойствам мохово-лишайникового яруса и органогенной части почвы (Трофимова, 1984). В тёплый сезон температура почвы под пологом леса в целом ниже температуры почвы на открытом участке. Это влияние зависит и от характера напочвенного покрова (Галенко, 2013). Для почв лишайниковых типов среднетаёжных сосновых лесов Западной Сибири разница температуры почвы под пологом леса и на открытом участке составляет 1-2 °С, а часто отсутствует. В зеленомошных типах леса разница составляет от 0.5 в холодное время года, до 7°С и более – в тёплое. (Трофимова, 1985). Зимой ведущее влияние на тепловой режим почвы принадлежит снежному покрову (Дюкарев, 2015), свойства которого (мощность, плотность) в естественной среде и на площадке метеостанции могут существенно различаться. Наблюдения такого рода, несмотря на их актуальность, остаются немногочисленными.

Предметом наших исследований стали почвы основных типов леса центральной части северотаёжной подзоны Западной Сибири. Здесь лесные сообщества на дренированных местообитаниях представлены зональными тёмнохвойно-лиственничными кустарничково-зеленомошными лесами, которые на песчаных отложениях сменяются интразональными сосновыми лишайниковыми лесами (Ильина и др., 1985). Леса в долинах местных рек отличаются большим разнообразием, в основном распространены мелколиственно-тёмнохвойные кустарничково-травяные леса (Хозяинова, 2008). Исходными данными послужили измерения температуры почвы на разных глубинах в течение одного года, с июля 2016 по июнь 2017 г. Эти данные позволили дать самые общие характеристики теплового режима местных почв под основными типами леса, включая зональный тип почвы и растительности.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в окрестностях г. Ноябрьска, ЯНАО, на трёх участках лесных биогеоценозов — в зональном тёмнохвойно-лиственничном кустарничково-лишайниково-зеленомошном лесу (75,0831 с.ш., 63,1595 в.д.) на глееподзолистой оторфованной почве (Смоленцев, 2002), в сосновом кустарничково-зеленомошно-лишайниковом лесу (75,4935 с.ш.,

63,2437 в.д.) на песчаном подзоле иллювиально-железистом, и в пойменном тёмнохвойно-берёзовом травяно-сфагновом лесу (75,1513 с.ш., 63,1615 в.д.) на аллювиальной серогумусовой глеевой почве в пойме р. Вэльхпеляк-Яха. Участки находились в одних климатических условиях, они отстояли по долготе не более чем на 20 км, а по широте – не более чем на 10 км. Район работ расположен в центральной части северотаёжной подзоны (Растительный покров... 1985).

Древостой зонального тёмнохвойно-лиственничного кустарничково-лишайниково-зеленомошного леса, полнотой 0.5, с составом 10Л+Е первого яруса, 6Б4К – второго. Кустарничковый ярус, с общим проективным покрытием 70 – 80 %, сложен в основном *Vaccinium uliginosum* со значительным участием *V. myrtillus*, *V. vitis-idaea* и *Empetrum nigrum*. Моховой ярус сплошной, с очёсом 5 – 8 см, преимущественно из *Pleurozium schreberi*. Профиль глееподзолистой оторфованной почвы (индекс горизонта/мощность, см) — TO/11 – Elg/4 – ELBg/15 – B/20 – BC/50 – C~ на суглинистых отложениях. Состав древостоя соснового леса 10С, полнота 0.4. Кустарничковый ярус с общим проективным покрытием 20 – 40 % сложен в основном *Ledum palustre* с небольшим участием *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum* и *V. vitis-idaea*. В мохово-лишайниковом ярусе с проективным покрытием 100 %, доминируют *Cladonia stellaris* и *Cl. rangiferina*, покрытие зелёных мхов 5 %. Профиль подзола иллювиально-железистого O/2 – E/12 – Bf/20 – BC/25 – C~ на песчаных отложениях. Древостой пойменного леса, полнотой 0.5, сложен в основном берёзой со значительным участием ели и кедра. В кустарниковом ярусе, с общим проективным покрытием 20 %, доминируют ивы, *Duschekia fruticosa*, *Sorbus sibirica*, в травяном ярусе – *Calamagrostis langsdorffii* и болотные травы – *Comarum palustre*, *Menyanthes trifoliata*, на повышенных элементах микрорельефа – таёжное мелкотравье. Мохово-лишайниковый ярус не сплошной, из разрозненных синузид *Sphagnum*, *Bryum* и *Mnium*. Поверхность сильно захлаплена валежником, пнями, что вообще характерно для местных долинных лесов (Хозяинова, Алексеева, 2007). Профиль аллювиальных серогумусовых глеевых почв AYg/30–G/45–CG~ (Классификация и диагностика..., 2004).

Для измерения температуры использовали программируемые автономные регистраторы температуры DS1921G (<http://www.elin.ru/Thermochron/?topic=descr>), установленные на глубинах 0 (под живым мохово-лишайниковым покровом), 10, 20, 50 и 100 см, и регистрировавшие температуру с точностью 0.5 °C каждые 4 часа — в сроки 1, 5, 9, 13, 17 и 21 ч по местному административному времени, которое незначительно, на 5 минут отличается от местного астрономического времени. Наблюдения проводили с 1 июля 2016 по 30 июня 2017 г., т. е. полный годовой цикл. Из-за недостаточного объёма памяти регистраторов температуры данные снимали дважды, в июне и августе. Для корректировки измерений, автономные регистраторы температуры вместе со срочным термометром предварительно помещали в контрастные температурные условия, полученные измерения использовали для определения поправочных коэффициентов каждого датчика.

Срочные измерения температуры почв использовали для обобщённых характеристик температурного режима, среднедекадные значения – для построения термоизоплет годового хода температур. Коэффициенты теплопроводности (Шейн, Карпачевский, 2007) рассчитывали как среднеарифметическое посуточных значений для слоя 0–20 см, где наблюдались суточные колебания температуры, в основном в тёплый период. Общая теплообеспеченность почв характеризовали величинами сумм температур разных диапазонов, связанных с биологической активностью почвенной биоты и напочвенного покрова. Для характеристики тепловых свойств использовали отношения сумм температур к соответствующим суммам температур воздуха, которые рассматриваются как важнейшие. В частности, рассматриваются как N-факторы, положительный — отношение суммы положительных температур поверхности почвы и воздуха, и отрицательный — отношение сумм отрицательных температур поверхности почвы и воздуха (Lunardini, 1978). Для характеристики биологически значимого прогревания использовали величину прогреваемости по В.Н. Димо, (1972) — отношения суммы активных температур больше 10°C почвы на глубине 20 см и воздуха.

Для характеристики местных климатических условий были привлечены данные по метеостанции г. Ноябрьска с сайта <https://rp5.ru/>.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

За период наблюдений, из-за сравнительно холодной зимы среднегодовая температура воздуха составила -3,7 °C, что оказалось намного ниже среднегодовой -2,3°C и ниже среднегодовой температуры воздуха для Западносибирской провинции Северо-таёжной подзоны глеево-подзолистых почв -1,9°C (Димо, 1972). В декабре и январе среднесуточная температура

воздуха опускалась ниже -30°C , а в конце декабря, в отдельные дни — ниже -50°C . Первые заморозки наблюдались уже в конце августа, последние — в начале июня. Наиболее тёплая погода была в середине июля и в отдельные дни конца июня, когда воздух прогревался выше 29°C . Наибольшие суточные колебания температуры воздуха, до $15-20^{\circ}\text{C}$ характерны для зимнего периода. 19 января 2017 года отмечена суточная смена температуры воздуха — $36,4^{\circ}\text{C}$. В летний период суточные колебания температуры обычно не превышали $10-15^{\circ}\text{C}$. Годовая сумма температур воздуха выше 0°C составила $+1864^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$, выше 5°C — $+1802^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$, выше 10°C — $+1681^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$, отрицательных температур — $-3219^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$ Снежный покров начал формироваться в середине октября. Максимальной мощности в 58 см он достиг в первой декаде марта, а к третьей декаде мая полностью сошёл.

Среднегодовые температуры профиля зональной глееподзолистой почвы (табл. 1) на $1-1,5^{\circ}\text{C}$ выше среднегодовой температуры, приведённой для подзола глееватого супесчаного под сосновым зеленомошным лесом, который расположен примерно на 2 градуса севернее, в северной части северотаёжной подзоны, в бассейне р. Левая Хетта (Гончарова и др., 2015). В окрестностях Надьма среднегодовые температуры подзола и торфяно-глеезёма на поверхности и на глубине 20 см ещё ниже, на $1,5-2^{\circ}\text{C}$ (Комплексный мониторинг..., 2012). Весь профиль исследованных почв до глубины 1 м испытывал годовые колебания температуры, размах которых снижался с глубиной. Наибольшие годовые колебания температуры характерны для подзола и в меньшей степени — для аллювиальной серогумусовой почвы. Наибольшее варьирование температур наблюдалось в профиле подзола, который прогревался и промерзал на большую глубину, но при этом на глубине 1 м весь год оставался талым. Наименьшее варьирование температур отмечено в глееподзолистой почве. Здесь отрицательные температуры зафиксированы только на поверхности почвы, а глубже 10 см в профиле наблюдались только температуры 0°C и выше. Сравнительно глубокое промерзание характерно для профиля аллювиальной серогумусовой почвы, но ниже 50 см она весь год оставалась талой. Самый верхний 10 см слой отличается значительным годовым варьированием температуры.

Таблица 1

Общие годовые характеристики температурного режима почв, $t^{\circ}\text{C}$

Глубина, см	Глее-подзолистая оторфованная почва				Подзол иллювиально-железистый				Аллювиальная серогумусовая глеевая почва			
	Средн.	Мин.	Макс.	$K_{\text{вар}}^1$	Средн.	Мин.	Макс.	$K_{\text{вар}}$	Средн.	Мин.	Макс.	$K_{\text{вар}}$
0	3,1	-3,5	17,5	11,3	4,6	-4,0	32,5	16,9	1,8	-15,0	25,0	17,5
10	3,7	0,0	14,5	9,9	4,3	-1,5	21,5	13,7	2,2	-6,5	17,0	12,1
20	3,0	0,0	12,0	8,8	3,9	-1,0	20,0	13,5	2,3	-2,0	13,5	8,7
50	3,3	0,5	10,0	7,1	3,6	-0,5	14,5	11,2	2,5	0,0	10,5	7,0
100	3,7	1,0	8,5	5,3	3,7	0,5	11,5	8,8	2,2	0,0	8,0	5,9

В целом годовой ход температуры исследованных почв следует за изменениями температуры воздуха (рис. 1), что особенно хорошо выражено в бесснежный период. Наибольший прогрев поверхности почвы во всех случаях наблюдался в июле и первой половине августа, с увеличением глубины прогревание и охлаждение почвы запаздывало на несколько дней.

Сезонные изменения температуры почвы наиболее плавные в глееподзолистой почве, под листовничным кустарничково-лишайниково-зеленомошным лесом. В июле и августе поверхность почвы прогревается до $11-14^{\circ}\text{C}$, а в отдельные дни больше 15°C . В корнеобитаемом слое, до 20 см, почва в почти всё время была теплее 10°C . Ниже наибольший прогрев почвы наблюдается только в первой декаде августа, больше 9°C на глубине 50 см, и больше 8°C на глубине 1 м. Охлаждение поверхности почвы ниже 0°C наблюдалось только в начале ноября, с наступлением стабильно морозной погоды, с температурой воздуха ниже -20°C . При этом почва промерзала только с поверхности, на глубине 10 см почва оставалась талой в течение всей зимы, хотя и близкой к точке замерзания. В апреле вся 1 м толща имела почти одну температуру, от 0 до $1,5^{\circ}\text{C}$, хотя среднесуточная температура воздуха ещё была отрицательной.

¹ $K_{\text{вар}}$ - коэффициент варьирования среднесуточных температур.

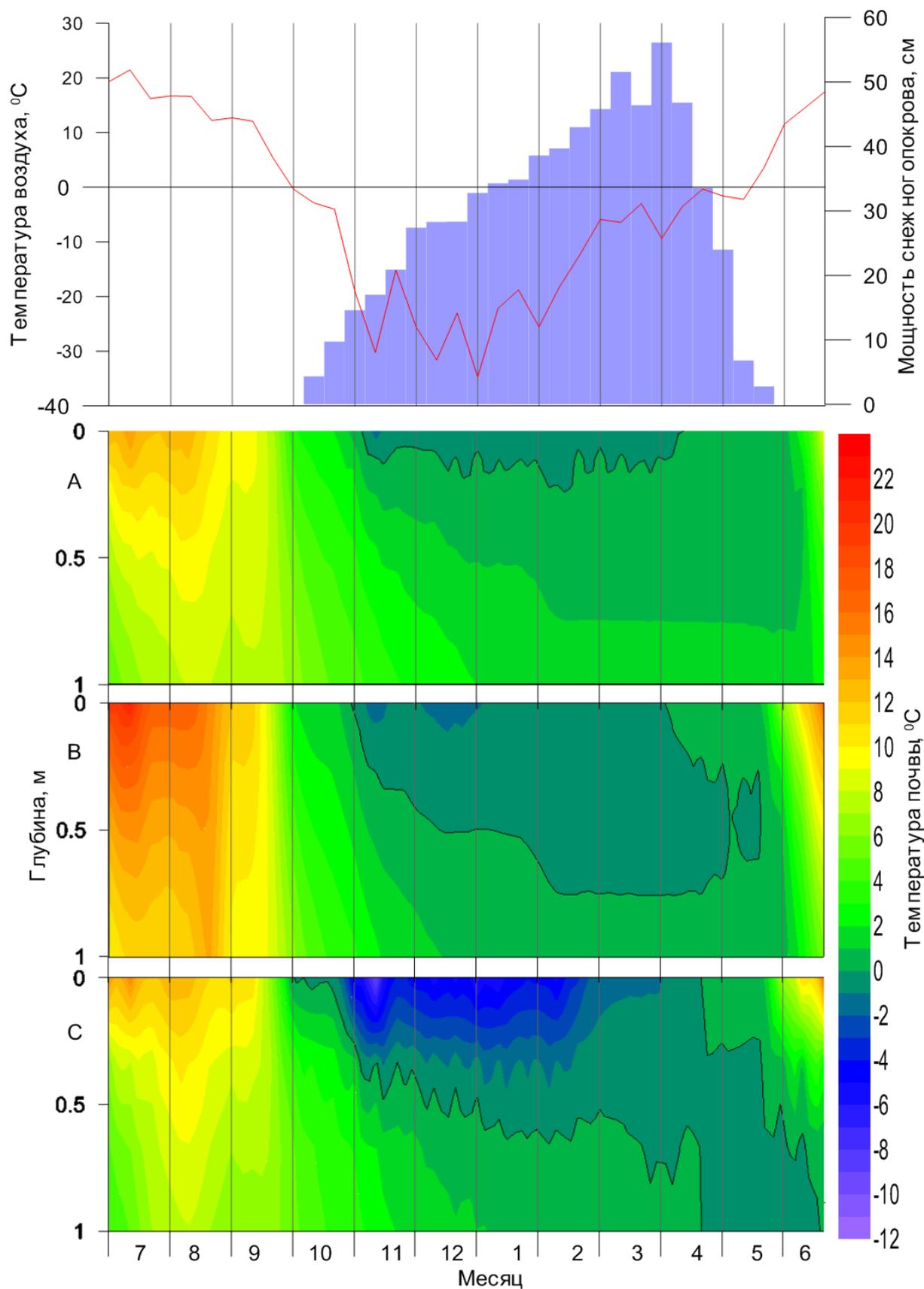


Рисунок 1. Ход среднедекадной температуры воздуха и мощности снежного покрова и термоизоплеты годового хода температур в почвах: А — глееподзолистой, В — подзоле иллювиально-железистом, С — аллювиальной серогумусовой.

Поверхность подзола под сосновым кустарничково-лишайниковым лесом также наиболее сильно прогревалась в июле и августе. При этом среднесуточная температура почвы повышалась

до 20-23°C, часто превышая температуру воздуха, что можно объяснить прямым нагревом поверхности солнечными лучами. Со второй декады июля до конца августа весь почвенный профиль подзола прогревался до 10°C и больше, а в течение сентября постепенно остывала только нижняя часть профиля. Так же, как и в случае с глееподзолистой почвой, поверхность начинала замерзать в начале ноября, с установлением устойчивых морозов. Верхняя часть профиля подзола к середине ноября промерзала до глубины 20 см, а к началу февраля — до 50 см. С начала марта начинал оттаивать верхний, 10 см слой почвы, но мёрзлый слой, с 20 см, оттаивал только в середине апреля, а на глубине 50 см сезонная мерзлота исчезла только в середине мая. На глубине 1 м профиль подзола весь год оставался талым.

Тепловой режим аллювиальной серогумусовой глеевой почвы отличался наибольшими сезонными колебаниями температуры в верхней части профиля. Уже при первых ночных заморозках в третьей декаде сентября в ночное время температура поверхности почвы опускалась ниже 0°C, до -2°C, и с октября почти всё время оставалась мёрзлой. В ноябре, с наступлением сильных морозов и при неглубоком снежном покрове в 15-20 см, температура поверхности почвы опускалась до -12...-15°C. Отрицательные температуры в это время фиксировались до глубины 20 см. В дальнейшем, с увеличением мощности снежного покрова температура поверхности почвы оставалась -5...-7°C, редко опускаясь до -10°C. При этом слой почвы, по крайней мере до 20 см, оставался мёрзлым до середины апреля. С этого времени и почти до конца мая в 1 м толще почвы сохранялась температура 0°C. В начале июня почва существенно прогревалась с поверхности, и в конце июля во всей толще наблюдались положительные температуры. В наиболее тёплые дни в конце июля на поверхности почвы фиксировались температуры до 23°C. Примечательно, что в июле и августе, даже в очень тёплые дни, температура поверхности почвы оказывалась значительно прохладнее, около 15-18°C, и не более 20°C.

По В.Н. Димо (1972) район исследования находится в зоне среднегодовой температуры почвы на глубине 20 см в диапазоне 0-4°C для открытых участков метеостанций, с чем согласуются и наши наблюдения по всем исследованным почвам. Однако район работ, при этом, расположен вблизи северной границы этой зоны, около изотермы 0°C, а среднегодовые температуры исследованных почв ближе к верхней границе зонального диапазона. Температуры самого тёплого и самого холодного месяца выявляют значительно большие различия с зональными характеристиками.

По среднемесячной температуре почвы на глубине 20 см самого тёплого месяца зональная глееподзолистая почва (+10,4°C, август) относится к холодному типу климата (Национальный атлас..., 2011). По этому показателю она значительно ниже величины, предложенной для умеренно холодного почвенного климата подзоны северной тайги Западной Сибири (+14,2°C, при диапазоне 16,6-11,4°C) по данным метеостанций на открытых участках (Трофимова, Балыбина, 2015). Аллювиальная серогумусовая (+9,7°C, август) почва, так же оказалась значительно холоднее. Показатель для подзола (+16,3°C, июль) хотя и был несколько выше предлагаемого для северной тайги, но укладывался в возможный диапазон. Среднемесячная температура самого холодного месяца на глубине 20 см всех исследованных почв оказалась вблизи 0°C или чуть ниже, -0,6°C — для аллювиальной серогумусовой почвы, что намного выше этого показателя в предложенной классификации для всех природных зон, в том числе и для северотаёжной подзоны (-3,6°C). По среднегодовой амплитуде температур на глубине 20 см глееподзолистую (13°C) и аллювиальную серогумусовую (9,7°C) климат почвы можно отнести к умеренно континентальному типу, а подзол по среднегодовой амплитуде (21°C) соответствует повышенно континентальному климату.

Эти расхождения с показателями по метеостанциям связаны с различиями температурного режима почв на открытых участках и участках под естественной растительностью. В общем виде они заключаются в меньшем диапазоне колебания температуры почвы под естественной растительностью по сравнению с открытыми участками: летом — со снижением температуры почвы, а зимой — с повышением (Гончарова и др., 2015).

В одних климатических условиях, кроме определяющего влияния атмосферного воздуха, температурный режим лесных почв зависит от свойств теплопроводности отложений, в летнее время — от свойств растительного покрова, в зимнее — от влияния снежного покрова (Гончарова и др., 2015; Корнатов и др. 2018).

В лиственный лишайниково-зеленомошном лесу хорошо развитый и сравнительно мощный ярус зелёных мхов и кустарничков препятствует теплообмену между атмосферой и почвой, а сравнительно сомкнутый древесный ярус препятствует прямому нагреву поверхности солнечной радиацией, из-за чего в начале тёплого сезона почва нагревается очень медленно. Температурная

инертность глееподзолистых почв может быть связана и с большей теплоёмкостью суглинистых отложений по сравнению с отложениями более лёгкого механического состава (Димо, 1072). Коэффициент температуропроводности верхнего 20 см слоя глееподзолистой почвы оказался сравнительно низким — $20,2 \pm 1,9$, что также препятствует большим колебаниям температуры на всех глубинах. Как показывает годовой ход температуры, глееподзолистая почва отличается наибольшей инертностью теплового режима. В середине июня разница среднесуточных температур приземного слоя атмосферы и минеральной поверхности почвы здесь составляла $5-10^\circ\text{C}$, а отдельные дни $15-18^\circ\text{C}$. В середине июня температурный градиент в верхнем слое, до глубины 20 см, только в отдельные дни превышал $0,2^\circ\text{C}/\text{см}$. В июле наиболее интенсивный прогрев почвы наблюдался ниже 20 см, но температурные градиенты при этом не превышали $0,28^\circ\text{C}/\text{см}$. Охлаждение поверхности почвы, наиболее интенсивное в начале октября, также происходило медленно. Отрицательные градиенты в верхнем 10 см слое в это время не редко превышали $-0,2^\circ\text{C}/\text{см}$, а в течение зимы, на большей глубине не превышали $-0,15^\circ\text{C}/\text{см}$. Ниже 50 см весь холодный период сохранялся небольшой отрицательный градиент, около $-0,01^\circ\text{C}/\text{см}$.

В сосновом кустарничково-лишайниковом лесу напочвенный покров в меньшей степени препятствует теплообмену между приземным слоем атмосферы и почвой. Глубокому прогреву профиля подзола способствовала и сравнительно высокая теплопроводность песчаных отложений. Коэффициент температуропроводности верхнего 20 см слоя подзола оказался наибольшим из исследованных почв, $45,0 \pm 6,6$, и достоверно отличался от коэффициентов двух других типов (при $p < 0,01$). В первых числах июля, с началом интенсивного прогрева, разница среднесуточных температур воздуха и поверхности подзола часто была близкой к 0°C , или составляла несколько градусов, в отдельные дни — до 8°C . При этом, в некоторые сравнительно прохладные дни поверхность почвы могла быть на $1-2^\circ\text{C}$ теплее воздуха. Такое превышение температуры минеральной поверхности подзола над температурой воздуха наблюдалась почти в течение всего тёплого периода, что может быть связано только с прямым нагревом поверхности солнечными лучами, чему способствует разреженный полог редкостойного соснового леса. В июне, в начале интенсивного прогрева почвы, в верхних слоях, особенно в верхнем 10 см слое, температурные градиенты составляли $0,2-0,4^\circ\text{C}$, в отдельные дни в начале июля — до $0,8^\circ\text{C}$. Уже в середине июня такие температурные градиенты смещались в нижние слои, до глубины 1 м, и наблюдались в течение всего лета. С установлением стабильно морозной погоды во всём профиле подзола устанавливались отрицательные градиенты, особенно интенсивные, около $-0,15^\circ\text{C}/\text{см}$, в верхнем 10 см слое в начале зимнего сезона, и в нижних слоях — первой половине зимнего периода.

С установлением стабильно тёплой погоды прогревание верхнего слоя серогумусовой почвы под темнохвойно-берёзовым травяно-сфагновым лесом очень интенсивное. Разница температуры воздуха и минеральной поверхности почвы даже в начале июня не превышала 5°C . В это время в верхнем 20 см слое наблюдались большие температурные градиенты — $0,4-0,7^\circ\text{C}/\text{см}$, а в отдельные дни в 10 см слое превышали $1^\circ\text{C}/\text{см}$, что может быть связано со сравнительно низкой теплопроводностью аллювиальных отложений. Коэффициент температуропроводности верхнего 20 см слоя ($24,2 \pm 2,4$) статистически не отличается от коэффициента для глееподзолистой почвы ($p=0,192$). В конце июня такие градиенты наблюдались уже на глубине до 50 см, а в июле — до 1 м. С наступлением стабильных морозов в верхнем слое до глубины 50 см наблюдались слабые отрицательные градиенты, около $-0,15 \dots -0,25^\circ\text{C}/\text{см}$, и только в ноябре, с установлением сравнительно мощного снежного покрова, они возрастали до $-0,4 \dots -0,8^\circ\text{C}/\text{см}$. На быстрое охлаждение почвы в начале зимнего периода оказывает влияние развитый микрорельеф и захламлённость поверхности древесными остатками, которые способствуют образованию локальных коридоров холода, и в целом снижают свойства теплоизоляции снежного покрова при его небольшой мощности. Кроме этих особенностей, в нижнем слое 0,5-1 м, периодически наблюдались резкие изменения температурных градиентов, что, вероятно, связано с влиянием изменения уровня речных вод. С влиянием реки, а именно — с весенним паводком, связан и длительный изотермальный период, нулевая завеса (Геокриология СССР, 1988), наблюдающийся со середины апреля до конца мая, когда практически во всём профиле наблюдается температура около 0°C , а температурные градиенты отсутствуют.

В целом, в холодное время года формирование даже небольшого, но сплошного и ровного снежного покрова препятствует интенсивному охлаждению поверхности исследованных почв, что отмечалось и ранее (Трофимова, Балыбина, 2015), хотя из-за хорошей теплопроводности лёгких отложений отрицательные температуры в начале холодного периода проникают по крайней мере

до глубина 50 см профиля подзола. Из исследованных почв зональные глееподзолистые почвы - наиболее инертны. Это связано и с хорошими теплоизоляционными свойствами сплошного мохового покрова, и со сравнительно низкими теплопроводными свойствами суглинистых отложений. Наибольший размах температур всего профиля и их варьирование в течение года свойственны подзолам. Хорошему прогреву поверхности подзолов в летнее время способствуют низкие теплоизоляционные свойства лишайникового яруса. Температурный режим аллювиальной серогумусовой почвы отличается некоторой спецификой. Глубокому проникновению отрицательных температур в начале зимнего периода препятствует близость речных вод, обеспечивающих в течение всей зимы температуру нижних слоёв почвы около 0°C. В период весеннего паводка это влияние выравнивает температуру всего профиля почвы.

Подзолы отличаются наибольшей теплообеспеченностью по сравнению с другими исследованными почвами (рис. 2).

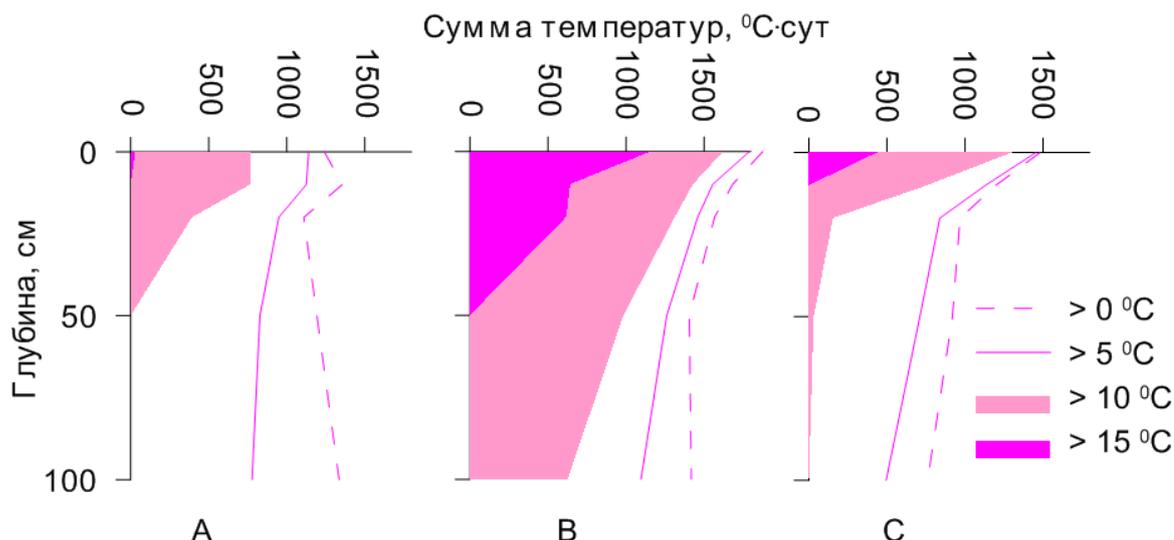


Рисунок 2. Суммы температур в почвах: А — глееподзолистой, В — подзоле иллювиально-железистом, С — аллювиальной серогумусовой.

Несмотря на значительное промерзание профиля подзолов, всему профилю свойственны высокие значения годовых сумм среднесуточных биологически активных температур выше 10°C. По сумме среднесуточных температур больше 10°C на глубине 20 см (1299°C·сут.) подзолы можно отнести к холодному/умеренно холодному типу почвенного климата (Национальный атлас..., 2011). Биологически активные температуры выше 10°C в глееподзолистой почве наблюдаются только выше 50 см, а температуры выше 15°C — только на поверхности почвы. По сумме температур выше 10°C на глубине 20 см (393 °C·сут.) климат глееподзолистой почвы можно отнести к ультрахолодному/холодному. Теплообеспеченность верхнего 10 см слоя аллювиальной серогумусовой почвы почти такая же, как и глееподзолистой почвы, но на глубине 20 см существенно ниже. Сумма биологически активных температур выше 10°C на этой глубине составляет 143°C·сут., что так же позволяет отнести климат этих почв к ультрахолодному/холодному. Сумма положительных температур в профиле глееподзолистой почвы при этом сходна с приведённой для подзола, расположенного у северной границы северной тайги (Гончарова и др., 2015).

На очень затруднённый теплообмен между воздухом и глееподзолистой почвой в летнее время указывает величина положительного N-фактора, зависящего от теплоизоляционных свойств напочвенного покрова (табл. 2). Теплообеспеченность почвы по сумме температур больше 10°C на глубине 20 см оказалась меньше величины теплообеспеченности 400 — 800°C·сут., которая приводится для северо-таёжной подзоны глеево-подзолистых почв Западносибирской провинции бореального пояса по данным метеостанций (Димо, 1972).

Отношение сумм температур почвы к суммам температур воздуха

Почвы	Глее-подзолистая				Подзол				Аллювиальная серо-гумусовая			
	<0	>0	>5	>10	<0	>0	>5	>10	<0	>0	>5	>10
Суммы температур, °С												
0 см	0,04²	0,67³	0,63	0,45	0,04	1,00	0,99	0,96	0,26	0,79	0,80	0,77
10 см	0,00	0,73	0,62	0,46	0,01	0,90	0,86	0,84	0,12	0,64	0,62	0,44
20 см	0,00	0,59	0,53	0,23⁴	0,03	0,83	0,80	0,77	0,04	0,52	0,46	0,08
50 см	0,00	0,64	0,46	0,00	0,01	0,74	0,69	0,57	0,00	0,49	0,39	0,01
100 см	0,00	0,72	0,43	0,00	0,00	0,75	0,60	0,36	0,00	0,47	0,31	0,00

Отрицательный N-фактор для глееподзолистых почв и подзолов оказался чрезвычайно низким, что свидетельствует о сильном отепляющем влиянии снежного покрова в зимний период. Влияние напочвенного покрова и снега на тепловой режим исследованной глееподзолистой почвы сильнее, чем влияние снега на режим сходных почв северной части среднетаёжной подзоны. Для подзола глееватого в Надымском районе ЯНАО значения положительного N-фактора — 0,87- 0,78, отрицательного — 0,19 (Гончарова и др., 2015).

Теплообмен воздуха с поверхностью подзола и аллювиальной серогумусовой почвы в тёплое время года несколько интенсивнее теплообмена с поверхностью глееподзолистой почвы, что связано с низкой теплопроводностью мохового очёса и слабо разложившейся подстилки (Гончарова и др., 2015). Отепляющее влияние снега в пойме заметно хуже, что, как уже отмечалось, связано с низкими теплоизолирующими свойствами снежного покрова в начале зимнего периода.

Биологически значимый показатель прогреваемости глееподзолистых почв оказался значительно ниже приводимого для подзоны по данным метеостанций — 0,85. Показатель прогреваемости подзола также оказался ниже приведённого для подзоны, хотя и выше показателя для глееподзолистой почвы. Чрезвычайно низкий показатель прогреваемости аллювиальной серогумусовой почвы связан, вероятно, не столько с затруднённым теплообменом атмосферы с поверхностью почвы, сколько с охлаждающим влиянием реки на нижние горизонты аллювиальной почвы. Следует отметить, что для естественной лесной растительности значим прогрев почвы уже до 5 °С, и на меньшую глубину. Коэффициенты прогреваемости по суммам температур выше 5°С на глубине 10 см сходны для аллювиальной серогумусовой и глееподзолистой почвы и сравнительно высоки.

ВЫВОДЫ

1. Исследованные почвы дренированных местообитаний под естественной лесной растительностью в течение года испытывают меньшие колебания температур по сравнению с почвами на открытых участках на метеостанциях, по данным которых проводится районирование почвенного климата. По среднемесячной температуре самого тёплого месяца местные лесные почвы холоднее, а самого холодного – теплее почв открытых участков.

2. Среднегодовые температуры зональной исследованной глееподзолистой почвы вблизи южной граница северотаёжной подзоны на 1-2°С теплее сходных почв, расположенных в этой же подзоне на 2 градуса севернее.

3. В летнее время тепловой режим почв определяется теплоизолирующими свойствами напочвенного покрова. Наибольшее влияние на теплообмен поверхности исследованных лесных почв и воздуха оказывает очёс зелёных мхов и подстилка, в меньшей степени – сплошной покров кустистых лишайников.

4. Сравнительно быстрому прогреванию и охлаждению профиля подзола способствует лучшая теплопроводность песчаных отложений по сравнению с суглинистыми отложениями глееподзолистой и аллювиальной серогумусовой почвы.

5. В зимнее время глубокому промерзанию почв препятствует снежный покров, отепляющий эффект которого оказался выше, чем в лесных почвах северной части северотаёжной подзоны.

² Отрицательный N-фактор

³ Положительный N-фактор

⁴ Прогреваемость

Выраженный биогенный микрорельеф в пойменном лесу в начале зимнего периода препятствует формированию сплошного снежного покрова, что снижает его теплоизолирующие свойства.

б. Тепловой режим пойменных почв в значительной степени определяется близостью речных вод, которые оказывают в летнее время охлаждающее, а в зимнее время – обогревающее влияние на почвенный профиль, а в межсезонье продлевают нулевую завесу — изотермальный период с температурами, близкими к 0 °С.

ФИНАСОВАЯ ПОДДЕРЖКА

Работа выполнена по государственному заданию ИПА СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галенко Э.П. Формирование теплового режима почв хвойных экосистем бореальной зоны в зависимости от лесобразующей породы и типа леса // *Известия Коми научного центра УрО РАН*. 2013. Выпуск 1(13). С. 32-37.
2. Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988. 358 с.
3. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е. Температурные режимы северотаежных почв Западной Сибири в условиях островного распространения многолетнемерзлых пород // *Почвоведение*. 2015. №12. С. 1462–1473. doi: [10.7868/S0032180X15100032](https://doi.org/10.7868/S0032180X15100032)
4. Димо В.Н. *Тепловой режим почв СССР*. М.: Колос, 1972. 360 с.
5. Дюкарев Е. А., Головацкая Е. А. Особенности температурного режима торфяной залежи олиготрофного болота в южной тайге Западной Сибири // *География и природные ресурсы*. 2013. № 1. С. 65–71.
6. Дюкарев Е.А. Влияние температуры воздуха и снежного покрова на характеристики сезонномёрзлого слоя почвогрунтов // *Криосфера Земли*. 2015. Т. XIX. №3. С. 45–51.
7. Ильина И.С., Лапшина Е.И., Лавренко Н.Н. и др. *Растительный покров Западно-Сибирской равнины*. Новосибирск: Наука, 1985. 251 с.
8. *Классификация и диагностика почв России* / Авторы и составители: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
9. Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2012. 207 с.
10. Коронатова Н.Г., Мироничева-Токарева Н.П., Соломин Я.Р. Температурный режим торфяной залежи бугров и топей плоскобугристых болотных комплексов Западной Сибири // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 6. С. 16-25. doi: [10.21782/KZ1560-7496-2018-6\(16-25\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6(16-25))
11. *Национальный атлас почв Российской Федерации*. М.: Астель, 2011. 632 с.
12. Смоленцев Б.А. *Структура почвенного покрова Сибирских Увалов (северо-таежная подзона Западной Сибири)*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 118 с.
13. Трофимова И.Е. Сезонная ритмика термических процессов в почвах западно-сибирских сосновых сообществ // *География и природные ресурсы*. 1985. №3. С. 66-73.
14. Трофимова И.Е. Термический режим почвогрунтов в западносибирских среднетаежных геосистемах водораздельного типа // *География и природные ресурсы*. 1984. №2. С. 62-69.
15. Трофимова И.Е., Балыбина А.С. Районирование Западно-Сибирской равнины по термическому режиму почв // *География и природные ресурсы*. 2015. № 3. С.27–38.
16. Хозяинова Н.В. Флора и растительность северной тайги Пуровского района Тюменской области (север Западной Сибири) // *Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения*. 2008. Вып. 8. С. 27–42.
17. Хозяинова Н.В., Алексеева Н.А. Флора и растительность бассейна Р. Вэнгаяха (Тюменская область) // *Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование*. 2007. №6. С.158-164.
18. Шейн Е.В., Карпачевский Л.О. *Теория и методы физики почв*. М.: Изд. "Гриф и К", 2007. С.97-103.
19. Lunardini V. Theory of n-factors and correlation of data // *Proc. of the 3rd Intern. Conf. on Permafrost (Edmonton, Alberta, July 10–13, 1978)*. Ottawa, Ontario: Natl. Res. Council of Canada, 1978, V.1. P. 40–46.

Поступила в редакцию 17.02.2020;

Принята 24.03.2020

Опубликована 27.03.2020

Сведения об авторах:

Махатков Игорь Дмитриевич – кандидат биологических наук, старший научный сотрудник лаборатории географии и генезиса почв ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск, Россия); makhatkov@issa-siberia.ru

Ермолов Юрий Викторович – кандидат биологических наук, старший научный сотрудник лаборатории биогеохимии почв ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск, Россия); ermolov@issa-siberia.ru

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи



Статья доступна по лицензии [Creative Commons Attribution 4.0 License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

SPATIAL VARIATION OF THE ROOT ZONE LAYER TEMPERATURE IN THE NORTHERN TAIGA OF WEST SIBERIA

© 2020 I.D. Makhatkov, Yu.V. Ermolov

Address: Institute of Soil Science and Agrochemistry of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia. E-mail: nechaeva@issa-siberia.ru

The article presents the results of annual heat dynamics in the soils of the main forest types in the central part of the northern taiga subzone of West Siberia. The general patterns of temperature dynamics at different depths are described, and the features of the forest soils temperature regimes revealed. The characteristic features of soil temperature regimes of drained areas and small rivers' floodplains were compared with similar sites in the northern part of the subzone. The values of heat supply, heat transfer and temperature and thermal conductivity of the studied soils are discussed.

Key words: soil; temperature; forest; northern taiga; West Siberia

How to cite: Makhatkov I.D., Ermolov Y.V. Spatial Variation of the root zone layer temperature in the northern taiga of West Siberia // *The Journal of Soils and Environment*. 2019. 2(4). e105. doi: [10.31251/pos.v2i4.105](https://doi.org/10.31251/pos.v2i4.105) (in Russian with an English abstract).

REFERENCES

1. Galenko E.P. Thermal regime formation of soils in coniferous ecosystems of boreal zone in reference to dominating tree species and forest type, *Proc. of the Komi Science Centre of the Ural Division of the Russian Academy of Sciences*, 2013, No1(13), p.32–37. (in Russian)
2. *Geocryology of the USSR*. European Territory of the USSR. Moscow: Nedra, 1988, 358 p. (in Russian)
3. Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Moskalenko N.G., Ponomareva O.E. Temperature regimes of northern taiga soils in the isolated permafrost zone of Western Siberia, *Eurasian Soil Science*, 2015, Vol. 48, No12, p.1329–1340. doi: [10.1134/S1064229315100038](https://doi.org/10.1134/S1064229315100038)
4. Dimo V.N. *Thermal regime of soil of the USSR*. Moscow: Kolos, 1972. 360 p. (in Russian)
5. Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A. Temperature regime characteristics of the peat accumulation of the oligotrophic bog in the southern taiga of Western Siberia, *Geography and Natural Resources*, 2013, No.1, p.65–71. (in Russian)
6. Dyukarev E.A. Influence of air temperature and snow cover on characteristics of seasonally frozen soil layer, *Kriosfera Zemli*, 2015, Vol XIX, No3, p.45–51. (in Russian)
7. Integrated monitoring of northern taiga geosystems of Western Siberia. Novosibirsk: Geo, 2012. 207 p. (in Russian)
8. *Soil classification and diagnostic of Russia* / Authors and compilers: L.L. Shishov, V.D. Tonkonogov, I.I. Lebedeva, M.I. Gerasimova. Smolensk: Oykumena Publ., 2004. 342 p. (in Russian)
9. Koronatova N.G., Mironycheva-Tokareva N.P., Solomin Ya.R. Thermal regime of peat deposits of palsas and hollows of peat plateaus in Western Siberia, *Kriosfera Zemli*, 2018, Vol.XXII, No.6, p.15–23. doi: [10.21782/EC2541-9994-2018-6\(15-23\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2018-6(15-23)) (in Russian)
10. *Soil Atlas of the Russian Federation*. Moscow: Astel, 2011, 632 p. (in Russian)
11. Ilyina I.S., Lapshina E.N., Lavrenko N.N. et al. The vegetation cover of the West Siberian Plain. Novosibirsk: Nauka, 1985. 252 p. (in Russian)
12. Smolentsev B.A. *The structure of the soil cover of the Siberian Uval Rige* (the north-taiga subzone of Western Siberia). Novosibirsk: Publishing house of the SB RAS, 2002, 118 p. (in Russian)
13. Trofimova I.E. Seasonal rhythm of thermal processes in the soils of West Siberian pine communities, *Geography and Natural Resources*, 1985, No3, p 66–73 p. (in Russian)

14. Trofimova I.E. Thermal regime of soil in the West Siberian taiga geo-systems of the watershed type, *Geography and Natural Resources*, 1984, No 2, p.62–69 p. (in Russian)
15. Trofimova I.E., Balybina A.S. Regionalization of the West Siberian plain from thermal regime of soils, *Geography and Natural Resources*, 2015, No. 3, p. 27–38. (in Russian)
16. Khozyainova N. V. Flora and vegetation of north taiga in the Pur district, Tyumen oblast (West Siberian north), *Vestnik ekologii, lesovedeniya i landshaftovedeniya* [Bulletin of Ecology, Forest and Landscape], 2008, No. 8, p. 27-42. (in Russian)
17. Khozyainova N.V., Alexseeva N.A. Flora and vegetation of river Vengayakha basin (Tyumen region), *Vestnik Tyumen State University Herald. Natural Resource Use and Ecology*, 2007, No. 6, p. 158-165. (in Russian)
18. Shein E.V., Karpachevsky L.O. *Theories and methods of soil physics*. Moscow: Grif and K Publ., 2007, p. 97-103. (in Russian)
19. Lunardini V. Theory of n-factors and correlation of data. In book: *Proc. of the 3rd Intern. Conf. on Permafrost (Edmonton, Alberta, July 10–13, 1978)*. Ottawa, Ontario, Natl. Res. Council of Canada, 1978, Vol. 1, p. 40–46.

Received 17 February 2020

Accepted 24 April 2020

Published 27 April 2020

About the authors:

Makhatkov Igor D. – Candidate of Biological Sciences, Senior Researcher in the Laboratory of Soil Geography and Genesis in the Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Novosibirsk, Russia); makhatkov@issa-siberia.ru

Ermolov Yury V. – Candidate of Biological Sciences, Senior Researcher in the Laboratory of Soil Biogeochemistry in the Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Novosibirsk, Russia); ermolov@issa-siberia.ru

The authors read and approved the final manuscript



The article is available under [Creative Commons Attribution 4.0 License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)