

УДК 631.4

## ПРОМЕРЗАНИЕ ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА МЕЛОВЫХ КРИОМОРФНЫХ ПОЧВ В ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ: ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И ПРОЯВЛЕНИЕ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЧВЕННОМ ПРОФИЛЕ

© 2024 г. Д. Г. Поляков<sup>a, \*</sup>, А. Г. Рябуха<sup>a</sup>, Т. А. Архангельская<sup>b</sup>, И. В. Ковда<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Институт степи УрО РАН, ул. Пионерская, 11, Оренбург, 460000 Россия

<sup>b</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>c</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 117043 Россия

\*e-mail: polakovdg@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 11.01.2024 г.

Исследована динамика температуры сопряженных почв палеокриогенного почвенного комплекса на меловых отложениях в Оренбургской области. Измерения температуры сочетали с изучением криогенных признаков. В лаборатории определили температуру замерзания почвенной влаги. Выявлена существенная неоднородность температурного поля почв комплекса. В течение осени–зимы почва микроповышения была холоднее, чем почвы микропонижения и микросклона, а в весенне-летний период микросклон прогрелся быстрее, чем микроповышение и микропонижение. Расхождения между температурой почв в промерзшем слое на микроповышении и в микропонижении достигали  $-4.5^{\circ}\text{C}$  в начале промерзания (15.12.2019 на глубине 15 см),  $-4.0^{\circ}\text{C}$  в конце зимы (10–11.02.2020 на глубине 5 см), и  $-6.5^{\circ}\text{C}$  при оттаивании (21–23.03.2020 на глубине 5 см). Расхождения в температурном режиме сопряженных почв сопровождалось различиями в профильном распределении влаги и влияли на проявление криогенных процессов. Почвы микроповышения промерзали глубже, в них формировалась шлировая криогенная текстура на всю глубину промерзания, это сопровождалось морозным пучением, сортировкой крупнозема, формированием пористой корки на поверхности, что обеспечивало поддержание микрорельефа и структуры почвенного покрова меловых полигонов. Криогенные текстуры определяют формирование плитовидной структуры почв на микроповышениях. В микропонижениях промерзание блокировалось в средней части профиля вследствие относительно высоких температур почвы и низких температур промерзания почвы. Криогенные признаки и процессы, отмеченные на микроповышениях, в микропонижениях не выражены.

*Ключевые слова:* микрорельеф, палеокриогенез, переохлаждение воды в почве, ледяные шлиры, криогенная текстура, зимняя влагозарядка, морозное пучение

DOI: 10.31857/S0032180X24060056 , EDN: YBQDNI

### ВВЕДЕНИЕ

Промерзание оказывает влияние на функционирование и развитие почв даже при кратковременных понижениях температуры почвы ниже  $0^{\circ}\text{C}$  и эпизодических фазовых переходах воды [23]. Криогенез замедляет одни процессы и усиливает другие, трансформирует продукты почвообразования, придавая им новые свойства, зачастую нехарактерные для данного типа почвообразования [36].

Промерзание почв обычно начинается при температуре почвы чуть ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Глубина промерзания засоленных почв зависит не только от температуры почвы, но и от температуры замерзания почвенной влаги. Наблюдается зависимость температуры замерзания почвенной влаги от гранулометрического состава почвы и засоления. При увеличении содержания ила (частиц диаметром  $<0.002$  мм) с 5 до 25% температура замерзания почвенной влаги снижается с  $-0.05$  до  $-0.25^{\circ}\text{C}$  [51].

Глинистые почвы могут не промерзнуть при температуре до  $-0.5^{\circ}\text{C}$  [52]. Гораздо более существенное снижение температуры заморозания почвенной влаги может обуславливаться засолением [44], так как температура заморозания раствора понижается по мере увеличения его общей минерализации [16]. Температура промерзания лёсса из округа Ланьчжоу (КНР) с содержанием солей 0.876% при влажности 20% составила около  $-1.5^{\circ}\text{C}$  [44]. По другим данным, при влажности 18% и отсутствии засоления температура промерзания почвы составляет около  $-0.5^{\circ}\text{C}$ . Увеличение содержания солей до 0.5% понижает температуру промерзания почвы до  $-1.1^{\circ}\text{C}$ , а при 1% засолении — до  $-2.5^{\circ}\text{C}$  [52]. Высокоминерализованные почвенные растворы солончакового горизонта солончаков Монголии не замораются даже при  $-25^{\circ}\text{C}$  [18].

Промерзание тонкодисперсных почв и грунтов сопровождается миграцией влаги к фронту промерзания, при котором может происходить выделение прослоек льда, чередующихся со слоями иссушения [13]. Вместе с влагой перемещаются ионы солей [43]. Эффект миграции в отношении льдонакопления в конечном счете определяется соотношением между скоростью промерзания почвы и скоростью подачи (подтока) воды к фронту промерзания. Это соотношение определяет в основном характер миграции воды в конкретных литологических условиях и морфологию ледяных включений. При очень быстром заморозании влаги ее заметного перемещения не происходит [31].

Скорость промерзания почвы определяется, с одной стороны, внешними условиями, т.е. величиной отрицательной температуры на поверхности почвы, и с другой стороны, свойствами самой почвы, в первую очередь количеством промерзающей влаги и температуропроводностью почвы, которая в свою очередь зависит от плотности почвы, ее гранулометрического состава и содержания органического вещества. Температуропроводность почвы — динамический показатель: в течение года она меняется при изменениях влажности и резко увеличивается после промерзания почвы. В частности, для суглинков и глин при плотности  $1.3\text{ г/см}^3$  и влажности 25% температуропроводность мерзлой почвы в 1.6 раза больше температуропроводности талой почвы, что обусловлено увеличением теплопроводности почвы при замене воды на лед и более чем двукратным уменьшением теплоемкости льда по сравнению с водой [27].

Глубина промерзания почвы связана с высотой снежного покрова: чем больше снежный покров, тем меньше мощность сезонно-мерзлого слоя. Например, по данным Барнаульской метеорологической станции, зимы 1928–1929 и 1932–1933 гг. характеризовались одинаковыми суммами отрицательных среднемесячных температур воздуха ( $-74.5^{\circ}\text{C}$ ), но различались количеством выпавшего

снега: во время многоснежной зимы 1928–1929 гг. средняя высота снежного покрова за зиму составила 34 см, а во время среднеснежной зимы 1932–1933 гг. — 22 см. Соответствующие глубины промерзания почвы при этом отличались более чем в 1.3 раза, составив 122 и 162 см [41]. Та же зависимость глубины промерзания почвы от мощности снежного слоя отмечалась в Барабинской степи, на различных участках которой высота снега составляла 180, 80 и 20 см при соответствующих глубинах промерзания почвы 10–12, 70 и 90 см [41].

Влияние криогенеза на почвообразование обусловлено, главным образом, физическими процессами. Интенсивность воздействия на почву внутрипочвенного льдообразования и таяния льда определяется флуктуациями влажности и температуры почвы в зимний период, а также градиентами температуры в почвенном профиле. Льдообразование в тонкодисперсных породах выступает как мощный стимулятор миграции воды, в результате чего она консервируется, переходя в лед и наращивая ледяные образования. Накопление льда в почвах может быть очень существенным. В некоторых горизонтах объем ежегодно формируемого текстурного льда может достигать 40% от общего объема почвы [45].

В отдельных случаях криогенные процессы формируют специфический водно-солевой режим. В засоленных гидроморфных почвах южного Забайкалья отмечается кратковременное летнее рассоление и длительное соленакопление, начинающееся осенью и заканчивающееся в начале лета. В осенне-зимнюю фазу периода соленакопления засоление происходит за счет перемещения солей вверх, к промерзающему горизонту. Весной, по мере оттаивания почвы, соли подтягиваются из оттаявших слоев к подсыхающей поверхности, где концентрируются за счет испарения и десукции [20]. Сходный генезис засоления был отмечен в условиях криоаридного климата Восточной Сибири [37, 38].

Температура почвы при промерзании может играть существенную роль в формировании характерных признаков почв. Например, существует мнение, что формирование угловато-крупитчатой структуры криометаморфического горизонта происходит в результате длительного осенне-зимнего промерзания почвы, в зоне нулевой завесы, характеризующейся установлением продолжительных околонулевых температур в слое фазовых переходов вода–лед [17].

В промерзающих почвах наблюдается годовой цикл развития криогенных процессов. Он включает в себя четыре фазы: I — функционирование почвы при положительных температурах, II — промерзание почвы и образование льда в почвенном профиле, III — мерзлое состояние почвы,

IV – оттаивание почвы. Выделяются следующие криогенные процессы в почвах: криогенное выветривание, льдообразование, оттаивание льда, десублимация, морозное пучение, криогенная сортировка, криогенное давление, криогенное оструктуривание, морозобойное растрескивание, криотурбации, образование псевдоморфоз, криогенная деструкция органического вещества. Фазы отличаются активностью рассматриваемых криогенных процессов, определяющих формирование криогенных признаков на разных уровнях организации почв [45].

Криогенные процессы приводят к формированию в почвах характерных криогенных признаков, основным ареалом проявления которых являются в основном почвы полярного и частично бореального поясов [26]. Реликтовые криогенные признаки могут встречаться вне этих зон, например, в палеокриогенных почвах, хорошо изученных в пределах лесной и лесостепной зон Русской равнины [1, 11, 22]. Здесь широко распространен реликтовый криогенный микрорельеф, содержащий в основе палеомерзлотный комплекс: блок (микropовышение) и псевдоморфоза по морозобойным трещинам (микropонижение) [11]. С палеокриогенезом на Русской равнине связано формирование характерных признаков и структуры почвенного покрова [1, 11, 22]. При этом даже с niveлированный палеокриогенный микрорельеф продолжает влиять на гидротермический режим и является основой сохранности структуры почвенного покрова, имеющей реликтовый криогенный характер [4].

Промерзающие почвы разных элементов современного или реликтового микрорельефа характеризуются неоднородностью факторов промерзания почвы: высотой снежного покрова, предзимней влажностью почвы, засоленностью. Кроме того, почвы комплексов обычно различаются по своим базовым физическим свойствам, что влияет на температуропроводность, и в результате температурный режим сопряженных почв может демонстрировать существенную латеральную неоднородность [4, 5, 7, 8, 10]. Так, на примере палеокриогенных почвенных комплексов Владимирского ополья было выявлено организующее воздействие неоднородного температурного поля на процессы функционирования почвенного покрова [2, 3].

Меловые полигоны Оренбургской области имеют закономерный характер пространственного расположения микropовышений и полигональное расположение микropонижений в плане и также являются примером реликтового криогенного микрорельефа (рис. S1). По классификации реликтового криогенного микрорельефа [11] они отнесены к полигонально-блочному. Авторы считают, что меловые полигоны сформировались в условиях криоаридного климата, многолетней мерзлоты, морозобойного растрескивания грунтов

и роста полигонально-жильных льдов [34, 35]. Условия для их формирования могли существовать во время последнего ледникового максимума валдайского оледенения (25–12 тыс. л. н.), когда для исследуемой территории была реконструирована вечная мерзлота [12, 50]. При этом удивляет факт хорошей сохранности палеокриогенного микрорельефа, а также разнообразие криогенных морфологических макро- и микропризнаков в почвах меловых полигонов [46, 47], что подразумевает наличие факторов и процессов, поддерживающих их в современных условиях за пределами криолитозоны.

Цель работы – исследование динамики температуры и проявления криогенных процессов в комплексном почвенном покрове меловых полигонов юга Оренбургской области.

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Объектом исследования послужили почвы специфических ландшафтов, которые называются “меловые полигоны” и встречаются в пределах Общего Сырта и Подуральского плато на участках с близким залеганием к дневной поверхности отложений белого писчего мела [24, 39], продукты дезинтеграции которого составляют основу почвообразующих пород комплекса. Ключевой участок, расположенный у с. Новопавловка Акбулакского района Оренбургской области (51°08'10" N, 55°37'16" E), подробно описан в работах [29, 46].

Климатические условия района исследований типичны для подзоны бедноразнотравных ковыльно-типчачковых степей Заволжья. По данным метеостанции Акбулак, расположенной в 15 км южнее исследуемого участка, климат характеризуется засушливостью, континентальностью, преобладанием испаряемости над осадками (коэффициент увлажнения около 0.55). Среднегодовая температура воздуха за период с 1990 г. по 2020 г. составила 5.7°C, средняя температура января равняется –11.9°C, июля – 22.8°C. Годовая сумма осадков составляет 336 мм. Глубина промерзания почвы может достигать 140 см, высота снежного покрова составляет около 30 см.

Микрорельеф участка представлен регулярной сетью микropовышений (бугров), имеющих форму выпуклых многоугольников, разделенных ложбинообразными микropонижениями. Длина волны, т.е. расстояние между центрами соседних микropовышений изменяется от 3.7 м до 7.9 м (медиана 5.7 м). Размеры микropовышений по днищу варьируют от 3.5 м до 7.2 м (медиана 5 м). Центральные части микropовышений лишены почвенного и растительного покрова и представляют собой белые пятна выдавленного мела, диаметром от 0.5 м до 4.1 м (медиана 2.3 м). Ложбинообразные микropонижения между полигонами U образной формы и хорошо выделяются за счет густого растительного

покрова. Их ширина составляет 0.5–0.8 м, расширяясь на пересечениях до 1.0–1.2 м. Амплитуда микрорельефа, т. е. превышение вершин бугров над наиболее низкой позицией днища ложбин, варьирует от 0.2 до 0.4 м с медианой 0.3 м. Наиболее часто амплитуда микрорельефа участка “Новопавловка” составляет 25–30 см.

Почвенный покров ландшафтов меловых полигонов связан с микрорельефом палеокриогенного мерзлотного комплекса (рис. S2). По псевдоморфозам в микропонижениях формируются Rendzic Calcaric Phaeozems с хорошо развитым гумусовым горизонтом. На микросклонах палеомерзлотных блоков развиты Calcaric Regosols (Ochric) с гумусовым горизонтом небольшой мощности. В центральной части палеомерзлотных блоков, занятых интрузиями с пятнами меловой породы, сформированы Calcaric Regosols [46]. Названия составляющих комплекс почв, в соответствии с классификацией почв России [28], предложены и подробно обсуждаются в работе [30]: светлогумусовые в микропонижениях, светлогумусовые криоструктурнометаморфические на микросклонах и криоструктурнометаморфические в центральной части микроповышений.

Почвы засолены. Наибольшее содержание солей отмечается в Calcaric Regosol микроповышений, для которых характерно очень сильное хлоридно-содовое засоление (0.88%) с поверхностным максимумом солей и солевым налетом на меловых пятнах. Calcaric Regosol (Ochric) микросклонов сильно засолены с поверхности хлоридами с участием соды (0.64%); вниз по профилю засоление снижается. Rendzic Calcaric Phaeozem микропонижений засолены в средней степени (0.31%); тип засоления сульфатно-хлоридный с участием соды, а содержание солей постепенно нарастает к нижней части профиля [29].

По гранулометрическому составу почвы комплекса представляют собой средние и тяжелые суглинки, легкие и средние глины; степень каменистости (содержание крупнозема) в разных горизонтах варьирует от слабой до сильной, также имеются внутригоризонтные скопления. Плотность почв изменяется от 1.07 г/см<sup>3</sup> в верхней части гумусового горизонта микропонижения при наименьшем содержании мела, до 1.53 г/см<sup>3</sup> в подповерхностной части микроповышения при высоком содержании мела [29].

Температуру почв измеряли с 01.11.2019 по 14.06.2020, что включало периоды промерзания, оттаивания и прогревания почвы. Измерения проводили стационарно в полевых условиях автономными регистраторами температуры — логгерами iButton. Использованы логгеры с разрешающей способностью 0.5°C и объемом памяти 2048 измерений (Л1), а также с разрешающей способностью

0.0625°C и объемом памяти 4096 измерений (Л2). Л1 были запрограммированы на запись 8 измерений в сутки, Л2 — на 16 измерений в сутки.

Логгеры располагали колонкой на разных элементах микрорельефа и глубинах около: 5, 10, 15, 20, 25, 40, 60, 80, 100 и 130 см (рис. S3). Их закладывали в вертикальную стенку траншеи на глубину около 10 см перпендикулярно срезу, после чего траншею послойно закапывали и трамбовали. По верху траншеи в микропонижении и на микросклонах выкладывали дерн, на микроповышении — меловой материал. Относительные превышения поверхности почвы в местах закладки логгеров составили: на микроповышении 27 см, в верхней и средней частях микросклона 20 и 17 см соответственно.

Снеговую съемку проводили однократно (11.03.2020). Высоту снежного покрова определяли снегомерной рейкой с шагом по горизонтали 50 см вдоль линий, соединяющих вершины соседних микроповышений. На участке температурных исследований снегомерную съемку не проводили, чтобы не нарушить снежный покров.

Образцы почвенных горизонтов для изучения глубины промерзания, криогенных текстур и криогенного перераспределения влаги отбирали в следующем сезоне, перед промерзанием (18.11.2020) и в промерзшей почве (17.12.2020). В промерзшей почве образцы отбирали с применением коронки для сверления бетона, закрепленной на аккумуляторном шуруповерте. Таким способом удалось получить ненарушенные образцы промерзшей почвы в микропонижении на всю глубину промерзания, а именно до 18 см. На микроповышении керны промерзшей почвы отобраны до глубины 32 см; глубже образцы отбирали ударно-буровым способом. Образцы при извлечении из коронки часто разламывались и расслаивались по шлям. Глубину промерзания устанавливали по изменению твердости почвы при бурении и контролировали наличием ледяных включений в отбираемых образцах. В талой зоне образцы отбирали с использованием стандартного почвенного бура. Влажность почвы в отобранных образцах определяли методом горячей сушки при 105°C [9, 49].

Температуру замерзания почвенной влаги в почвах контрастных элементов микрорельефа определяли в лаборатории для образцов, в которых уже было определено содержание предзимней влаги в полевых условиях. К воздушно-сухим образцам массой от 60 до 80 г. добавляли дистиллированную воду, доводя влажность почвы до 0.2 г/г, что близко к ее содержанию в талой зоне при промерзании (17.12.2020). Крупнозем из образцов не убирала, так как в естественных условиях он содержит влагу, которая участвует в процессах промерзания. После увлажнения почвы бюксы закрывали, щель между

крышкой и стаканчиком заклеивали изолентой и оставляли на сутки при комнатной температуре. После суточного выдерживания в центр образцов закладывали логгер и немного уплотняли почву. Логгеры предварительно программировали на измерение температуры с разрешающей способностью  $0.0625^{\circ}\text{C}$  и частотой записи показаний через 1 мин. Образцы помещали в морозильную камеру с температурой  $-20^{\circ}\text{C}$  и выдерживали около 1 ч с 30-минутной задержкой измерений, необходимой для охлаждения образцов.

Температуру заморозки почвенной влаги определяли на графиках изменения температуры почвы как наивысшую температуру платообразного участка графика, наблюдаемого после температурного скачка [32, 42]. При замораживании образца в начале наблюдается быстрое понижение температуры и охлаждение образца ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , без образования льда. При появлении первых центров кристаллизации воды начинается резкое повышение температуры (температурный скачок) за счет выделения скрытой теплоты льдообразования, после которого наступает период с относительно устойчивой отрицательной температурой и происходит кристаллизация наиболее свободной влаги. Эта температура является температурой начала заморозки грунтовой влаги. При дальнейшем замораживании грунта его температура понижается медленнее, чем на начальном этапе, по нелинейному закону с выпуклостью кривой к временной оси. На этом участке происходит заморозка рыхлосвязанной влаги с постепенно уменьшающимся выделением скрытой теплоты льдообразования. Когда в грунте остается лишь прочносвязанная вода, наблюдается быстрое понижение температуры до температуры окружающей среды.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климатические условия в ноябре 2019—июле 2020 гг. отличались от среднемноголетних за последние 30 лет (1993—2022). В декабре—феврале осадков выпало на 41% больше средних многолетних значений, а температура воздуха была выше на  $3.2^{\circ}\text{C}$  — в декабре, на  $6.2^{\circ}\text{C}$  — в январе и на  $5.9^{\circ}\text{C}$  — в феврале. Это создало условия для менее интенсивного охлаждения и промерзания почвы, по сравнению с условиями последних десятилетий. Весна 2020 г. характеризовалась пониженным количеством осадков, составившим 68% от среднего. В марте выпало 67%, в апреле — 88%, а в мае — 53% осадков от нормы. Температура воздуха в апреле и мае практически не отличалась от среднемноголетних, март был теплее на  $5.8^{\circ}\text{C}$ . В целом, погода в период наблюдений была мягче климатических условий, сложившихся за последние 30 лет (рис. S4).

**Температура почвы.** Температура почвы на разных глубинах отличалась по элементам

микрорельефа. Рассмотрим сезонный ход температуры в разных частях почвенного профиля: в приповерхностной части — на глубине 5 см, в средней — на глубине 20 см и в нижней — на глубине 80 см.

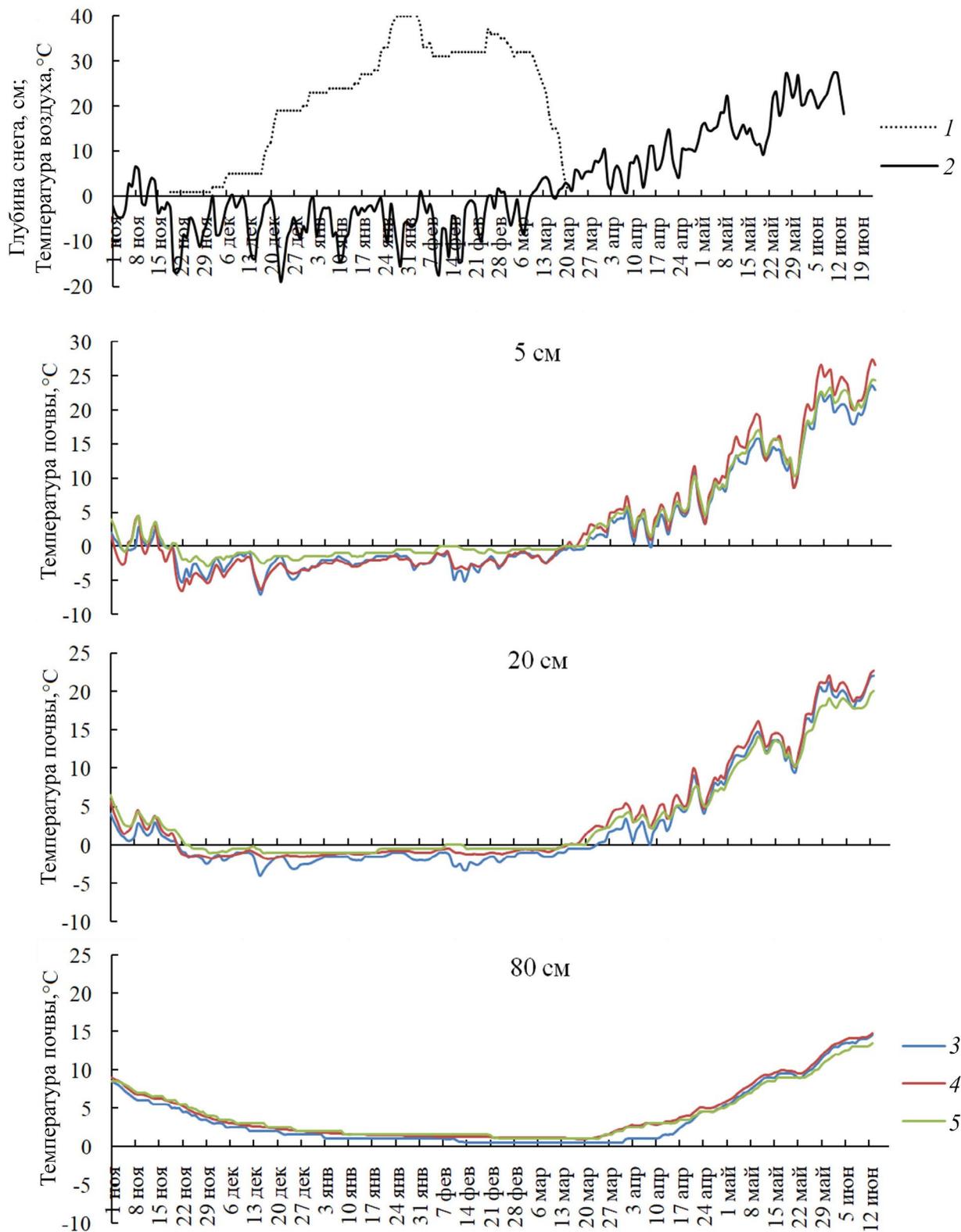
В приповерхностной части (на глубине 5 см) температура почвы в основном определяется условиями теплообмена на деятельной поверхности. Почва в микропонижении была самой теплой от начала измерений и до второй декады марта, затем она заняла промежуточное положение между почвами микросклона и микроповышения. Температура на микросклоне и микроповышении была примерно одинаковой до второй декады марта, после которой микросклон стал сильнее прогреваться, а на микроповышении температура стала самой низкой.

Более низкие температуры почвы на микроповышении по сравнению с микропонижением объясняются микрорельефом, меньшей глубиной снежного покрова и большей теплопроводностью почв микроповышений, которая при промерзании существенно увеличивается, так как почва сковывается льдом. Теплопроводность воды составляет  $1.34 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ , а при ее заморозке повышается до  $11.5 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  [25].

В начале зимы, при понижении температуры воздуха до  $-15^{\circ}\text{C}$  и ниже, на графиках динамики температуры почвы на глубине 5 см появлялись характерные отклики в виде V-образных спадов температуры с последующим подъемом вслед за повышением температуры воздуха. После выпадения снега в почвах микропонижений быстрые спады температуры практически не выражены, на микросклоне и микроповышении они отчетливо проявлялись до 2 декабря, пока снежный покров не достиг 5 см (рис. 1). Январские морозы вызвали менее заметные спады, чем ранее, что можно объяснить формированием снежного покрова. Спады температуры при морозах в феврале не зафиксированы в микропонижении, слабо выражены на микросклоне, и наиболее выражены на микроповышении. Вероятно, к этому времени произошло формирование снежного покрова с наибольшей мощностью в микропонижении и наименьшей на микроповышении. Такое распределение показало снегомерная съемка, проведенная нами в первой декаде марта. Мощность снежного покрова на микроповышениях составила в среднем  $3 \pm 1$  см ( $N=7$ ), в средней части микросклона —  $12 \pm 3$  см ( $N=15$ ), в микропонижении —  $28 \pm 4$  см ( $N=15$ ).

После снеготаяния и начала прогревания почвы распределение температуры в почвах комплекса изменилось. Наиболее теплой стала приповерхностная часть микросклона. Температура поверхности микропонижения была средней, а микроповышения — самой холодной, что можно объяснить более высоким альбедо мела, которое достигает

## Метеостанция Акбулак



**Рис. 1.** Динамика высоты снежного покрова на метеостанции Акбулак (1), среднесуточной температуры воздуха на метеостанции (2) и среднесуточных температур почв комплекса на различных глубинах по элементам микрорельефа: микроповышение (3), средняя часть микросклона (4) и микропонижение (5).

0.4–0.45 [21], по сравнению с альбедо почвы – 0.05–0.35 [40].

В целом, на глубине 5 см за исследованный период температура почвы в почвах микроповышения составила в среднем 2.7°C, с колебаниями среднесуточной температуры от –7.1°C (15 декабря) до 23.6°C (12 июня). В почвах микросклона средняя температура увеличилась до 3.3°C (с колебаниями от –6.6°C (22 ноября) до 27.4°C (12 июня)), а в почвах микропонижения до 3.9°C (с колебаниями от –2.9°C (29 ноября) до 24.4°C (12–13 июня)).

На глубине 20 см, в позднеосенний и зимний период, наиболее теплой была также почва микропонижения, однако после схода снега в марте и установления постоянных положительных температур воздуха она постепенно стала самой холодной (рис. 1). Такой ход температуры согласуется с относительно низкой теплопроводностью почв микропонижения [29] и температурой на глубине 5 см. Микропонижения медленно охлаждались зимой и медленно прогревались после схода снега.

Температура почв микросклона на глубине 20 см характеризовалась средними показателями среди почв комплекса в период от начала наблюдений до схода снежного покрова, после чего она достигала самых высоких значений по сравнению с другими позициями микрорельефа. Динамика температуры повторила ее ход на глубине 5 см.

Температура почвы микроповышения на глубине 20 см, наоборот, была самой низкой до середины весны, что связано с ходом температуры на глубине 5 см. Затем, несмотря на наибольшую теплопроводность [29], стала средней. Это можно объяснить затратами тепла на фазовые переходы воды при образовании и таянии избыточного льда, накапливающегося при промерзании в шпирях.

За исследованный период температура почвы на глубине 20 см в почве микроповышения составила в среднем 2.9°C с колебаниями среднесуточной температуры от –4.0°C (15 декабря) до 22.1°C (13 июня); в почве микросклона средняя температура достигла 3.8°C с колебаниями от –1.8°C (18 декабря) до 22.8°C (13 июня). В почве микропонижения эти показатели составили 3.6°C с колебаниями от –1.0°C (30 ноября–2 декабря, 16 декабря–18 января) до 20.1°C (13 июня).

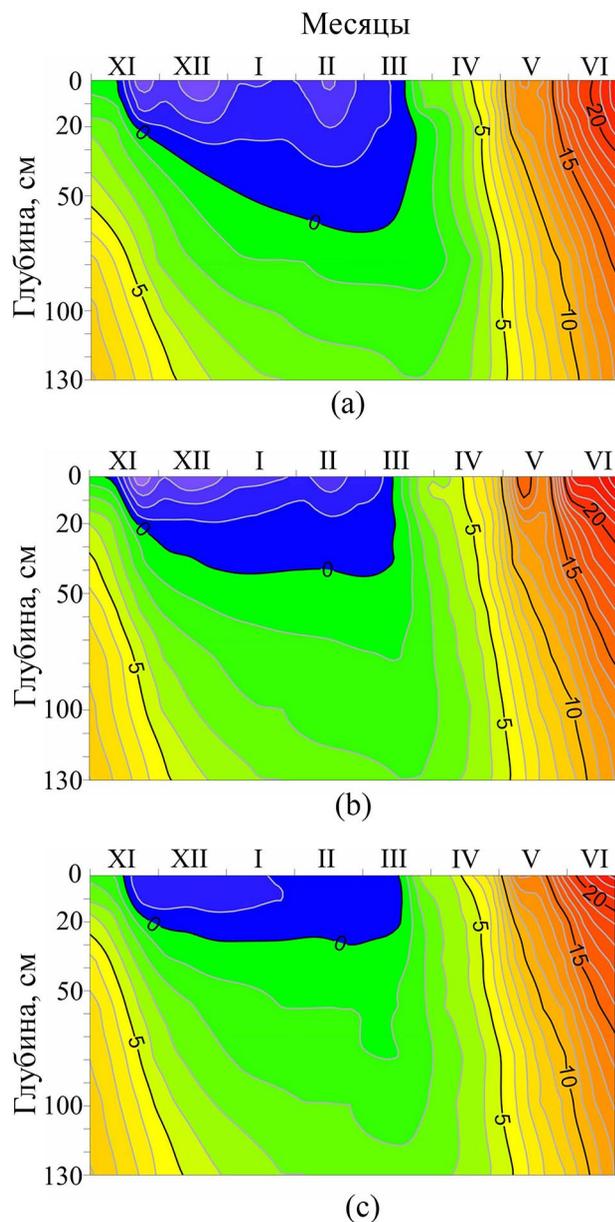
На глубине 80 см температура почвы не опускалась до 0°C и не была подвержена суточным колебаниям. В осенне-зимний период нижняя часть профиля была самой теплой в микропонижении, и самой холодной на микроповышении. После схода снега наиболее высокие температуры на глубине 80 см наблюдались на микросклоне, а в микропонижении температура в течение весны постепенно стала наиболее низкой. Нагревание почвы на этой глубине началось в разное время: на микросклоне

температура прогревания почвы на глубине 80 см начала расти на 3 сут позже того, как началось повышение температуры на глубине 5 см, в микропонижении – на 5 сут позже, а на микроповышении – 12 сут позже. Наиболее вероятно, что задержка начала роста температуры глубоких слоев почвы на микроповышении, несмотря на наибольшую теплопроводность почвы на этом участке, свидетельствует о существенном накоплении льда, для плавления которого потребовалось большее количество тепловой энергии.

За исследованный период температура почвы на глубине 80 см на микроповышении составила в среднем 3.6°C, с колебаниями среднесуточной температуры от 0.5 до 14.5°C; в почвах микросклона достигла 4.3°C с колебаниями от 0.9 до 14.7°C; в почвах микропонижения эти показатели составили 4.1°C, с колебаниями от 1.0 до 13.5°C.

Рассмотрим *динамику распределения температуры по профилю* (рис. 2). В начале периода измерений наблюдается быстрое охлаждение почв комплекса, которое замедляется после 19 декабря, когда по данным метеостанции выпал первый снег. Далее, поведение нулевой изотермы на микроповышении отличается от микросклона и микропонижения. На микроповышении нулевая изотерма устойчиво опускается вглубь профиля вплоть до конца февраля, после чего происходит непродолжительная стабилизация, затем вертикальный уход вверх и исчезновение в последней декаде марта. В пределах микросклона и микропонижения проникновение нулевой изотермы останавливается в третьей декаде декабря, что совпадает с выпадением на метеостанции снега мощностью 19–20 см. Затем глубина расположения нулевой изотермы практически не изменяется до резкого потепления в начале марта. В итоге в пределах микроповышения глубина проникновения нулевой изотермы достигает 65 см, в средней части микросклона – 40 см и в микропонижении – 30 см.

Рассмотрим *профильное распределение температуры в почвах комплекса в разные сроки* (рис. 3). Охлаждение почв (8.11.2019) сопровождается формированием латеральной неоднородности температурного поля по микрорельефу. Теплопроводность мелового материала существенно выше теплопроводности гумусового горизонта [29]. Высокая теплопроводность и отсутствие растительности обеспечивают быстрое охлаждение почв в пределах микроповышения, в результате чего на границе зон с различной скоростью теплообмена изотермы располагаются субвертикально. В это время расхождения в температуре на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона на расстоянии 73 см составили 4.0°C, что соответствует латеральному температурному градиенту 5.5°C/м. Между верхней и средней частями микросклона на расстоянии



**Рис. 2.** Термоизоплеты почв на микроповышении – а, в средней части микросклона – б и в микропонижении – с (построены по среднедекадным значениям).

33 см и между средней частью микросклона и микропонижением на расстоянии 100 см перепад температур составлял  $0.5^{\circ}\text{C}$ , что соответствует латеральным градиентам температуры  $1.5$  и  $0.5^{\circ}\text{C}/\text{м}$  соответственно.

Начало промерзания почвы (19.11.2019) сопровождалось появлением нулевой изотермы на микроповышении и микросклоне. Ее расположение на микроповышении стало горизонтальным, и объясняется стабильной околонулевой температурой воздуха в течение суток до начала мороза

19 ноября, когда к вечеру температура воздуха снизилась до  $-10^{\circ}\text{C}$ . Температура почвы на глубине 5 см в пределах микроповышения и микросклона была одинаковой, что свидетельствует об отсутствии здесь латерального градиента температуры в это время. Между средней частью микросклона и микропонижением наблюдалось расхождение в  $1.0^{\circ}\text{C}$ , что соответствует латеральному градиенту температуры  $1.0^{\circ}\text{C}/\text{м}$ .

Дальнейшее понижение температуры воздуха до  $-20^{\circ}\text{C}$  к 21.11.2019 г. привело к промерзанию всего комплекса. Расхождения в температуре на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона составили  $2.5^{\circ}\text{C}$ , между верхней и средней частями микросклона –  $0.5^{\circ}\text{C}$ , между средней частью микросклона и микропонижением –  $4.0^{\circ}\text{C}$ , что соответствует латеральным градиентам температуры  $3.4$ ,  $1.5$  и  $4.0^{\circ}\text{C}/\text{м}$  соответственно. После промерзания почвы и до ее оттаивания, несмотря на отмечавшиеся резкие изменения температуры воздуха в течение суток, в профиле почв комплекса больше не отмечались субвертикальное расположение изотерм. Это связано с влиянием нулевой завесы, которая формируется при выделении скрытой теплоты при промерзании и препятствует обмену тепла между промерзшей и талой зоной.

Конец зимы (28.02.2020) характеризуется неравномерной глубиной проникновения нулевой изотермы. Причина этого – разница температуропроводности почв и высоты снежного покрова в пределах комплекса. Расхождения в температуре на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона составили  $1.5^{\circ}\text{C}$ , что соответствует латеральному температурному градиенту  $2.1^{\circ}\text{C}/\text{м}$ . Между верхней и средней частями микросклона расхождения в температуре отсутствовали, а между средней частью микросклона и микропонижением температурный градиент снизился до  $0.5^{\circ}\text{C}/\text{м}$ .

Начало весны (9.03.2020) сопровождалось продвижением нулевой изотермы в верхнюю часть профиля и оттаиванием микропонижений. На микроповышении и микросклоне положение нулевой изотермы не изменилось по сравнению с концом февраля. Высота снежного покрова на микроповышениях составляла в среднем 3 см, в средней части микросклона – 12 см, а в микропонижениях – 28 см. В микропонижениях почвы полностью оттаяли, а на микросклонах и микроповышениях оставались промерзшими с поверхности. Расхождения в температуре и латеральный температурный градиент на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона составили  $0.5^{\circ}\text{C}$  и  $0.7^{\circ}\text{C}/\text{м}$ , между средней частью микросклона и микропонижением –  $1.5^{\circ}\text{C}$  и  $1.5^{\circ}\text{C}/\text{м}$ , в пределах микросклона отсутствовали.

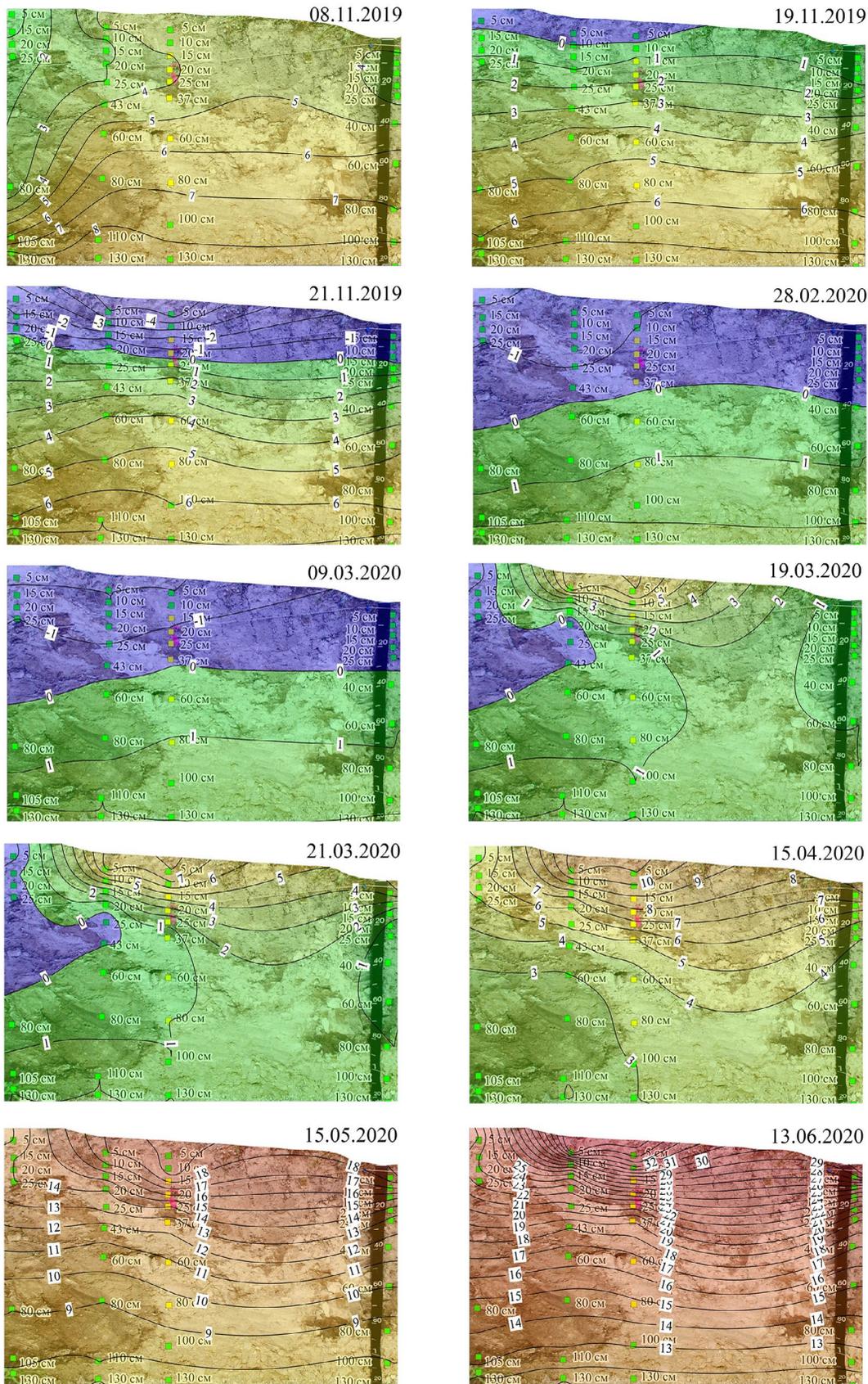


Рис. 3. Распределение температуры в профиле почвенного комплекса в различные даты на 18:00.

К 19 марта микропонижение и средняя часть микросклона полностью оттаяли и имели положительную температуру. Быстрее всех прогревался микросклон. Гумусовый горизонт в верхней части микросклона имел положительные температуры, а залегающая под ним меловая интрузия — отрицательные. Микроповышение было охлаждено ниже нуля до той же глубины, что и в конце зимы, что, видимо, связано с эффектом нулевой завесы при протаивании почвы. Наличие отрицательных температур в почвах комплекса в это время связано с наличием линз и прослоек льда (см. ниже раздел “Криогенные процессы и признаки”). На оттаивание льда, накопившегося в линзах и прослойках, требуется дополнительное количество тепловой энергии, что привело к более позднему оттаиванию микроповышений и интрузий. Эта тенденция по-прежнему наблюдалась и 21 марта, когда температура на глубине 5 см на микросклоне составила 7.0–7.5°C и микропонижение прогрелась до 5°C, на микроповышении температура оставалась отрицательной и составила –1.5°C. В это время расхождения в температуре и латеральный градиент температуры между микроповышением и верхней частью микросклона достигли 9.0°C и 12.3°C/м, между верхней и средней частями микросклона — 0.5°C и 1.5°C/м, а между средней частью микросклона и микропонижением — 3.0°C/м и 3.0°C/м.

Прогревание почвы (рис 3), данные для 15.04.2020, 15.05.2020 и 13.06.2020, после полного оттаивания всех составляющих комплекса, сопровождалось наиболее существенной пространственной неоднородностью температуры, вплоть до конца периода наблюдений. Несмотря на высокую теплопроводность почвы микроповышения, которая наблюдается в течение всего периода весеннего прогревания почвы [6], и отсутствие растительного покрова на меловом пятне, температура в верхней части профиля в этот период оставалась наиболее холодной по микрорельефу. Наименьшая температура почв на микроповышении связана с высоким альбедо меловой поверхности и более интенсивным испарением влаги с микроповышений, о чем может свидетельствовать солевой налет на меловой корке. Наибольшие температурные градиенты между элементами микрорельефа на глубине 5 см наблюдались в последний день измерений (13 июня). Между микроповышением и верхней частью микросклона перепад температур достиг 14.5°C при градиенте 19.8°C/м. Между верхней и средней частями микросклона расхождения в температуре и латеральный температурный градиент снизились 2.0°C и 6.1°C/м, а между средней частью микросклона и микропонижением — до 4.5 и 4.5°C/м. Латеральные градиенты температуры, формируемые при нагревании почв меловых

полигонов в поверхностной части микроповышения, были выше вертикальных.

**Влажность почв до и после промерзания.** При отборе образцов перед промерзанием (18.11.2020) распределение влаги по профилю микроповышения и микропонижения заметно различалось (рис. 4). Почва микропонижения с поверхности была немного увлажнена на фоне постепенного снижения влажности почвы вниз по профилю. Это является признаком недавнего выпадения осадков. По данным метеостанции, с 7 по 18 ноября выпало 7.3 мм осадков. Верхняя часть почв микроповышения была иссушена до глубины 30 см. Микроповышения, вероятно, остались сухими в связи с перераспределением осадков по микрорельефу и из-за слабой водопроницаемости меловой корки.

При отборе образцов мерзлой почвы (17.12.2020) снежный покров отсутствовал. К этому времени распределение влаги по профилю почв существенно изменилось по сравнению с 18.11.2020.

Промерзание микропонижения привело к увеличению содержания влаги в промерзшем слое в 1.5–1.8 раза по сравнению с влажностью перед промерзанием. Существенное изменение влажности почвы в верхней части профиля связано как с миграцией влаги при промерзании, так и с впитыванием атмосферных осадков, особенно в верхней части промерзшей почвы. Под фронтом промерзания, на глубине 20–50 см, также наблюдалось увеличение влажности в 1.1–1.2 раза, что определяется миграцией влаги к фронту промерзания. На глубинах 50–70 см происходило незначительное увеличение влажности, а ниже небольшое иссушение.

Промерзание микроповышения приводило к накоплению влаги в средней части промерзшей зоны. В промерзшем слое содержание влаги увеличилось в 1.3–1.6 раза, за исключением нижней

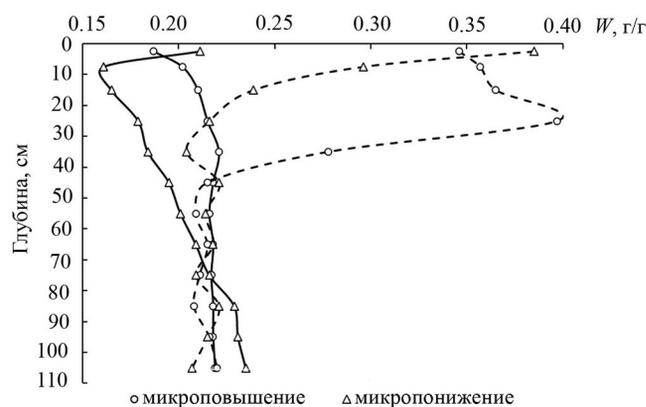


Рис. 4. Влажность почвы перед промерзанием (сплошная линия) и в промерзшей почве (пунктир) контрастных элементов микрорельефа.

части, где содержание влаги не отличалось от таковой зоны. Промерзание микроповышений сопровождалось избыточным накоплением влаги в слое 0–30 см, так как при оттаивании образцов в лаборатории происходило вытекание влаги, что отсутствовало в образцах из микропонижения. Талая зона оказалась немного иссушена. Формирование максимума влажности в середине промерзшего слоя на глубине 20–30 см может быть связано с несколькими факторами. Во-первых, интенсивность льдовыделения может значительно различаться в зависимости от условий промерзания. Во-вторых, в промерзшем слое остается некоторая доля непромерзшей влаги, которая мигрирует к более холодным участкам и частично замерзает по пути, увеличивая льдистость [15].

Известно, что медленное промерзание почв и формирование шпиров льда в засоленных почвах приводит к перераспределению солей к фронту промерзания [43, 48]. Весной, по мере оттаивания почвы, соли подтягиваются из оттаявших слоев к подсыхающей поверхности. На микроповышениях, характеризующихся избыточным выделением льда зимой и более мощной толщей зимней влагозарядки, летом отмечается солевой налет. В микропонижениях налет отсутствовал. По-видимому, более интенсивное промерзание микроповышений, сопровождаемое активным шпирообразованием, способствует перераспределению солей в зимний период и дополняет различия водно-солевого режима, проявляющегося в летний период повышенным испарением с поверхности микроповышений.

**Температура начала замерзания почвенной влаги и промерзание почв.** Неоднородное содержание солей по профилю почв контрастных элементов микрорельефа отражается на изменении температуры их промерзания. На микроповышении, где в верхней части профиля содержание солей максимально, температуры замерзания почвенной

влаги наиболее низкие. В микропонижении, где в верхней части профиля содержание солей минимально, температура замерзания почвенной влаги, напротив, самая высокая. С глубиной она снижается из-за увеличения содержания водорастворимых солей (рис. 5).

Разница профильного распределения температуры замерзания почвенной влаги на разных элементах микрорельефа приводит к неоднородности промерзания микрокомплекса. Повышение температуры замерзания влаги с глубиной на микроповышениях не препятствует промерзанию почвы, тогда как в микропонижениях снижение температуры замерзания влаги с глубиной приводит к переохлаждению воды без промерзания почвы.

Неоднородность глубины проникновения нулевой изотермы в почвах комплекса можно проследить на рис. 2 и 3. Неоднородность промерзания почвы фиксировалась также при полевых исследованиях на других участках меловых полигонов и проявлялась в более глубоком и долгом промерзании микроповышений.

В конце осени начале зимы, после сильных морозов (20–21 ноября, 16 декабря), среднесуточная температура почвы на глубине 5 см опускалась до  $-7^{\circ}\text{C}$  на микроповышении и лишь до  $-3^{\circ}\text{C}$  в микропонижении, что тем не менее ниже температуры замерзания почвенной влаги на этих элементах микрорельефа и привело к промерзанию почв на всех элементах микрорельефа. К началу зимы отрицательные температуры достигли глубины 20 см. На микроповышении температура почвы в зимнее время колебалась от  $-1$  до  $-3^{\circ}\text{C}$ , что ниже температуры замерзания почвенной влаги и допускало промерзание почвы. В микропонижении температура почвы на той же глубине колебалась в пределах от 0 до  $-1^{\circ}\text{C}$ , что было выше температуры замерзания влаги и не допускало промерзания почвы. Полученные выводы согласуются с полевыми наблюдениями: промерзание микропонижения, измеренное в поле 17.12.2020, не продвинулось глубже 20 см, где для влажности 20 г/г наблюдается резкое понижение температуры начала замерзания почвенной влаги до  $-2.5^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, температура начала замерзания почвенной влаги зависит от содержания солей и их профильного распределения. Поэтому засоление почв комплекса, наряду с другими условиями промерзания, является важным фактором, контролирующим зимние температурные градиенты и перераспределение влаги в исследованных почвах.

**Криогенные процессы и признаки.** В меловых почвенных комплексах Оренбургской области уже был отмечен ряд ярко выраженных криогенных признаков [19, 46, 47]. Некоторые из них реликтовые и могут быть связаны с наличием палеомерзлоты: полигональный микрорельеф

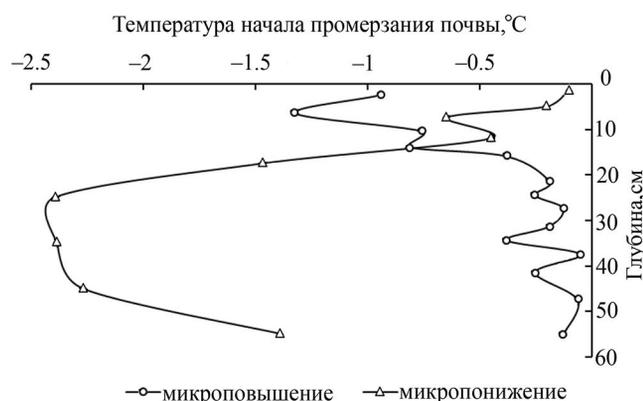


Рис. 5. Температура начала промерзания почв меловых полигонов при влажности образцов 0.2 г/г.

(результат морозобойного растрескивания), двухъярусные палеомерзлотные жилы (морозобойного растрескивания и псевдоморфообразования), мозаичность профиля и вихревой рисунок морфонов (криотурбаций, инволюций).

Также хорошо выражены признаки процессов, которые могут быть как реликтовыми, так и унаследованными или современными: шлировая криотекстура (результат льдообразования, который мы непосредственно наблюдали в ходе исследований), плитчатая, ореховатая, гранулированная структура (криогенного структурообразования), пятна-корки над интрузиями на микроповышениях (пучения, десублимации), зоны обогащения крупноземом (вымораживания, криогенной сортировки) и др.

Представляет интерес проследить дифференцированную выраженность этих признаков и процессов в почвах комплекса в связи с современными условиями промерзания для понимания возможности их реализации в настоящее время.

Почвы комплекса существенно отличаются по глубине промерзания. 17 декабря 2021 г. глубина промерзания Rendzic Calcaric Phaeozems микроповышений составила 18 см, а Calcaric Regosols микроповышений – 50 см. Эти наблюдения соответствуют наблюдениям за температурой, проведенными зимой 2019–2020 гг. Проникновение нулевой изотермы в Calcaric Regosols микроповышений более чем в 2 раза превышает ее глубину в Rendzic Calcaric Phaeozems микроповышений. Характерно, что промерзание почв микроповышений в декабре 2021 г. не продвинулось глубже 20 см – глубины, на которой по данным лабораторных измерений, в них существенно снижается температура замерзания почвенной влаги.

Ярко выраженным криогенным признаком является криогенная текстура, которая отличается в почвах микроповышений и микроповышений. Верхняя часть промерзшего слоя Rendzic Calcaric Phaeozems микроповышений до глубины 4 см представлена микрошлировой линзовидно-плетенчатой криотекстурой, ниже она переходит в массивную (рис. S5). В Calcaric Regosols микроповышений наблюдалась тонкошлировая криогенная текстура во всей промерзшей зоне, сочетающая линзовидно-плетенчатую до глубины 10 см и слоистую ниже (рис. S6). Характерной особенностью является увеличение с глубиной мощности ледяных включений и почвенного материала между ними.

Морфологические различия криогенной текстуры соответствуют современным условиям промерзания почв микрокомплекса. Устойчивое продвижение нулевой изотермы вглубь микроповышений до конца февраля, на фоне прекращения продвижения на микросклоне и в микроповышении уже в начале января формирует неоднородность градиента термодинамического потенциала

почвенной влаги и создает предпосылки для перераспределения влаги в промерзающую зону микроповышений из непромерзших участков. Результатом этого является существенное увеличение содержания влаги и образование мощных шлиров льда на микроповышении, и их отсутствие в микроповышении, что было подтверждено настоящими наблюдениями.

В свою очередь особенности шлиров обуславливают изменение структуры грунтов [31, 33]. Calcaric Regosols микроповышений характеризуются преобладанием постшлировой (плитовидной) почвенной структуры и ее постепенным утолщением с глубиной, что соответствует морфологии криотекстуры. Структура почвы Rendzic Calcaric Phaeozem микроповышений комковатая, распадается на остросереберные мелкозернистые и мелкокомковатые отдельности. Отсутствие плитовидной оструктуренности или слоеватости в верхнем слое почвы микроповышений, где была отмечена микрошлировая линзовидно-плетенчатая криотекстура, по-видимому, связано с небольшим размером ледяных включений. Дополнительным фактором может выступать активная корневая деятельность в этом слое. Таким образом, структура почв отражает современные условия и криогенные процессы.

Меловые пятна с корками маркируют выходы интрузий на дневную поверхность. Интрузии – как результат выдавливания пластичного мела с включениями окатанного и неокатанного крупнозема – являются реликтовыми признаками времени формирования микрорельефа меловых полигонов. Фактически меловые пятна на поверхности являются реликтами почв-пятен тундры, образовавшихся под давлением путем излияния тиксотропной меловой массы при прорыве поверхности. Однако на многих участках распространения меловых полигонов этот микрорельеф до сих пор хорошо выражен по амплитуде, а меловые пятна на поверхности лишены растительности и имеют свежий облик, что вызывает вопрос: каков механизм поддержания микрорельефа и пятен, происходит ли в настоящее время движения материала по ним.

Судя по полученным данным, промерзание и возможность выдавливания в нижней и средней части микрокомплексов в настоящее время отсутствует. Предположительно можно провести определенные аналогии с механизмом морозного пучения на равнинных территориях Казахстана, описанном в работе [14]. Современное формирование туфуров в Казахстане возможно при избирательном морозном пучении, обусловленном наличием хотя бы незначительного микрорельефа, влаги, способной к перераспределению, и дифференцированным по микрорельефу снежным покровом. Сочетание этих факторов определяет первоочередное промерзание наиболее охлажденных микроповышений и

миграцию к фронту промерзания т.е. к микроповышениям, влаги. Полученные данные полностью подтвердили наличие этих условий. Морозное пучение меловых полигонов можно объяснить накоплением влаги и увеличением ее объема при промерзании. Меловой материал интрузий даже летом характеризовался повышенной влажностью; в зимний период за счет более быстрого промерзания, сопровождаемого дополнительным подтягиванием влаги из микропонижений, в нем отмечалось активное шширообразование. Избыточное льдовыделение в интрузиях на почвах микроповышений сопровождается увеличением объема, пучением и таким образом поддерживает микрорельеф, а слабая задренованность мелового пятна обуславливается в том числе снежной корразией.

По-видимому, за счет описанных выше процессов в пределах интрузий может продолжаться процесс криогенной сортировки мелового крупнозема, который выталкивается вверх за счет формирования ледяной каймы. Большая теплопроводность мелового крупнозема по сравнению с мелкоземом обеспечивается кондуктивным механизмом переноса тепла — нижняя часть мелового крупнозема охлаждается быстрее, чем окружающий его мелкозем. Разность температур сопровождается формированием термодинамического потенциала почвенной влаги, приводит к перераспределению влаги к поверхности крупнозема и ее замерзанию и более активным нарастанием льда снизу. Подтверждением процесса криогенной сортировки является обогащение интрузии и мелового пятна крупноземом с преобладанием крупного размера и изометричной формы, что было установлено ранее [46].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температурный режим почв меловых полигонов значительно отличается в составляющих комплекса. В *Calcaric Regosols* микроповышений, отмечалось наиболее быстрое охлаждение в осенний период, глубокое проникновение нулевой изотермы и наименьшие температуры почвы на сравнимых глубинах в зимний период. *Rendzic Calcaric Phaeozems* микропонижений проявляли противоположные тенденции.

Выявленные особенности температурного режима отражают неоднородность строения толщи, состоящей из комплекса блок—псевдоморфо́за. Сочетание гумусированных псевдоморфо́з с низкой теплопроводностью в микропонижениях и палеомерзлотных блоков, сложенных меловым материалом с высокой теплопроводностью на микроповышениях, создает условия для возникновения дифференцированного температурного режима и формирования неоднородного температурного поля.

Микрорельеф и высокая теплопроводность микроповышений обуславливают продолжительное во времени промерзание почв и возможность реализации ряда криогенных процессов. Оно сопровождается накоплением льда, повышением теплопроводности, формированием шшировой криотекстуры, криогенной оструктуренности на макроуровне, морозным пучением, поддержанием микрорельефа и меловых пятен с вымораживанием крупнозема. Засоление верхней части почв микроповышений не препятствует промерзанию почвы, так как наименьшие температуры замерзания почвенной влаги формируются в наиболее охлаждаемой верхней части профиля.

Промерзание микропонижений затруднено вследствие низкой теплопроводности и подчиненного положения. Более мощный снежный покров оказывает отепляющее воздействие. Это вместе со снижением температуры замерзания почвенной влаги по мере продвижения вглубь профиля препятствует промерзанию почвы глубже 20 см, где происходит охлаждение почвы ниже 0°C без ее промерзания.

Сегрегационное льдовыделение в пределах микроповышений и вызванное им морозное пучение является элементом обратной связи и поддержания микрорельефа: криотекстуры формируют (поддерживают) микрорельеф, микрорельеф обеспечивает неоднородность теплообмена и градиенты температур, что в свою очередь, способствует формированию криотекстур. Неоднородность температурного поля и криогенных процессов обеспечивают обратные связи в системе свойства—функционирование и являются важным фактором функционирования почв меловых полигонов, при котором сохраняются реликтовые криогенные свойства, поддерживаются унаследованные и формируются современные криогенные признаки.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по темам НИР Института степи УрО РАН № АААА-А 21-12101190016-1 и Почвенного института им. В.В. Докучаева FGUR-2022-0013.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24060056>

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с.
2. Архангельская Т.А. Генезис сезоннопромерзающих серых лесных почв со вторым гумусовым горизонтом (на примере Владимирского ополья) // Криосфера Земли. 2003. Т. 7. № 1. С. 39–48.
3. Архангельская Т.А. Температурный режим комплексного почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2012. 282 с.
4. Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Состав и свойства пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 261–271.
5. Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
6. Архангельская Т.А., Поляков Д.Г., Альберт Р.Ф., Рябуха А.Г., Ковда И.В. Верификация методов определения температуропроводности почв на примере контрастных горизонтов мелового почвенного комплекса // Тенденции развития агрофизики: от актуальных проблем земледелия и растениеводства к технологиям будущего. СПб.: АФИ. С. 27–31.
7. Архангельская Т.А., Прохоров М.В., Мазиров М.А. Годовая динамика температуры пахотных почв палеокриогенных комплексов Владимирского ополья // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 3. С. 80–86.
8. Большаков А.Ф. О тепловом режиме почв // Проблемы советского почвоведения. 1941. № 12. С. 119–133.
9. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
10. Васильевская В. Д., Караваева Н. А., Наумов Е. М. Формирование структуры почвенного покрова полярных областей // Почвоведение. 1993. № 7. С. 44–55.
11. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 145 с.
12. Величко А.А. (ред.). Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
13. Глобус А.М. О термоградиентных механизмах миграции почвенной и грунтовой влаги и передвижении воды в промерзающем грунте // Почвоведение. 1962. № 2. С. 7–18.
14. Горбунов А.П., Северский Э.В., Титков С.Н. Туфы гор и равнин Казахстана // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. С. 23–30.
15. Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 214 с.
16. Зелинская Е.В., Воронина Е.Ю. Теоретические аспекты использования гидроминерального сырья. М.: Акад. естествознания, 2009. 118 с.
17. Каверин Д.А., Пастухов А.В. Особенности температурного режима сезоннопромерзающих почв тундровых ландшафтов европейского Северо-востока России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. № 87. С. 3–21.
18. Кияшко Н.В., Комаров И.А., Голованов Д.Л. Криометаморфизм почвенных растворов и формирование солевого профиля солончаков Монголии (по результатам моделирования) // Почвоведение. 2014. № 5. С. 530–536. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050062>
19. Ковда И.В., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Левыкин С.В., Петрищев В.П., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю., Ряхов Р.В. Криогенные признаки в почвах меловых полигонов Оренбургской области // Почвы в биосфере. Томск, 2018. С. 37–41.
20. Королюк Т.В. Особенности солевой динамики в длительно-сезонно-мерзлотных засоленных почвах южного Забайкалья // Почвоведение. 2014. № 5. С. 515–529. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050098>
21. Костин С.И., Покровская Т.В. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 427 с.
22. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 300 с.
23. Макеев О.В. Почва, мерзлота, криопедология // Почвоведение. 1999. № 8. с. 947–957. Makeev O. V. Soil, permafrost, and cryopedology // Eurasian Soil Sci. 1999. V. 32. № 8. P. 854–863.
24. Михно В.Б. Меловые ландшафты Восточно-Европейской равнины. Воронеж: Петровский сквер, 1992. 232 с.
25. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
26. Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель: АСТ, 2011. 632 с.
27. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
28. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
29. Поляков Д.Г., Архангельская Т.А., Рябуха А.Г., Ковда И.В. Температуропроводность криоомфных почв степных комплексов на меловых породах // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1051–1060. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21090069>

30. Поляков Д.Г., Ковда И.В., Рябуха А.Г. Почвы меловых полигонов Подуральского плато: морфология, свойства и классификация // Почвоведение. 2024. № 1. С. 183–198.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24010148>
31. Попов А.И. Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
32. Пособие по определению физико-механических свойств промерзающих, мерзлых и оттаивающих дисперсных грунтов / Под ред. Роман Л.Т. и др. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 188 с.
33. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: ГЕО, 2009. 203 с.
34. Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Стрелецкая И.Д., Ковда И.В. Морфология и современное функционирование меловых полигонов Общего Сырта, юго-восток Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 2022. № 3. С. 128–133.  
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030130>
35. Рябуха А.Г., Стрелецкая И.Д., Поляков Д.Г. Морфология, генезис и современная динамика полигональных меловых ландшафтов в долине р. Итчашкан // Вестник ВГУ. Сер. География, геоэкология. 2022. № 3. С. 57–68.  
<https://doi.org/10.17308/geo/1609-0683/2022/3/57-68>
36. Худяков О.И. Криогенез и почвообразование. Пушкино, 1983. 196 с.
37. Черноусенко Г. И. Засоленные почвы котловин юга Восточной Сибири: Монография. М.: МАКС Пресс, 2022. 480 с.
38. Черноусенко Г.И., Панкова Е.И., Калинина Н.В., Убугунова В.И., Рухович Д.И., Убугунов В.Л., Цыремпилов Э.Г. Засоленные почвы Баргузинской котловины // Почвоведение. 2017. № 6. № 6. С. 652–671.  
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1706003X>
39. Чибилев А.А., Мусухин Г.Д., Павлейчик В.М., Петрищев В.П., Сивохин Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: ОКИ, 2000. 400 с.
40. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
41. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 299 с.
42. Andersland B.O., Ladanyi B. Frozen Ground Engineering. Reston: ASCE Press and John Wiley & Sons, 2003. 363 p.
43. Bing H., He P., Zhang Y. Cyclic freeze–thaw as a mechanism for water and salt migration in soil // Environ Earth Sci. 2015. V. 74. P. 675–681.  
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4072-9>
44. Bing H., Ma W. Laboratory investigation of the freezing point of saline soil // Cold Regions Science and Technology. 2011. V. 67(1-2). P. 79–88.  
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.02.008>
45. Gubin S.V. Role of cryogenic processes in the organization of soils at macro-, meso- and micro-levels // Byulleten Pochvennogo institute im. V.V. Dokuchaeva. 2016. V. 86. P. 53–63.
46. Kovda I., Polyakov D., Ryabukha A., Lebedeva M., Khaydapova D. Microrelief and spatial heterogeneity of soils on limestone, SubUral plateau, Russia: attributes and mechanism of formation // Soil Till. Res. 2021. V. 209. P. 104931.  
<https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104931>
47. Kovda I., Ryabukha A., Polyakov D. Cryogenic processes in soils of chalky landscapes in steppe zone south of the Orenburg region // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2019. V. 368. P. 012026.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012026>
48. Liu J., Yang P., Yang Z. (Joey). Water and salt migration mechanisms of saturated chloride clay during freeze-thaw in an open system // Cold Regions Sci. Technol. 2021. V. 186. P. 103277.  
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103277/>
49. Schmutge T.J., Jackson T.J., McKim H.L. Survey of methods for soil moisture determination // Water Resources Research. 1980. V. 16. P. 961–979.  
<https://doi.org/10.1029/wr016i006p00961>
50. Vandenberghe J., French H., Gorbunov A. et al. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP // Boreas. 2014. V. 43. № 3. P. 652–666.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12070>
51. Vu Q., Pereira JM., Tang A.M. Effect of fines content on soil freezing characteristic curve of sandy soils // Acta Geotech. 2022. V. 17. P. 4921–4933.  
<https://doi.org/10.1007/s11440-022-01672-9>
52. Wan X., Lai Y., Wang C. Experimental study on the freezing temperatures of saline silty soils // Permafrost. Periglac. Process. 2015. V. 26(2). P. 175–187.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.1837>

## Freezing of Chalk Cryomorphic Soil Complexes of the Orenburg Region: Temperature Regime and Cryogenic Processes in the Soil Profile

D. G. Polyakov<sup>1</sup>, A. G. Ryabukha<sup>1</sup>, T. A. Arkhangelskaya<sup>2</sup>, and I. V. Kovda<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Steppe Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, 460000 Russia*

<sup>2</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>3</sup>*Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: polakovdg@yandex.ru*

The dynamics of the temperature of conjugated soils of a paleocryogenic soil complex on chalk sediments in the Orenburg region is studied. Temperature measurements were combined with the investigation of cryogenic features. The freezing point of soil moisture was determined in the laboratory. A significant heterogeneity of the temperature field within the soil complex was revealed. During the autumn–winter, the soil of micro-elevation was colder than the soils of micro-depression and micro-slope, and in the spring-summer period, the micro-slope warmed up faster than the micro-elevation and micro-depression. The differences between the temperature of soils in the frozen layer at micro-elevation and in the micro-depression reached  $-4.5^{\circ}\text{C}$  at the beginning of freezing (15.12.2019 at a depth of 15 cm),  $-4.0^{\circ}\text{C}$  at the end of winter (10–11.02.2020 at a depth of 5 cm), and  $-6.5^{\circ}\text{C}$  during thawing (21–23.03.2020 at a depth of 5 cm). Differentiation of temperature regime along the microrelief were accompanied by differences in the profile distribution of moisture and determined the manifestation of cryogenic processes. Micro-elevations froze deeper, a cryogenic texture was formed across the whole zone of freezing, and was accompanied by frost heaving, cryogenic sorting of coarse fragments, formation of a porous crust on the soil surface, what ensures the maintenance of the microrelief and the structure of the soil cover of chalk polygons. Cryogenic textures determine the formation of a platy soil structure on micro-elevations. In the micro-depressions, freezing was blocked in the middle part of the profile due to relatively high soil temperatures and low soil freezing temperatures. Cryogenic features and processes described for micro-elevations are not expressed in micro-depressions.

*Keywords:* microrelief, paleocryogenesis, supercooling of water in the soil, ice segregation schliers, cryogenic texture, winter moisture charging, frost heaving