

УДК 551.343:551.8

**В.Н. Конищев<sup>1</sup>**<sup>1</sup> *Заведующий кафедрой криолитологии и гляциологии, профессор, e-mail: vkonish@mail.ru***РЕАКЦИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА**

Рассмотрена реакция криолитозоны на два разномасштабных потепления - последних нескольких десятилетий XX- начала XXI в. и в интервале поздний плейстоцен-голоцен. Показано, что изменение ряда характеристик вечной мерзлоты при потеплении климата определяется всей совокупностью свойств меняющегося вслед за потеплением климата ландшафта и его компонентов. Это является причиной того, что при потеплении климата на фоне деградиционных тенденций (повышение температуры мерзлоты, увеличение площади таликов и др.) в определенных ландшафтных условиях наблюдаются также изменения мерзлотных характеристик аградационного типа (понижение или стабилизация температуры вечной мерзлоты, уменьшение толщины слоя сезонного оттаивания, увеличение льдистости верхних горизонтов вечномерзлой толщи).

*Ключевые слова:* климатические и неклиматические факторы теплообмена, деградиция мерзлоты, латеральная, фронтальная, защитный слой, ледовый комплекс.

**Постановка проблемы и ее изученность.** Изучение реакции криолитозоны (вечной мерзлоты) на климатические изменения находится в центре внимания мерзловедения с самых начальных этапов возникновения этой науки. Особую актуальность этот вопрос приобрел в начале 1960-х гг., когда возникла проблема глобального потепления.

К настоящему времени опубликовано множество статей, монографий, проведен ряд международных и российских конференций, специально посвященных изменению криолитозоны в связи с глобальными изменениями климата. Более 15 лет осуществляются Международная программа по циркумполярному мониторингу деятельного слоя ([CALM](#)) и Международный проект по термическому состоянию вечной мерзлоты ([TSP](#)), в них участвуют практически все страны, на территориях которых наблюдаются явления многолетнего, сезонного и даже кратковременного промерзания почвы и верхних слоев литосферы.

В мерзловедении уже давно установлено, что климатические факторы являются далеко не единственными в формировании таких важнейших характеристик, как среднегодовая температура ( $t_{cp}$ ) на глубине нулевых годовых амплитуд мерзлой толщи, мощность слоя сезонного оттаива-

ния и др. Количественно определено влияние температуры воздуха, снежного покрова, различных типов растительности, почв, литологии, влажности на упомянутые выше и другие характеристики мерзлых толщ и криогенных процессов (термокарст, морозобойное растрескивание и т.д.). Достаточно хорошо изучены географические закономерности изменения характеристик мерзлых толщ в зависимости от изменения ландшафтных и геологических факторов. Разработан ряд прогнозных моделей изменения криолитозоны на различные сроки в течение XXI в.

Анализ этого материала позволяет сделать вывод, что в оценках реакции криолитозоны на современные и прогнозируемые изменения климата недостаточно учитывается специфика теплообмена толщи многолетней мерзлоты (ММП) с внешней средой. Все внешние, в том числе и климатические, воздействия на мерзлые толщи осуществляются не непосредственно, как это происходит на поверхности ледников, а через систему покровов (растительный, почвенный, грунт деятельного слоя), т.е. через ландшафт и его компоненты. Некоторые авторы разделяют факторы теплообмена мерзлых толщ с атмосферой на температурные и нетемпературные или климатические и неклиматические.



Рис. 1. Обнажение ледового комплекса. Сверху над ледяными жилами отчетливо виден защитный слой. Низовье р. Яны, левый берег, фото автора, 1967 г.

Все это хорошо известно, но сложность состоит в том, что свойства перечисленных покровов и интенсивность их влияния меняется в зависимости от сезона года. Ситуация еще более усложняется, когда происходят направленные изменения климата (в частности, выражающиеся в повышении среднегодовой, летней или зимней температуры воздуха), которые вызывают изменения в других компонентах природной среды, служащих важными факторами теплообмена атмосферы и мерзлой толщи. Свойства последней меняются как отклик на совокупное воздействие упомянутых компонентов. Воздействие является климатическим сигналом, трансформированным этими компонентами.

В итоге возникает ряд обратных связей (положительных и отрицательных), которые приводят к тому, что мерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но и неоднозначно в определенных условиях. Многие процессы, лежащие в основе этих связей, в настоящее время не изучены. Например, хорошо исследовано влияние толщины снежного покрова на температуру мерзлых толщ, но совершенно не изучено влияние изменяющейся в течение зимы структуры снежного покрова, его плотности, пористости, которые сильно изменяют

теплофизические свойства снега, от которых существенно зависят термические характеристики мерзлых толщ.

Изменение условий на поверхности, сопровождающее потепление или похолодание, может сильно трансформировать направленность мерзлотного процесса, развитие или деградацию мерзлых толщ. В одних ландшафтных условиях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его действие, в других - в противоположном, ослабляя его [*Корейша и др., 1997*].

Предпосылки для этого важнейшего теоретического вывода были получены еще в 30-е гг. прошлого столетия. На основе детального анализа пространственных изменений прерывистой многолетней криолитозоны в бассейне р. Селемджи (Дальний Восток) в зависимости от геологических, геоморфологических, гидрогеологических, гидрологических, геоботанических условий был сделан вывод о наличии признаков усиления вечной мерзлоты наряду с ее деградацией на одном и том же небольшом участке суши [*Кудрявцев, 1939; Швецов, 1959*].

Совершенно естественно предположить, что пространственные закономерности имеют аналогию и во временных закономерностях развития криолитозоны.

Несмотря на то, что в мерзлотоведении уже давно установлен сложный и неоднозначный характер взаимосвязей климатических и мерзлотных характеристик, в современной литературе до сих пор обнаруживаются элементы упрощенного подхода при анализе взаимосвязей термических и других характеристик мерзлых толщ, температуры и климатических параметров.

Большинство прогнозных моделей, описывающих взаимодействие климата и вечномерзлых толщ, однофакторные, учитывающие только прямые связи криолитозоны лишь с отдельными показателями природной среды, в частности с температурой воздуха; в отдельных моделях в лучшем случае добавляются количество осадков и толщина снежного покрова. Примеры такого упрощенного подхода к оценкам изменения криолитозоны в условиях глобального потепления последних десятилетий можно найти в [JPSS, 2008].

Цель предлагаемой статьи - показать на конкретных примерах из различных районов криолитозоны неоднозначную реакцию характеристик последней для двух разномасштабных потеплений климата - для последних десятилетий и в интервале поздний плейстоцен - голоцен.

**Изменения мерзлотных условий в зоне островной и массивно-островной мерзлоты.** На территории севера Европы, Западной Сибири, Канады, Аляски в южной полосе криолитозоны мерзлота встречается в отдельных более или менее протяженных массивах плоскобугристых и выпукло-бугристых торфяников, которые получили название «пальса» (фин.). В районах распространения пальса в различных странах (в США, Канаде, Швеции, Финляндии, Монголии) в последние годы выполнены детальные исследования их динамики.

Однако принципиально важными представляются результаты наблюдений за динамикой мерзлых торфяных бугров, полученные в 1933 г. в районе г. Мезень на Канинском побережье Мезенской губы специальной экспедицией Комиссии АН СССР по определению южного предела распространения вечной мерзлоты [Датский, 1937].

Многолетняя мерзлота здесь встречена в торфяных буграх высотой 1-2 м и размером 15 x 20 м. Отрицательную температуру в торфяных буграх авторы [Датский, 1937] объясняют тем, что с них в зимнее время сдувается снег. Часть бугров находится в стационарном состоянии, но большинство деградирует, т.е. их размеры уменьшаются в результате оттаивания мерзлоты как с боков со стороны заболоченных низин, так и снизу.

Но при этом верхняя граница вечной мерзлоты на буграх, т.е. толщина слоя сезонного оттаивания на торфяных буграх, почти одинакова (около 0,5 м) и находится в неизменном стабильном состоянии до момента почти полного оттаивания вечной мерзлоты, разрушения и осадки бугра. Отсюда следует, что основным фактором разрушения бугров являются не температурные, а гидрологические условия, т.е. степень обводненности окружающих бугры болотистых низин.

Тем не менее, авторы этого обстоятельного исследования основной причиной деградации вечной мерзлоты в Мезенском районе считают изменение климатических условий - здесь за период 1916-1930 гг. температура воздуха повысилась на 1°C по сравнению с периодом 1883-1915 гг. В работе [Датский, 1937] вывод о связи деградации островов вечной мерзлоты в торфяных буграх с потеплением климата был сделан впервые, также отмечалось, что влияние деятельности человека (нарушение поверхности бугров, уничтожение растительности, выпас скота) в большинстве случаев ускоряет процесс деградации.

Многочисленные исследования мерзлых торфяных массивов и бугров пучения в пределах островной и массивно-островной криолитозоны вблизи ее южной границы, проведенные с использованием современных методов изучения (сравнение аэрофотоснимков за несколько десятилетий, геофизические данные, стационарные наблюдения) в различных районах Финляндии, Швеции, Норвегии, Аляски, Канады в целом подтвердили выводы, полученные для Мезенского района, и позволили детализировать динамику этого типа вечной мерзлоты в условиях потепления климата. Во всех регионах преобладает сокращение

площади мерзлых торфяников, что отражает деградацию вечной мерзлоты. Однако разрушение мерзлых торфяников происходит в латеральном направлении, темп развития термокарста определяется степенью обводненности окружающих болот. В среднем скорость деградации составляет 1% за последние 50 лет. На относительно осушенных участках болот происходят пучение и рост новых торфяников и бугров. Отмечены случаи, когда торфяные массивы деградируют с одного края, тогда как с другого края массива происходит их промерзание, пучение и приращение торфяного массива [Kershaw, 2003]. Положительный тренд изменения температуры воздуха практически не отражается на увеличении глубины сезонного оттаивания на деградирующих или растущих торфяниках. Некоторые авторы утверждают, что масштабы деградации мерзлоты в торфяных массивах никак не связаны с изменением среднегодовой температуры воздуха и определяются местными факторами [Beilman & Robinson, 2003].

Имеются данные наблюдений, свидетельствующие, что динамика мерзлых толщ в пределах торфяных массивов определяется не направленностью климатического тренда, а сочетанием конкретных летних и зимних условий, которые в пределах южной криолитозоны Тимано-Печорского региона за последние 60 лет способствовали сохранению и новообразованию мерзлых толщ [Осадчий, Осадчая, 2008]. На территории финской Лапландии современные климатические условия характеризуются усилением ветровой активности, что приводит к возникновению новых палес; с торфяных бугров высотой более 90 см снег сдувается, поэтому климатические условия Лапландии в настоящее время весьма благоприятны для формирования мерзлых островов [Ronkvo & Seppala, 2003].

**Реакция мерзлых толщ на современное потепление климата в других районах.** Имеются многочисленные данные о повышении температуры вечной мерзлоты ( $t_{cp}$ ) на глубине нулевых годовых амплитуд за последние десятилетия в самых разных районах криолитозоны - на Аляске, в Северной Канаде, на севере Западной Сибири, севере европейской части

России, на севере Скандинавии, плато Тибет, в Монголии, на Тянь-Шане. Все эти данные обобщены в [JPSS, 2008]. Основными причинами этой реакции вечной мерзлоты являются повышение значений среднегодовой температуры воздуха и изменение толщины снежного покрова.

В отличие от рассмотренных выше мерзлых торфяных массивов, эти данные относятся к мерзлым толщам, сложенным минеральными грунтами. Кроме того, они характеризуют прежде всего мерзлые толщи в пределах автономных ландшафтов.

В тех случаях, когда температурные наблюдения в скважинах охватывают более полный спектр ландшафтных условий той или иной местности, обнаруживается, что вечномерзлые толщи реагируют на изменение температуры воздуха (потепление) не только с разной интенсивностью, но и неоднозначно.

Ранее нами было показано, что положительный тренд, т.е. прямая реакция на потепление климата, наблюдается в автономных или близких к ним природных комплексах. Отрицательный тренд отмечается в подчиненных природных комплексах субаквального или супераквального типа - пойменном, низкотеррасовом, мелкодолинном, межгрядово-низинном [Конищев, 2003]. Этот вывод был сделан на основе мониторинговых наблюдений за температурой вечной мерзлоты в Центральной Якутии [Скрябин и др., 1999].

В последние годы (10-20 лет) в районе Чульманской впадины (Алданский шит) геотермические данные указывают, что в 23% скважин на водоразделах до глубины 40 м зафиксировано повышение  $t_{cp}$  на 0,1-0,3°C. В большинстве скважин, расположенных в ненарушенных природных условиях, на глубине 20-50 м сохранился квазистационарный тепловой режим, не отреагировавший на повышение среднегодовой температуры воздуха за последние 20 лет. В то же время в долинах рек и падей на мелкобугристых участках в ряде случаев до глубины 20-40 м наблюдается понижение  $t_{cp}$  на 0,1°C [Железняк и др., 2006]. Приведенные данные, безусловно, подтверждают сделанный вывод о внутриландшафтной дифференциации реакции  $t_{cp}$  на потепление климата.

Причина этих различий, вероятнее всего, объясняется тем, что в подчиненных (супераквальных) ландшафтах, в отличие от автономных, развиваются защитные реакции в ответ на потепление климата - повышение влажности почвы, более интенсивный рост влаголюбивых растений (мох), накопление органического материала в аккумулятивном горизонте почв и др.

В какой мере эта закономерность проявляется в различных температурных и криолитологических регионах криолитозоны, пока сложно сказать в силу ограниченности фактических данных. Во всяком случае, для зоны прерывистой мерзлоты (на минеральном субстрате), особенно для ее южных районов, эта ландшафтная дифференциация реакции вечной мерзлоты на потепление климата должна быть весьма характерна.

В пределах распространения мерзлоты рассматриваемого типа наблюдается не только повышение температуры, но и оттаивание мерзлоты с поверхности на несколько метров, таким образом, возникает несливающийся тип мерзлоты. Это было зафиксировано термометрическими наблюдениями на территории Уренгойского газоконденсатного месторождения (Западная Сибирь) в ареале мерзлых толщ, сложенных минеральными грунтами [Васильев и др., 2008]. В отличие от островной и массивно-островной зоны, где деградация мерзлых торфяных бугров происходит в латеральном направлении, в более северной части прерывистой криолитозоны деградация мерзлых минеральных толщ происходит фронтально, т.е. сверху вниз.

Индикаторами реакции криолитозоны на современные климатические изменения, которые фиксируются при мониторинге, являются вариации глубины сезонного оттаивания и температуры мерзлых толщ ( $t_{cp}$ ) на глубине ее нулевой годовой амплитуды (обычно 10-15 м). Важно установить пространственно-временные соотношения между этими характеристиками.

На основе длительных стационарных наблюдений (более 30 лет) на севере Западной Сибири установлено, что глубина сезонно-талого слоя весьма слабо реагирует на потепление климата по сравнению со среднегодовой температурой мерзлых толщ

( $t_{cp}$ ). Температурный тренд последних для некоторых ландшафтов может превышать тренд температуры воздуха, что объясняется увеличением снегоотложений в многолетнем разрезе [Павлов и Москаленко, 2001].

Еще более радикальный вывод сделан в работе [Васильев и др., 2008]: на севере Западной Сибири при потеплении климата реакция доминантных мерзлотных ландшафтов (торфяники и болота) может развиваться в двух направлениях: 1) максимальное увеличение сезонного протаивания при минимальном изменении  $t_{cp}$ ; 2) максимальный рост  $t_{cp}$  при минимальном изменении толщины слоя сезонного оттаивания.

По реакции на современное потепление особое место занимает мерзлота в пределах пятнистой (медальонной) тундры. За последние 30 лет (1977-2007) температура поверхности почвы и температура многолетней мерзлоты на глубине 0,7 м заметно повысились (на 1,774 и 2,34°C соответственно) вслед за повышением температуры воздуха (1,334°C) вблизи мыса Франклина на Аляске. В то же время толщина слоя сезонного оттаивания (средняя толщина 0,571 м) уменьшилась на 0,036 м. Одной из основных причин этого несоответствия авторы считают зарастание пятен-медальонов, так называемый greening effect of the Arctic [Daanen et al., 2008], что заметно уменьшило величину поглощенной солнечной радиации и соответственно индекс протаивания.

Приведенные примеры показывают, что при анализе современной динамики криолитозоны в связи с изменениями (потеплением) климата, а также при разработке прогнозных сценариев изменения криолитозоны необходимо анализировать всю совокупность свойств меняющегося вслед за изменениями климата ландшафта и его отдельных компонентов, в особенности эффекты, противодействующие проявлению ведущего процесса. Этот анализ должен быть основан на региональных особенностях взаимосвязей в системе климат-ландшафт-криолитозона, поскольку в разных регионах криолитозоны эти взаимосвязи реализуются по-разному, и эти различия еще довольно слабо изучены.

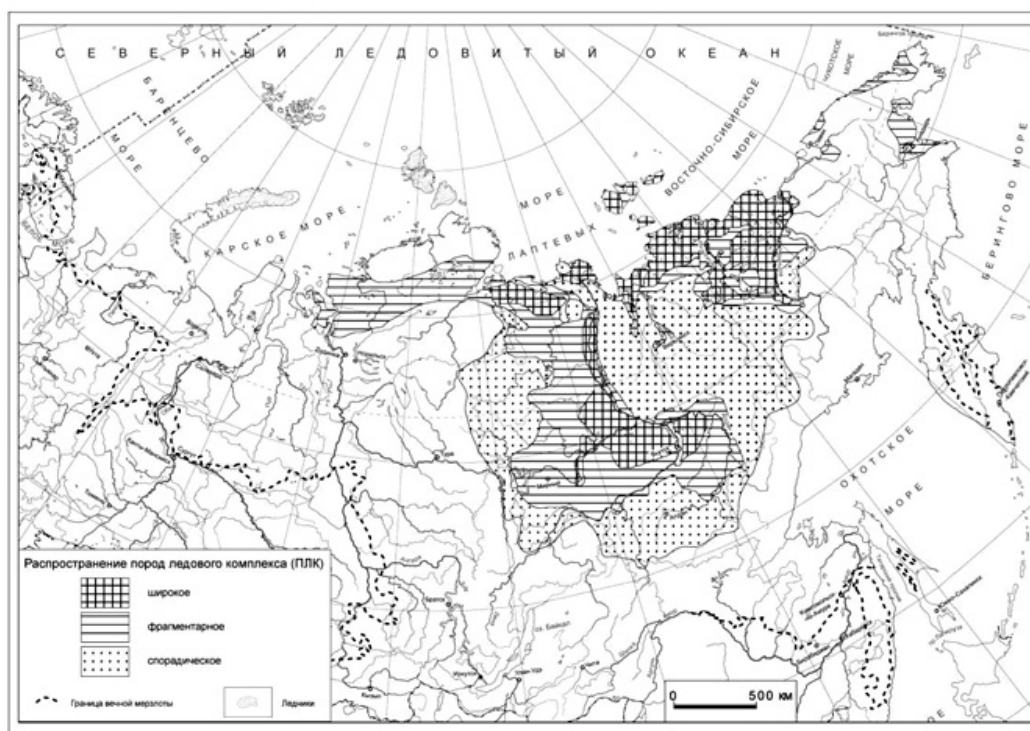


Рис. 2. Распространение отложений ледового комплекса. Составлено автором и Н.А. Королевой по материалам [15, 22, 28, 31]

**Динамика мерзлых толщ в интервале конец позднего плейстоцена - голоцен.** На рубеже позднего плейстоцена и голоцена в Северной Евразии началась грандиозная по масштабам деградация позднеплейстоценовой криолитозоны. За последние 10-12 тыс. лет ее площадь уменьшилась более чем в 2 раза. На Русской равнине и в Западной Сибири южная граница криолитозоны переместилась от 48° с.ш. до ее современных границ, т.е. на несколько сотен километров к северу [Динамика..., 2002].

Не менее кардинальные изменения криолитозоны произошли в пределах ее современного ареала. Эта проблема имеет ряд аспектов, но мы остановимся на наиболее впечатляющем - эволюции ледового комплекса, сильнольдистых синкриогенных мерзлых толщ мощностью несколько десятков метров (рис. 1).

Наибольшее распространение отложения ледового комплекса получили во время последнего криохрона (15-18 тыс. л.н.), когда произошла регрессия морей Северного Ледовитого океана, осушились огромные пространства шельфов моря Лаптевых и других морей. На осушившихся шельфах и на территории Восточной Сибири происходило накопление отложений ледового комплекса. На рис. 2 показана схема распро-

странения этих образований (за исключением шельфов, которые были уничтожены в процессе голоценовой трансгрессии моря). Формирование отложений ледового комплекса происходило в суровых климатических условиях последнего криохрона. Среднегодовая температура мерзлых толщ ( $t_{cp}$ ) в это время на севере Якутии была -25-28°C, местами доходила до -30°C, в Центральной Якутии отложения ледового комплекса формировались при температуре не выше -10°C, температура воздуха в это время была, естественно, еще ниже [Коницев, 1997]. В настоящее время значения среднегодовой температуры мерзлых толщ в этих районах составляют -12-14°C и -3-5°C соответственно.

Следствием кардинальной перестройки климата на рубеже последний позднеплейстоценовый криохрон - голоцен стало не только резкое повышение температуры мерзлых толщ. К основным процессам эволюции рельефообразующих отложений ледового комплекса в течение последних 12-13 тыс. лет относятся эрозионно-термокарстовое расчленение, а также формирование многочисленных обширных эрозионно-термокарстовых котловин и аласов.

В настоящее время на территории Северо-Якутской и Центрально-Якутской низменностей останцы ледового комплекса (едомы) и аласные котловины, размеры которых достигают нескольких десятков квадратных километров, являются основными формами рельефа (помимо долин рек).

Интересные выводы следуют из сравнения площадей останцов, сложенных ледовым комплексом, на территориях Северо-Якутской и Центрально-Якутской низменностей и площадей, занятых аласными (термокарстово-эрозионными) котловинами. В литературе опубликованы разные оценки: на приморских низменностях Якутии термокарстово-эрозионные котловины занимают около 60-70% от общей площади равнины, в Центральной Якутии аласы занимают 10-20% общей площади региона [Босиков, 1978]. По данным [Гордеев, 1971], на Яно-Омолойском междуречье термокарстово-эрозионные котловины занимают от 35-40 до 60-70% площади равнины. По данным В.С. Ломаченкова [1965], на Яно-Индибирской низменности озерно-термокарстовые поверхности занимают 65-75% площади, тогда как останцы ледового комплекса - 25%. На Колымской низменности останцы ледового комплекса занимают около 41% от всей площади низменности [Колымкин, 1988]. М.С. Иванов [1981] приводит такие данные о площади аласов в Центральной Якутии (тунгюлюнская терраса и ее сочленение с абалахской террасой) - от 15-20 до 30-50% общей площади и до 20-50% от площади ледового комплекса.

Несмотря на приблизительность оценок, из сравнения этих цифр следует, что поверхности, сложенные ледовым комплексом, на низменностях Северной Якутии заметно больше переработаны термокарстовыми процессами, чем на территории Центрально-Якутской низменности.

Палеогеографические данные об истории голоцена, а также прямые наблюдения показывают, что аласные котловины, за исключением тех, зарождение которых связано с деятельностью человека, в настоящее время в Центральной Якутии почти не развиваются [Строение..., 1979]. Активно - за счет термоабразии - они расширялись в прошлом, в частности, в период обводне-

ния аласных котловин в конце 30-х гг. прошлого столетия. В то же время на территории Яно-Индибирской низменности зафиксированы случаи явного расширения аласных котловин в последние десятилетия [Толстов, 1966].

Главная причина возникновения и развития аласов как на севере Якутии, так и значительно южнее, в пределах Центрально-Якутской низменности, заключалась не в потеплении климата или каких-то других температурных факторах, а в обводнении территории, выражающемся в степени заозеренности. Если на севере этот фактор действовал постоянно с самого конца позднего плейстоцена и на протяжении всего голоцена, то в Центральной Якутии эпоха аридизации началась в первой половине голоцена и продолжается до настоящего времени [Строение..., 1979].

Аккумуляция отложений ледового комплекса завершилась в конце последнего криохрона, и с этого времени вершинные поверхности его многих останцов (едом) не подвергались денудации, в том числе термокарсту и эрозии. Об этом свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные датировки, показывающие, что завершение аккумуляции отложений ледового комплекса происходило в самом конце позднего плейстоцена [Иванов, 1981; Каплина, 1981].

Эти данные подтверждают представление [Шур, 1984] о том, что в голоцене происходили разнонаправленные процессы преобразования отложений ледового комплекса. Оттаивание последнего происходило не фронтально по всей территории, а в горизонтальном направлении (латерально), когда массивы ледового комплекса подвергались озерной термоабразии и термоденудации с боков.

В конце позднего плейстоцена и в голоцене в период обводнения на вершинных поверхностях останцов ледового комплекса действовали факторы, способствовавшие их сохранению и повышению устойчивости.

Еще в 1940 г. [Ефимов и Граве, 1940] возникло представление о защитном слое, который залегают ниже слоя сезонного оттаивания и над толщей погребенного льда, а по современным представлениям, - над

поверхностью плейстоценовых сингенетических полигонально-жильных льдов. Было установлено, что под густым лесом на межлассных поверхностях в Центральной Якутии этот слой не тает, он находится в многолетнемерзлом состоянии, но стоит уничтожить лес, как толщина слоя сезонного оттаивания увеличивается на 30-40% (при средней исходной величине 1,3-1,4 м) и защитный слой начинает таять. Толщина защитного слоя 1,5-2 м.

Этот исключительно важный вывод полностью подтвердился в последующих наблюдениях. На приморских низменностях защитный слой также широко развит на останцах ледового комплекса, но в работах одних авторов он называется покровным слоем [Каплина, 1981], в работах других - промежуточным слоем [Шур, 1984].

Особенность этого слоя - его очень высокая льдистость (до 60-70%), которая представлена атакситовой и сетчатой криотекстурами. Состав слоя в большинстве случаев алевритовый, а мощность, как правило, составляет 1,5-1,7 м.

На генезис этого слоя в литературе существуют две точки зрения. Согласно первой, покровный слой является реликтом голоценового климатического оптимума, когда на останцах ледового комплекса глубина сезонного оттаивания (СТС) увеличилась и достигла ~2 м (сейчас мощность СТС 40-50 см). В последующем во время позднеголоценового похолодания часть этого слоя промерзла снизу и его мощность достигла современных величин, т.е. 40-50 см [Каплина, 1981; Конченко, 1999].

Другие авторы полагают, что в климатический оптимум голоцена такого увеличения мощности слоя сезонного оттаивания произойти не могло, так как увлажнение и развитие болотного процесса на приморских низменностях в голоцене началось с потепления, а не совпадало с ним. Действительно, сейчас появились неопровержимые свидетельства начала массового развития термокарста не во время климатического оптимума голоцена, а существенно раньше - в конце позднего плейстоцена [Романовский и др., 1999]. На останцах ледового комплекса (едомах) развивалась влаголюбивая растительность (мхи, кустарнички), формировались торфяно-глеевые почвы,

увеличивалась влажность грунтов слоя сезонного оттаивания, что никак не способствовало увеличению мощности слоя сезонного оттаивания.

Правда, в отдельных (достаточно редких) случаях в разрезах ледового комплекса толщина покровного слоя несколько превышает средние значения, местами он образует мульды мощностью до 2,5-3 м [Каплина, 1981]. Подобные факты описаны также В.В. Куницким [2007], а льдистые отложения, залегающие ниже СТС, названы им быларными (первая стадия развития аласов). Их формирование он связывает с несколько более увлажненным СТС по сравнению с фоновыми. Талик в этом случае не образовывался. Как пишет Ю.Л. Шур [1984], там, где обводнение в голоцене не достигало до крайней степени переувлажнения СТС в виде озер, там развивалась влаголюбивая растительность, способствовавшая сохранению мерзлоты. Но степень увлажнения на останцах ледового комплекса была разная, и в пределах небольших понижений она могла быть несколько выше, что и приводило к несколько большей мощности покровного слоя.

Однако фоновая мощность слоя сезонного оттаивания на поверхностях, сложенных ледовым комплексом, в определенное время действительно была существенно больше современной. Это время соответствует позднему плейстоцену, когда формировались сартанские слои ледового комплекса. Эта точка зрения была высказана Г.Ф. Грависом [1969] и развита Ю.Л. Шуром [1988], который основывался на данных спорово-пыльцевого анализа отложений ледового комплекса, свидетельствующих о преобладании травянистых растений, а открытые ландшафты тундростепей характеризовались повышенной глубиной сезонного оттаивания по сравнению с современными условиями.

Результаты исследований последних лет подтверждают эту точку зрения. Биогеографические данные по ископаемым комплексам насекомых в отложениях ледового комплекса показали, что помимо тундровых, северо-бореальных видов обнаружены многочисленные виды степных жуков, причем некоторые их виды характеризуются жесткими требованиями к тепло-



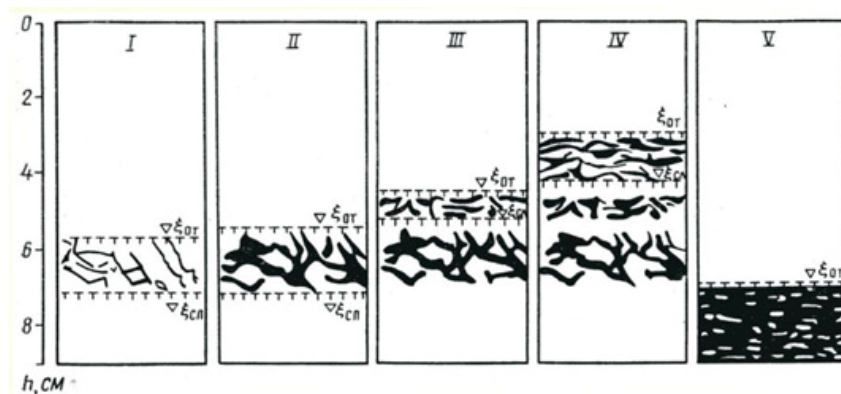


Рис. 3. Схема формирования промежуточного горизонта при циклическом промерзании–оттаивании. Лабораторный эксперимент с каолиновой глиной, по Э.Д. Ершову [10]; начальная влажность – 38%; объемная масса 1,3 г/см<sup>3</sup>; I–V – характер криогенных текстур (черный цвет) при циклах промерзания-оттаивания.  $\nabla_{>от}$ ,  $\nabla_{>сл}$  – положение фронта оттаивания и границы сегрегационного льдовыделения, соответственно

обеспеченности. При регрессии моря, распространявшейся в последний ледниковый максимум на несколько сотен километров севернее современного побережья, на осушившихся пространствах сильно возросла континентальность, значения летней температуры были выше, чем в современной зоне тундр. На приморских низменностях к западу от р. Колымы температура июля была выше современной на 5-7°C и составляла 11-12°C [Алфимов и Берман, 2004].

В условиях регрессии арктических морей существенно возрос эффект полярного дня - увеличивался индекс протаивания (сумма значений летней температуры воздуха), поскольку сильно уменьшалась облачность (сейчас 65-70%) и увеличивался температурный эффект прямой солнечной радиации.

В итоге глубина сезонного оттаивания существенно увеличивалась, в то же время происходило сильное понижение среднегодовой температуры грунтов за счет сильнейшего выхолаживания во время полярной ночи, когда температура воздуха опускалась до -70°C.

Таким образом, летняя температура не препятствовала, а способствовала распространению термофильных экосистем и тундростепной растительности на пространство шельфа за пределы современной суши и обеспечивала жизненные условия (питание) для мамонтовой фауны.

О глубине слоя сезонного оттаивания во время накопления отложений ледового

комплекса можно судить также на основе находок ископаемых нор грызунов [Губин и др., 2003]. Мощность сезонно-талого слоя во время накопления каргинских слоев ледового комплекса оказалась равной 80-85 см (обнажение Дуванный Яр, низовье р. Колымы) и 60-65 см (обнажение Зеленый Мыс, низовье р. Колымы). В сартанское время, когда континентальность достигала максимума, индекс протаивания также имел максимальные значения и величина слоя сезонного оттаивания увеличивалась не менее чем до 1 м.

После завершения накопления отложений ледового комплекса и в последующий период его существования в голоцене в результате перестройки ландшафтных условий (увеличение влажности, развитие мохового покрова и др.) на непротаявших участках происходило уменьшение глубины сезонного оттаивания, повышалась верхняя поверхность вечной мерзлоты, что сопровождалось формированием сильнольдистого промежуточного слоя [Шур, 1988]. По способу формирования образование промежуточного слоя напоминает синкриогенный процесс, в литературе он получил название квазисингенетического [Общее мерзловедение, 1978; Шур, 1988]. Однако этот процесс не единственный в формировании криогенного строения и толщины промежуточного слоя.

Существенное значение имеет также миграция влаги из слоя сезонного оттаивания в подстилающий верхний горизонт многолетнемерзлой толщи. Этот процесс происходит в летнее время, когда про-

мерзший за зиму деятельный слой оттаивает, и между оттаявшей частью последнего и подстилающим мерзлым грунтом возникает температурный градиент. Этот процесс довольно хорошо изучен экспериментально как в лабораторных, так и в полевых условиях [Ершов, 1979; Константинов, 1991; Пармузина, 1978; Solomatin, 1994]. Полевым экспериментом было установлено, что в результате миграции воды из СТС вниз, т.е. в верхний горизонт ММП, влажность последнего увеличивается в 2 раза - до 50% и более (рис. 3). Н.Н. Романовский считает [1993], что миграция из слоя сезонного оттаивания в нижележащий мерзлый грунт происходит в диапазоне среднегодовой температуры ( $t_{cp}$ ) мерзлых толщ, составляющем от  $-2-3^{\circ}\text{C}$  до  $-8-10^{\circ}\text{C}$ . При  $t_{cp}$ , близкой к  $0^{\circ}\text{C}$ , из-за малого градиента и при  $t_{cp}$  ниже  $-10-12^{\circ}\text{C}$  из-за низкого содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах рассматриваемый процесс существенно ослаблен. Значительная роль миграции влаги в подстилающий СТС промежуточный слой следует из сопоставления зафиксированных в многочисленных скважинах и обнажениях значений мощности последнего (в среднем 1,5-1,7 м) и мощности СТС во время заключительных фаз накопления ледового комплекса (около 1,0 м). Ясно, что миграция влаги происходила не только в собственно промежуточный слой, толщина которого не превышала 0,6 м, но и ниже по разрезу.

По криолитологическому строению сильнольдистый промежуточный слой темно-серого и сизого цвета сильно отличается от подстилающего сартанского горизонта ледового комплекса, который имеет коричневый цвет и характеризуется массивной и микро- и тонкошлировой криогенной текстурой.

Температура мерзлых грунтов ( $t_{cp}$ ) во время формирования толщи коричневых алевритов была очень низкой, от  $-22$  до  $-33^{\circ}\text{C}$ , а летняя температура верхних горизонтов мерзлой толщи была не выше  $-10^{\circ}\text{C}$  [Конищев, 2002]. Именно это обстоятельство практически исключало миграцию влаги из СТС в подстилающий мерзлый грунт. Последнее стало возможным либо в голоцене, либо в один из этапов потепления в самом конце плейстоцена (аллерёд, бел-

линг), когда среднегодовые и летние значения температуры резко повысились ( $t_{cp} = -8-14^{\circ}\text{C}$ ). Наблюдения в других регионах криолитозоны показали, что миграция влаги из СТС в нижележащие горизонты мерзлой толщи происходит и в настоящее время [Константинов, 1991; Чижов и др., 2005].

Таким образом, формирование промежуточного слоя путем перехода части СТС в многолетнемерзлое состояние осложняется миграцией влаги из СТС в подстилающий мерзлый слой. Но общий итог этих процессов - увеличение льдистости на поверхности останцов ЛК. Этот процесс в купе с сокращением мощности сезонно-талого слоя при переходе от позднего плейстоцена к голоцену можно рассматривать в качестве аградационного, протекающего параллельно с деградационными процессами - расширением аласных котловин путем термоабразии ледового комплекса, оттаиванием мерзлой толщи под озерами и др. Льдистые промежуточный и покровный слои широко развиты на поверхностях ледового комплекса и играют в настоящее время исключительно важную роль защиты от внешних, прежде всего тепловых воздействий в результате потепления климата. В аспекте анализируемой проблемы горизонт повышенной льдистости верхнего горизонта ММП логично называть не покровным или промежуточным, а защитным, т.е. вернуться к первоначальному термину [Ефимов и Граве, 1940].

Итак, деструктивная роль голоценового потепления и эрозионно-термокарстовая переработка отложений ледового комплекса - это только одна сторона реакции криолитозоны на изменение климата. Другая сторона - это возникновение стабилизирующих факторов в результате перестройки ландшафтных условий, т.е. увеличение влажности грунтов, развитие влаголюбивой моховой растительности, накопление органики в почве и др.

Благодаря защитному слою, значительная часть ледового комплекса сохранилась в течение более 10 тыс. лет и во многом определяет современные ландшафтно-мерзлотные и геоэкологические условия на огромной территории Восточной Сибири. Без защитного слоя термоабразивные и термоденудационные процессы были бы

многokrратно интенсивнее, что в настоящее время можно наблюдать на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, где берега, сложенные ледовым комплексом, интенсивно разрушаются морской термоабразией и отступают со скоростью более 10 см/год.

В настоящее время естественным путем аласы Центральной Якутии расширяются очень медленно. Ведущую роль в развитии термокарстового рельефа играет хозяйственная деятельность человека [Строение..., 1979].

Надежных данных о сколько-нибудь существенных термокарстовых процессах в естественных, не нарушенных деятельностью человека природных комплексах на межаласных поверхностях Центральной Якутии или вершинных поверхностях останцов ледового комплекса в приморских низменностях Северной Якутии в результате современного потепления климата нет. Но когда поверхностные условия нарушаются лесными пожарами, транспортом, вырубкой лесов, сельскохозяйственным освоением территории, то на поверхностях, сложенных отложениями ледового комплекса, увеличивается мощность СТС, развиваются просадки, линейная эрозия и другие деструктивные процессы, свидетельствующие о деградации ММП. Такие сообщения регулярно появляются в литературе [Гаврильев и Угаров, 2008].

**Заключение.** Реакция важнейших характеристик криолитозоны на потепление климата определяется всей совокупностью свойств ландшафта и его компонентов, меняющихся вслед за изменениями климата.

Параметры почвенно-грунтового климата криолитозоны далеко не всегда соответствуют параметрам атмосферного климата. Почвенно-грунтовой климат определяется ландшафтными условиями, в которых атмосферный климат выступает как один из его компонентов.

В некоторых типах мерзлотных ландшафтов при потеплении климата развиваются защитные реакции вследствие отрицательных обратных связей, стабилизирующих некоторые мерзлотные характеристики (например, глубину сезонного оттаивания) или даже приводящих к понижению значений среднегодовой температуры веч-

номерзлой толщи ( $t_{cp}$ ), увеличению льдистости в верхних горизонтах последней и формированию сильнольдистого защитного слоя, который нивелирует как межгодовые, так и многолетние вариации глубины СТС. Таким образом, при потеплении климата на фоне деградиционных тенденций, проявляющихся в изменении ряда мерзлотных характеристик (повышение  $t_{cp}$ , увеличение в автономных ландшафтах площади таликов и др.), наблюдаются также изменения мерзлотных характеристик аградационного типа (уменьшение или стабилизация толщины слоя сезонного оттаивания, понижение или стабилизация  $t_{cp}$  в подчиненных ландшафтах, увеличение льдистости верхних горизонтов вечномерзлой толщи).

Реакция вечной мерзлоты на потепление климата принципиально отличается в различных температурных и криолитологических типах криолитозоны. В частности, в пределах распространения островной и массивно-островной мерзлоты, представленной преимущественно торфяниками, отклик мерзлоты проявляется не так, как на территории с прерывистой мерзлотой, где чередуются междуречья, сложенные минеральными грунтами (автономные ландшафты), с депрессиями и долинами (поймы рек) с увлажненными подчиненными ландшафтами.

Неоднозначная реакция характеристик вечной мерзлоты на потепление климата наблюдается как за последние десятилетия, так и на протяжении значительно более продолжительных временных интервалов позднего плейстоцена - голоцена.

Сохранность отложений ледового комплекса - типичного реликта позднелейстоценового криохрона, в принципе чрезвычайно неустойчивого к тепловому воздействию, - это следствие действия комплекса мерзлотных процессов, которые привели к формированию защитного слоя на останцах ледового комплекса именно в результате голоценового потепления.

Рассмотренные в статье положения нуждаются в дальнейшем изучении, которое должно быть основано на постановке детальных мониторинговых наблюдений в различных регионах криолитозоны России и других стран.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алфимов А.В., Берман Д.И.* [Распространение термофильных тундростепей и климат последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии](#) // Криосфера Земли. 2004. Т. 8, № 4. С. 78-87.
2. *Босиков Н.П.* Аласность Центральной Якутии // Геокриологические условия в горах и на равнинах Азии. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1978. С. 113-118.
3. *Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г.* [Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата](#) // Криосфера Земли. 2008. Т. 12, № 2. С. 10-18.
4. *Гаврильев П.П., Угаров И.С.* Динамика деятельного слоя пород ледового комплекса Якутии при сельскохозяйственном землепользовании // Мат-лы Междунар. конф. "Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения". Тюмень, 21-24 апреля 2008. Тюмень, 2008. С. 218-223.
5. *Гордеев П.П.* Древний и современный термокарст на Яно-Омолойском междуречье // Геокриол. исследования. Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1971. С. 135-140.
6. *Гравис Г.Ф.* Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1969.
7. *Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В.* и др. Реконструкция условий формирования отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли. 2003. Т. 7, № 3. С. 13-22.
8. *Датский Н.Г.* Южный предел распространения вечной мерзлоты в Мезенском районе Северного края // Тр. Комис. по изучению вечной мерзлоты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. Т. 5. С. 5-91.
9. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет: Атлас-монография // Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002.
10. *Ершов Э.Д.* Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979.
11. *Ефимов Г.Ф., Граве Н.А.* Погребенные льды района озера Абалах // Соц. строительство. 1940. № 10-11. С. 67-78.
12. *Железняк М.Н., Завадский Ф.Р., Мишин Ф.В.* Динамика гидрогеологических и геокриологических условий Чульманской впадины Алданского щита // Мат-лы Междунар. конф. "Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений". Тюмень, 29-31 мая 2006. Тюмень: Изд-во Тюмен. госуд. нефтегаз. ун-та, 2006. Т. 1. С. 224-226.
13. *Иванов М.С.* Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1981. С. 125.
14. *Каплина Т.Н.* История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981. С. 153-181.
15. *Конищев В.Н.* Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субэаральных перигляциальных отложений // Криосфера Земли. 1997. Т. 1, № 2. С. 23-28.
16. *Конищев В.Н.* Палеотемпературные условия формирования и деформации слоев ледового комплекса // Криосфера Земли. 2002. Т. 6, № 1. С. 17-24.
17. *Конищев В.Н.* Внутриландшафтная реакция мерзлотных условий на современные изменения климата // Науч. альманах. 2003. № 1. С. 129-144.
18. *Константинов С.А.* Особенности формирования криогенного строения верхнего горизонта вечной мерзлоты на юге п-ова Гыдан // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1991. № 4. С. 48-53.
19. *Конченко Л.А.* Особенности пространственных изменений увеличения мощности сезонно-талого слоя при потеплении климата (по криолитологическим данным) // Криосфера Земли. 1999. Т. 3, № 4. С. 32-38.
20. *Корейша М.М., Втюрин Б.И., Втюрина Е.А.* Подземные льды и наледи // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 2. Кн. 2. М.: ИГРАН, 1997. С. 9-32.
21. *Кудрявцев В.А.* Динамика вечной мерзлоты в бассейне среднего течения р. Селемджи и связанные с ней условия строительства в этом районе // Тр. Ком. по вечной мерзлоте. Т. 8. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
22. *Куницкий В.В.* Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. докт. дис. Якутск, 2007.
23. *Ломаченков В.С.* [Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индибирской низменности и прилегающего шельфа](#) // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965.
24. Общее мерзлотоведение (геокриология) // Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.
25. *Осадчий В.В., Осадчая Г.Г.* Современная мерзлота южной криолитозоны Тимано-

- Печорской нефтегазоносной провинции // Мат-лы Междунар. конф. "Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения". Тюмень, 21-24 апреля 2008. Тюмень, 2008. С. 258-260.
26. Павлов А.В., Москаленко Н.Г. Термический режим почвы на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2001. Т. 5, № 2. С. 11-19.
27. Пармузина О.Ю. Криогенное строение и некоторые особенности льдовыведения в сезонно-талом слое // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. Вып. 7. С. 141-164.
28. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993.
29. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1999. Т. 3, № 3. С. 79-91.
30. Скрябин П.Н., Скачков Ю.Б., Варламов С.П. Потепление климата и изменение термического состояния грунтов в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 1999. Т. 3, № 3. С. 32-40.
31. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др. [Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западно-го Таймыра](#) // Криосфера Земли. 2007. Т. 11, № 3. С. 14-28.
32. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии // Под ред. Е.М. Катасонова. Новосибирск: Наука, 1979.
33. Толстов А.Н. Расширение аласных котловин термокарстовых озер на территории Яно-Индигирской Приморской низменности // Мат-лы VIII Всесоюз. межвед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению). Якутск: Книж. изд-во 1966. Вып. 6. С. 135-142.
34. Торговкин Я.И. Некоторые особенности криогенного строения отложений эдомного комплекса Колымской низменности // Исследования мерзлых толщ и криогенных явлений. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. С. 97-100.
35. Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Майер Х. Влагообмен и льдообразование в многолетне-мерзлых породах по данным изотопного анализа // Мат-лы 3-й конф. геокриологов России. Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 1-3 июня 2005 г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. Т. 1. С. 132-137.
36. Швецов П.Ф. Общие закономерности возникновения и развития многолетней криолитозоны // Основы геокриологии (мерзлотоведения). М.: Изд-во АН СССР, 1959.
37. Шур Ю.Л. Промежуточный слой // Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М.: Наука, 1984. С. 40-54.
38. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст // Под ред. А.В. Павлова. Новосибирск: Наука, 1988.
39. Beilman D.W., Robinson S.D. Peatland permafrost thaw and landform type along a climatic gradient // Proc. of eighth Inter, conf. on Permafrost. Zurich, 21-25 July, 2003. Zurich, 2003. Vol. 1. P. 61-65.
40. Daanen R., Romanovsky V., Walker D. et al. High-Resolution surface and subsurface survey of a Non-Sorted Circle System // Ninth Inter, conf. on Permafrost. Vol. 1. Instit. of northern engineer, University of Alaska Fairbanks, 2008. P. 321-326.
41. JPSS. The AR4 Sintesis Rep. 2008. P. 383.
42. Kershaw G.P. Permafrost landform degradation over more than half a century. Macmillan/Caribon Pass region, NWT/Yukon, Canada // Proc. of eighth Inter, conf. on Permafrost. Zürich, 21-25 July, 2003. Zürich, 2003. Vol. 1. P. 543-548.
43. Ronkvo M., Seppala M. Surface characteristics affecting active layer formation in palsas, Finnish Lapland // Ibid. Vol. 2. P. 185-190
44. Solomatin V.I. Water migration and the segregation in the transition zone between Thawed and Frozen Soil // Permafrost and Periglacial Proc. 1994. Vol. 5. P. 185-190.

Поступила в редакцию  
12.09.2008

**V.N. Konishchev**

#### **RESPONSE OF PERMAFROST TO THE CLIMATE WARMING**

Response of cryolithozone to two different-scale climate warming episodes is discussed, namely of the recent decades of 20-21 centuries and of the Late Pleistocene-Holocene. Changes of particular features of permafrost under climate warming depend on the whole complex of landscape features and characteristics of its components which are also changing as a result of climate warming. Thus, within particular landscapes the permafrost degradation trend, i.e. higher temperatures in the permafrost layer and larger thaw zones (taliks), is accompanied by aggradation changes of permafrost parameters, i.e. lower or stable temperatures in the permafrost layer, thinner annually thawed layer, increased amount of ice in the upper layers of permafrost, etc.

*Key words:* response of cryolithozone, climate warming.

**Ссылка на статью:**



**Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата. Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2009, № 4, с. 10-20.**