

Раздел 5. Методы и результаты оценки сценарных изменений характеристик многолетнемерзлых грунтов

5.1. Представление о современной динамике многолетнемерзлых грунтов

Многолетнемерзлые грунты, часто называемые вечной мерзлотой, встречаются более чем на 60% территории России и распространены повсеместно в бассейне реки Лена. В северной части бассейна они сомкнуты, по мере продвижения к югу сомкнутость пород уменьшается, мерзлота приобретает островной характер и постепенно исчезает.

Многолетняя мерзлота- образование в первую очередь климатическое. Уже со времён ранних исследований Г.И.Вильда (Вильд, 1882) и А.И.Воейкова (Воейков, 1948) климатологи и мерзлотоведы России уделяли внимание общей пространственной взаимосвязи «климат- вечная мерзлота». На первый взгляд, качественная картина изменения вечной мерзлоты в условиях глобального потепления представляется достаточно ясной. Более высокая температура воздуха как в зимний, так и в летний период будет способствовать увеличению температуры мерзлых грунтов и более глубокому сезонному протаиванию. На периферийных участках по достижении некоторой критической глубины протаивания произойдет отрыв мерзлых толщ от поверхности, вечная мерзлота перейдет в реликтовую форму, над ней образуется талый слой, толщина которого со временем будет увеличиваться, и над этим слоем возникнет слой сезонного промерзания. В результате произойдет сокращение площади распространения приповерхностной вечной мерзлоты, часть ее перейдет в реликтовую форму, над ней образуется слой

незамерзшего грунта, а там, где мерзлота сохранится до поверхности, увеличится глубина сезонного протаивания. В ряде работ были даны количественные оценки этих процессов (Гарагуля, Ершов, 2000; Гречищев, 1997) и построены геокриологические карты России (Величко, Нечаев, 1992; Павлов, 1997) и всего северного полушария для нескольких модельных прогнозов изменения климата (Анисимов, Нельсон, 1997; Анисимов, Нельсон, 1998; Анисимов *et al.*, 1999; Anisimov, Nelson, 1997; Anisimov *et al.*, 1997).

Такой сценарий в общих чертах подтверждается имевшими место на протяжении 20 века регрессиями и трансгрессиями вечной мерзлоты, следовавшими с некоторым запозданием за периодами потепления 30х годов (Сумгин, 1940) и похолодания 50х (Anisimov *et al.*, 2002). Вместе с тем данные наблюдений последних лет указывают на то, что реальная картина может заметно отличаться от описанной выше за счет влияния снежного покрова, гидрологических и почвенных факторов, и в особенности растительности (Анисимов, Белолуцкая, 2003; Анисимов, Белолуцкая, 2004). Большинство прогнозов состояния вечной мерзлоты не учитывают изменения этих факторов, в результате чего получаемые оценки часто не соответствуют данными наблюдений за ее динамикой. При том, что за последние 30 лет произошло заметное повсеместное увеличение среднегодовой температуры воздуха, в некоторых районах бассейна Лены достигающее 1 – 1,5 °С, изменения толщины сезонно-талого слоя (СТС) за этот период были значительно менее выраженными. Одно из наиболее ясных объяснений этого связано с динамикой растительности. Изменения растительного покрова могут как усилить, так и смягчить прямое влияние

потепления на сезонно-талый слой, а в некоторых случаях даже изменить вектор этих изменений (Walker *et al.*, 1998).

Для получения реалистичных оценок как современного, так и будущего состояния многолетнемерзлых грунтов в бассейне реки Лена были проведены модельные расчеты с учетом динамики всех основных действующих факторов, в том числе снежного покрова и растительности. Для этого использовались современные модели вечной мерзлоты совместно с региональными сценариями изменения действующих факторов. Для прогноза климатических характеристик были использованы результаты расчетов по нескольким моделям общей циркуляции, которые были приведены к более крупному географическому масштабу с использованием методов, описанных в **Главе ??** **(ССЫЛКА НА ГЛАВУ В ЭТОЙ КНИГЕ)**. Для оценки изменений растительности был разработан эмпирический сценарий, основанный на обобщении имеющихся в настоящее время немногочисленных данных наблюдений за ее динамикой на ряде стационаров (Анисимов, Белолуцкая, 2004). В последующих разделах рассмотрены применявшиеся методы, математические модели, исходные данные и результаты расчетов.

5.2. Математическое моделирование вечной мерзлоты

Геокриологические модели значительно различаются по степени сложности, и в настоящее время имеется большое их разнообразие, от упрощенных полу-эмпирических, позволяющих рассчитывать лишь некоторые интегральные характеристики вечной мерзлоты, такие как средняя годовая и сезонная температура и глубина сезонного протаивания/промерзания, до сложных динамических моделей тепло и влагообмена почвы и

атмосферы. Для расчета среднегодовой глубины СТС и температуры вечной мерзлоты оптимальной является стационарная модель промежуточной сложности, основанная на алгоритме, впервые предложенном В.А. Кудрявцевым (Кудрявцев *et al.*, 1974). В случае, если необходимо оценить сезонную динамику с учетом термической инерции вечной мерзлоты, как это имеет место при проведении некоторых инженерных расчетов, целесообразно физически полную динамическую модель тепло и влагопереноса в системе мерзлый грунт – протаявший слой – растительность – снег – атмосфера. Эти модели рассматриваются ниже.

5.2.1. Стационарная модель сезонного таяния многолетнемерзлых грунтов

Стационарная модель сезонного таяния была впервые разработана В.А. Кудрявцевым (Кудрявцев *et al.*, 1974), который предложил независимо рассматривать температуру воздуха, поверхности почвы под слоем снега и растительностью и температуру вечной мерзлоты ниже слоя сезонного протаивания. Алгоритм расчета по модели иллюстрирует рисунок 1. Для расчета среднегодовой величины и амплитуды температура почвы используются следующие уравнения:

$$\begin{aligned} T_{\text{п}} &= T_{\text{в}} + \Delta T_{\text{сн}} + \Delta T_{\text{р}}, \\ A_{\text{п}} &= A_{\text{в}} - \Delta A_{\text{сн}} - \Delta A_{\text{р}}. \end{aligned} \quad (5.1)$$

Здесь $T_{\text{п}}$, $A_{\text{п}}$ - средняя годовая температура и ее амплитуда на поверхности почвы, $\Delta T_{\text{сн}}$, $\Delta A_{\text{сн}}$ и $\Delta T_{\text{р}}$, $\Delta A_{\text{р}}$ - поправки, учитывающие влияние снежного покрова и растительности.

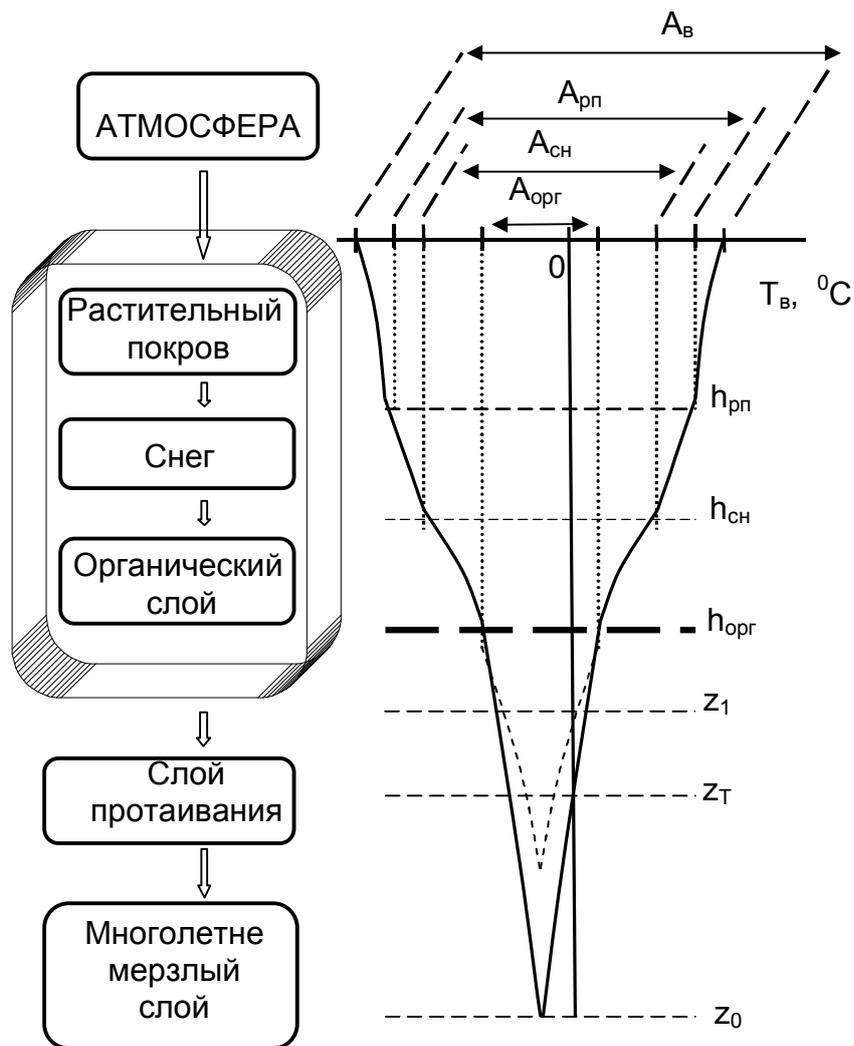


Рис. 1. Алгоритм расчета по стационарной модели вечной мерзлоты.

Величина поправок на отепляющее влияние снежного покрова рассчитывается по следующим формулам (Кудрявцев *et al.*, 1974):

$$\Delta A_{сн} = A_{в} \left(1 - \exp \left(-Z_{сн} \left(\frac{\pi \cdot c_{сн} \cdot \rho_{сн}}{P \cdot \lambda_{сн}} \right)^{1/2} \right) \right), \quad (5.2)$$

$$\Delta T_{сн} = A_{в} \left(1 - \exp \left(-Z_{сн} \left(\frac{\pi \cdot c_{сн} \cdot \rho_{сн}}{P \cdot \lambda_{сн}} \right)^{1/2} \right) \right).$$

В этих соотношениях $Z_{сн}$ - средняя за зиму высота снега, $c_{сн}$, $\rho_{сн}$, и $\lambda_{сн}$ - теплоемкость, плотность и коэффициент теплопроводности снега, P - продолжительность года в секундах.

Средняя высота снега рассчитывается через зимние осадки в каждом месяце по следующей формуле:

$$Z_{сн} = \sin^2 \phi \frac{1}{k} \left\{ \sum_{i=1}^k h_i (k - (i - 1)) \right\}. \quad (5.3)$$

Здесь k - число зимних месяцев, h_i - сумма снежных осадков в месяце с номером i , ϕ - географическая широта. Тригонометрический множитель учитывает уменьшение высоты снега за счет зимних оттепелей, влияние которых возрастает при уменьшении широты.

Для учета влияния растительного покрова на температуру почвы были использованы следующие соотношения:

$$\Delta A_p = \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P}, \quad (5.4)$$

$$\Delta T_p = \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P} \cdot \frac{2}{\pi}.$$

Поправки ΔA_1 и ΔA_2 определяются следующими выражениями:

$$\Delta A_1 = (A_p - T_p) \left(1 - \exp \left(-Z_p \left(\frac{\pi}{K_p^- \cdot 2\tau_1} \right)^{1/2} \right) \right), \quad (5.5)$$

$$\Delta A_2 = (A_p + T_p) \left(1 - \exp \left(-Z_p \left(\frac{\pi}{K_p^+ \cdot 2\tau_2} \right)^{1/2} \right) \right).$$

В этих формулах τ_1 и τ_2 - продолжительность холодного и теплого периодов, Z_p - высота растительности, K_p^- и K_p^+ - эффективные значения коэффициента температуропроводности растительности в холодный и теплый периоды года, T_p и A_p - средняя годовая температура и ее амплитуда на верхней границе растительного покрова, определяемые соотношениями:

$$\begin{aligned} T_p &= T_b + \Delta T_{\text{сн}}, \\ A_p &= A_b - \Delta A_{\text{сн}}. \end{aligned} \quad (5.6)$$

Температура вечной мерзлоты под слоем сезонного протаивания отличается от температуры поверхности почвы на величину температурной сдвижки, и для расчета ее величины было использовано полу-эмпирическое уравнение:

$$T_m = \frac{0.5 \cdot T_n \cdot (\lambda_m + \lambda_r) + A_n \frac{\lambda_r - \lambda_m}{\pi} \left(\frac{T_n}{A_n} \arcsin \frac{T_n}{A_n} + \left(1 - \frac{T_n^2}{A_n^2} \right)^{1/2} \right)}{\lambda^*} \quad (5.7)$$

В этом уравнении λ_r и λ_m - коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы, $\lambda^* = \lambda_m$, если числитель меньше нуля и $\lambda^* = \lambda_r$, если числитель больше нуля. И, наконец, глубина сезонного протаивания рассчитывалась с использованием следующего уравнения (Кудрявцев *et al.*, 1974):

$$Z = \frac{2(A_n - T_m) \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2} + \frac{(2A_m \cdot C \cdot Z_m + Q_\phi \cdot Z) \cdot Q_\phi \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m \cdot C \cdot Z_m + Q_\phi \cdot Z + (2A_m \cdot C + Q_\phi) \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m \cdot C + Q_\phi} \quad (5.8)$$

В этом уравнении A_m и Z_m определяются следующими уравнениями:

$$A_m = \frac{A_n - T_m}{\ln \left(\frac{A_n + \frac{Q_\phi}{2C}}{T_m + \frac{Q_\phi}{2C}} \right)} - \frac{Q_\phi}{2C}, \quad (5.9)$$

$$Z_m = \frac{2(A_{II} - T_m) \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m \cdot C + Q_\phi}. \quad (5.10)$$

Соотношения (5.1) - (5.10) составляют математический формализм стационарной модели многолетнемерзлых грунтов и позволяют рассчитать среднегодовую температуру грунта и глубину сезонного протаивания используя среднемесячные данные о температуре воздуха, осадках, а также данные о влажности и теплофизических характеристиках почвы.

5.2.2. Динамическое моделирование вечной мерзлоты

Динамические модели имеют значительно более сложную структуру (Малевский-Малевиц *et al.*, 2000; Малевский-Малевиц, Надежина, 2002; Малевский-Малевиц *et al.*, 1999; Goodrich, 1978; Hinzman *et al.*, 1998; Waelbroeck, 1993). Как правило, их основу составляют два блока, обеспечивающие совместное решение уравнения энергетического баланса подстилающей поверхности, уравнения переноса тепла в слое снега и почве, и уравнения баланса влаги. В первом из них, который можно назвать гидрометеорологическим, на каждом временном шаге рассчитывается равновесная температура дневной поверхности, под которой понимается поверхность снега или же при его отсутствии поверхность почвы. В этом блоке также рассчитывается текущее значение влажности почвы, которое затем используется для уточнения значений ее основных теплофизических характеристик.

Во втором блоке решается задача переноса тепла в многослойной среде с меняющимися по глубине теплофизическими параметрами и подвижными фазовыми фронтами. В общем случае это среда, состоящая из снежного покрова, растительности, органического слоя и двух слоев мерзлой почвы, между которыми расположен протаявший слой. В этом блоке на каждом временном шаге рассчитывается вертикальный профиль температуры и глубина фронтов фазовых переходов, или, иными словами, глубина протаивания или промерзания и мощность талого слоя, если таковой образовался в предшествующие годы. Основу гидрометеорологического блока составляют уравнения теплового и водного баланса. Уравнение теплового баланса имеет вид:

$$Q(1-\alpha) - E_{\text{эф}}(T_{\text{д}}) - P_{\text{т}}(T_{\text{д}}) - B(T_{\text{д}}) - LE(T_{\text{д}}) = 0. \quad (5.11)$$

В этом уравнении Q - приходящая солнечная радиация, α - альbedo, $E_{\text{эф}}$ - эффективное излучение подстилающей поверхности, $P_{\text{т}}$ - турбулентный поток тепла, B - поток тепла в почву, LE - затраты тепла на испарение, $T_{\text{д}}$ - температура дневной поверхности.

Для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности в модели использовалась полуэмпирическая формула:

$$E_{\text{эф}}(T_{\text{д}}) = E_{\text{эф}}^0(T_{\text{д}}) (1 - 0.79 n) + 4 \delta \sigma T_{\text{д}}^3 (T_{\text{д}} - T_{\text{в}}). \quad (5.12)$$

В этом выражении n - бальность облачности (в долях единицы), δ - излучательная способность подстилающей

поверхности, принимаемая равной 0.95, σ - постоянная Стефана-Больцмана, равная $5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м² • °С), T_B - температура воздуха, $E_{эф}^0(T_d)$ - эффективное излучение безоблачного неба, задаваемое уравнением:

$$E_{эф}^0(T_d) = \delta \sigma T^4 (0.39 - 0.058 e^{1/2}), \quad (5.13)$$

где e - упругость водяного пара, мб. Уравнения (5.12) и (5.13) выведены эмпирическим путем, и могут иметь несколько отличную форму (Будыко, 1974; Brutsaert, 1982). Существенно лишь, чтобы уравнения учитывали имеющуюся сильную зависимость эффективного излучения от влажности воздуха и облачности и удовлетворяли эмпирическим данным.

Турбулентный поток рассчитывается при помощи полуэмпирических формул, основанных на представлении о том, что турбулентный перенос пропорционален градиенту температуры в приземном слое, скорости ветра у поверхности и обратно пропорционален ее шероховатости:

$$P_T(T_d) = \rho_B c_B \nu D_T (T_d - T_B). \quad (5.14)$$

В этом уравнении ρ_B и c_B - плотность, кг/м³ и удельная теплоемкость, дж/(кг • °С) воздуха, ν - скорость ветра, м/с и D_T - безразмерный коэффициент, величина которого для характерных условий заснеженной равнинной местности принимается равной 0.0015 (Stull, 1988). Будыко (1974) предложил объединить коэффициент D_T со скоростью ветра в один параметр,

коэффициент внешней диффузии D_v , который к северу от 60 широты можно считать равным 0.0063 м/с. Коэффициент внешней диффузии использовался в расчетах по динамической модели в тех случаях, когда отсутствовали данные о скорости ветра.

Поток тепла в почву $B(T_d)$ рассчитывался через градиент температуры в верхнем слое, определяемый в процессе итерационного совместного решения уравнения теплового баланса и переноса тепла в подстилающей поверхности, и коэффициент теплопроводности верхнего слоя λ по следующей формуле:

$$B = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (5.15)$$

Затраты тепла на испарение рассчитывались исходя из предположения о том, что испарение E равно испаряемости E_o (т.е. испарению с открытой водной поверхности) если влажность почвы превышает некоторую критическую величину w_k , и пропорционально влажности почвы в противном случае:

$$\begin{aligned} E &= E_o, & \text{если } w > w_k \\ E &= E_o w/w_k, & \text{если } w \leq w_k \end{aligned} \quad (5.16)$$

Для области распространения вечной мерзлоты величина критической влажности w_k принята равной 200 мм/м (Будыко, 1974). Испаряемость E_o рассчитывается по следующей формуле:

$$E_0 = \rho_v \nu D_T (e_0 - e), \quad (5.17)$$

где e_0 - упругость водяного пара при насыщении, определяемая формулой Магнуса:

$$e_0 = 6,11 \exp((17,57 T_d) / (241,9 + T_d)). \quad (5.18)$$

Влажность почвы в верхнем протаявшем слое толщиной z_t на каждом временном шаге рассчитывается из уравнения баланса влаги, которое имеет вид:

$$z_t \frac{dw}{dt} = R - E - f \quad (5.19)$$

Это уравнение отражает равенство изменения влажности почвы во времени осадкам R , за вычетом испарения E и стока, f . Для замыкания уравнения используется эмпирическое соотношение, связывающее осадки со стоком:

$$f = R \frac{w}{w_k} \sqrt{m^2 \left[1 - \left(1 - \frac{E_0}{R} \right)^2 \right] + \left(1 - \frac{E_0}{R} \right)^2}, \text{ если } R > E_0$$

$$f = m R w / w_k, \quad \text{если } R \leq E_0 \quad (5.20)$$

В этих уравнениях m - эмпирический множитель, значение которого для высоких широт можно принять равным 0.2. Соотношения (5.16)-(5.20) были впервые выведены М.И. Будыко для расчета испарения в естественных условиях (Будыко, 1974).

Математическую основу второго блока модели составляет уравнение теплопроводности, имеющее вид:

$$\rho c \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right) \quad (5.21)$$

Граничными условиями для уравнения теплопроводности являются равенство нулю температуры на нижней границе вечной мерзлоты и рассчитываемая в метеорологическом блоке температура дневной поверхности. В начальный момент времени задается также профиль температуры почвы. При решении уравнения теплопроводности учитывается наличие в почве мерзлых и талых слоев и фазовых границ между ними, изменение глубины которых описывается следующим уравнением:

$$\frac{dz_j}{dt} = (-1)^{j+1} \frac{1}{wL} \left(\lambda_{\tau} \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j+0} - \lambda_{\mu} \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j-0} \right) \quad (5.22)$$

В этом уравнении z_j - положение границы раздела фаз с номером j ; λ_{τ} и λ_{μ} - коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы. Уравнение отражает тот факт, что скорость движения границы раздела фаз пропорциональна разности потоков тепла в талом и мерзлом слое и обратно пропорциональна затрачиваемому теплу фазового перехода.

5.3. Методика и результаты расчетов

Расчеты по моделям проводились для узлов регулярной сетки с достаточно мелким шагом, 0,5 градуса по широте и долготе. Выбор такого пространственного разбиения во многом обусловлен наличием базы данных, содержащей многолетние нормы основных климатических переменных, данные о текстуре почвы и растительности, а также прогнозов изменения температуры и осадков в условиях будущего климата. По результатам модельных расчетов с помощью ГИС были построены карты мощности СТС для современных и прогнозируемых на будущее климатических условий.

В качестве входных данных используются поля температуры воздуха и осадков (многолетние нормы для каждого из месяцев), а также данные о типе почвы и растительности, заданные в узлах 0.5 градусной сетки, покрывающей бассейн реки Лены. Для получения пространственной картины последовательно проводятся расчеты в каждой из ячеек сетки до тех пор пока не будут пройдены все ячейки, содержащие данные. В случае если расчет проводится для условий будущего климата, к средним месячным нормам температуры воздуха и осадков прибавляются их ожидаемые приращения, определяемые сценарием изменения климата.

Для расчета теплофизических свойств почвы, снежного покрова и растительности использовались полуэмпирические формулы, полученные различными авторами путем обобщения данных измерений. Коэффициент теплопроводности минеральной почвы рассчитывался в зависимости от ее влажности и фазового состояния по следующей эмпирической формуле (Павлов, 1979):

$$\lambda_i = k_i \cdot (0,001 \cdot \rho_{ск} + 10 \cdot w_i / \rho_{ск} - 1,1) - 11,6 \cdot w_i / \rho_{ск}, \quad (5.23)$$

в которой $\rho_{ск}$ - плотность сухой почвы (скелета), кг/м³; w_i - влажность (льдиность, в случае мерзлой почвы), выраженная в миллиметрах воды на метр почвы, (мм/м); k_i - эмпирический коэффициент, принимающий различные значения для мерзлой и талой почвы. Значения коэффициента k_i можно определить из таблицы 1.

Таблица 1. Значения эмпирического коэффициента k для мерзлых и талых минеральных почв (Павлов, 1979).

	Песок	Супесь, суглинок	Глина
Мерзлая почва	1,95	1,75	1,60
Талая почва	1,75	1,60	1,50

Для расчета коэффициента теплопроводности органического слоя (торфа), λ (Вт/м⁰С), использовались эмпирические формулы, полученные в Государственном гидрологическом институте на основе обобщения экспедиционных данных:

$$\lambda_M = 0,08 \exp(0,00388 \cdot w_M),$$

$$\lambda_T = (0,615 \cdot w_T + 22,2) \cdot 10^{-3}, \quad (5.24)$$

Объемный коэффициент теплоемкости всех типов почвы, C_v (дж/м²•⁰С) рассчитывался через удельную теплоемкость скелета,

$C_{ск}$, (дж/кг \cdot °C), плотность скелета, $\rho_{ск}$, (кг/м³) и влажность w , (мм/м) по следующим формулам:

$$\begin{aligned} C_{v,m} &= C_{ск} \cdot \rho_{ск} + 4180 \cdot w_H + 2090 \cdot (w_M - w_H), \\ C_{v,t} &= C_{ск} \cdot \rho_{ск} + 4180 \cdot w_T, \end{aligned} \quad (5.25)$$

В этих формулах w_M и w_T - льдистость и влажность почвы, w_H - незамерзшая влага, (мм/м), 4180 и 2090 - удельная теплоемкость воды и льда, (дж/кг \cdot °C). Характерные значения теплофизических характеристик различных грунтов приведены в таблице 2.

Таблица 2. Характерные значения параметров грунтов.

	Песок	Супесь	Суглинок	Горф
$\rho_{ск}$, кг/м ³	1300	1400	1500	200
$C_{ск}$, Дж/(кг ⁰ C)	690	730	775	2000
w (min/max), мм/м	150/500	150/500	100/400	450/900
λ_M , Вт/(м ⁰ C)	1,25/2,65	1,2/2,4	1,2/2,0	0,8/2,6
λ_T , Вт/(м ⁰ C)	1,05/2,15	1,0/1,9	0,9/1,7	0,3/0,5
w_H , мм/м	1-5	5-10	10-15	0

Коэффициент теплопроводности и теплоемкость снежного покрова принимались равными: $\lambda_{\text{сн}} = 0,23 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{C}^0)$, $c_{\text{сн}} = 2090 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{C}^0)$.

Теплофизические свойства низшей растительности - мохового и лишайникового покрова, - близки к свойствам торфа. Моховый покров обычно подстилается торфяным слоем, образующимся в результате отмирания и разложения самого мха. Поскольку трудно четко разграничить эти два слоя, часто рассматривают свойства всего мохово-торфяного покрова. В целом его теплофизические характеристики ближе к торфу, чем к минеральным почвам, характерной особенностью является значительно более высокая (в 2-3- раза) теплопроводность в мерзлом состоянии, чем в талом. В большой степени теплофизические свойства мохово-торфяного покрова определяются влажностью, которая может изменяться в значительных пределах. Характерные значения коэффициента теплопроводности талых покровов, соответствующие различной влажности, приведены в таблице 3.

Таблица 3. Характеристики напочвенных растительных покровов в талом состоянии.

	$\rho_{\text{ск}}, \text{ кг}/\text{м}^3$	w, мм/м	$\lambda_{\text{т}}, \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{C}^0)$
Лишайник	70-140	10-30	0,15-0,35
Мох бурый	40-240	5-800	0,15-0,35
Сфагнум	100-270	10-650	0,15-0,40

Как показывают данные наблюдений, характеристики вечной мерзлоты, в особенности глубина сезонного таяния, подвержены значительной пространственной изменчивости, даже на относительно небольших площадях, порядка нескольких сотен квадратных метров. В пределах каждой из биогеографических зон такая изменчивость проявляется по-разному, но во всех случаях она обусловлена главным образом неоднородностью высоты снежного покрова, растительности, органического слоя и влажности почвы.

Для воспроизведения в модельных расчетах естественной изменчивости характеристик вечной мерзлоты использовался метод ансамблевого осреднения. Суть этого метода состоит в том, что в каждой ячейке пространственной сетки при одних и тех же климатических условиях проводится несколько расчетов с различными комбинациями значений параметров, описывающих свойства снежного покрова, растительности и почвы. В данной работе в каждой точке проводилось 36 расчетов, которые в совокупности составляли статистический ансамбль. В расчетах варьировались высота снежного покрова (ей придавалось 3 значения, равные расчетной норме, половине нормы и удвоенной норме, что позволяло имитировать неоднородность снега за счет ветрового переноса и рельефа), высота нижнего слоя приземной мохово-лишайниковой растительности (2 значения, 5 и 10 см), толщина верхнего органического горизонта почвы принимала 3 значения, 5 см, 10 см и 20 см, и влажность почвы принимала два значения, 200 мм/м и 300 мм/м.

На рисунке 2 приведена карта толщины СТС в бассейне Лены, рассчитанная для современных климатических условий. Данные для этой карты были получены осреднением по всему расчетному статистическому ансамблю. Эту расчетную карту можно

сравнить с независимой оценкой, полученной в узлах более крупной сетки размером 1 x 1 градус по широте и долготе. В совпадающих узлах имеются некоторые различия, причем отклонения имеют различные знаки, но в целом невелики.

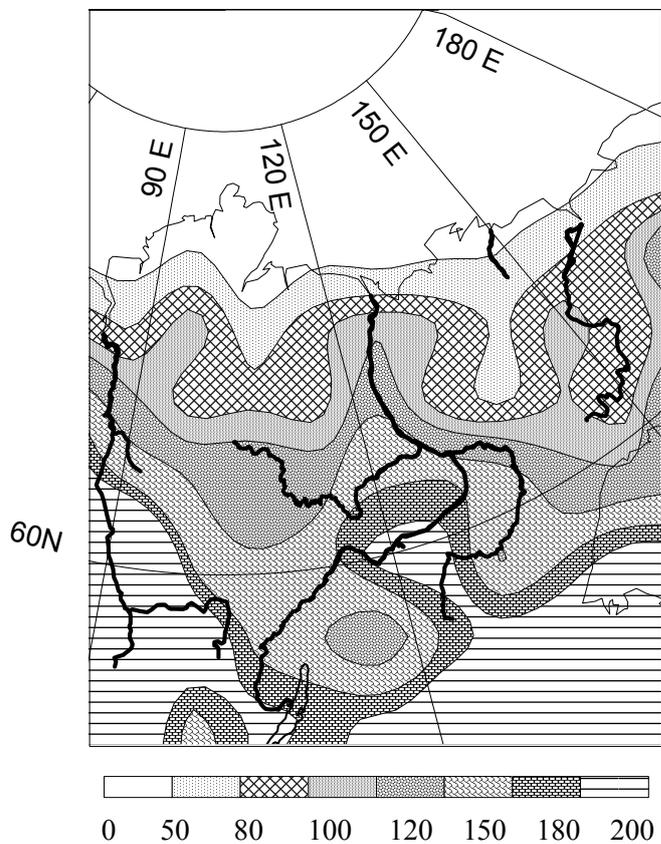


Рис. 2. Расчетная глубина сезонно талого слоя в бассейне Лена для условий современного климата.

Средняя по всему бассейну величина отклонения составляет менее 8 см, т.е. менее 5% от средней толщины СТС. Отклонения в отдельных узлах могут быть значительно больше, что вполне закономерно, поскольку в двух расчетах использовались различные значения температуры и осадков, характеризующие современный климата и, кроме того, независимая оценка не использовала ансамблевого осреднения.

На рисунках 3 и 4 представлены прогнозы изменения толщины СТС для 2025 и 2050 г. по климатическим сценариям четырех моделей общей циркуляции атмосферы. Показанные на картах величины представляют собой разность средних по ансамблю величин СТС, рассчитанных для прогнозируемых на будущее и современных климатических условий. Различия между картами позволяют оценить неопределенность оценки будущего состояния вечной мерзлоты, связанную с неточностью климатических сценариев.

Для 2025 года результаты, полученные по сценариям GFDL и HadCM, достаточно близкие между собой, значительно отличаются от двух других, которые предсказывают более сильные изменения СТС на большей части бассейна Лены. Прогнозы на середину 21 века различаются еще больше как по величине прогнозируемых изменений, так и по пространственным закономерностям. Полученные расхождения объективно отражают имеющуюся неопределенность современных знаний о будущем климате и указывают на то, что необходимо совершенствовать модели общей циркуляции атмосферы и разрабатывать независимые методы проверки получаемых с их помощью результатов.

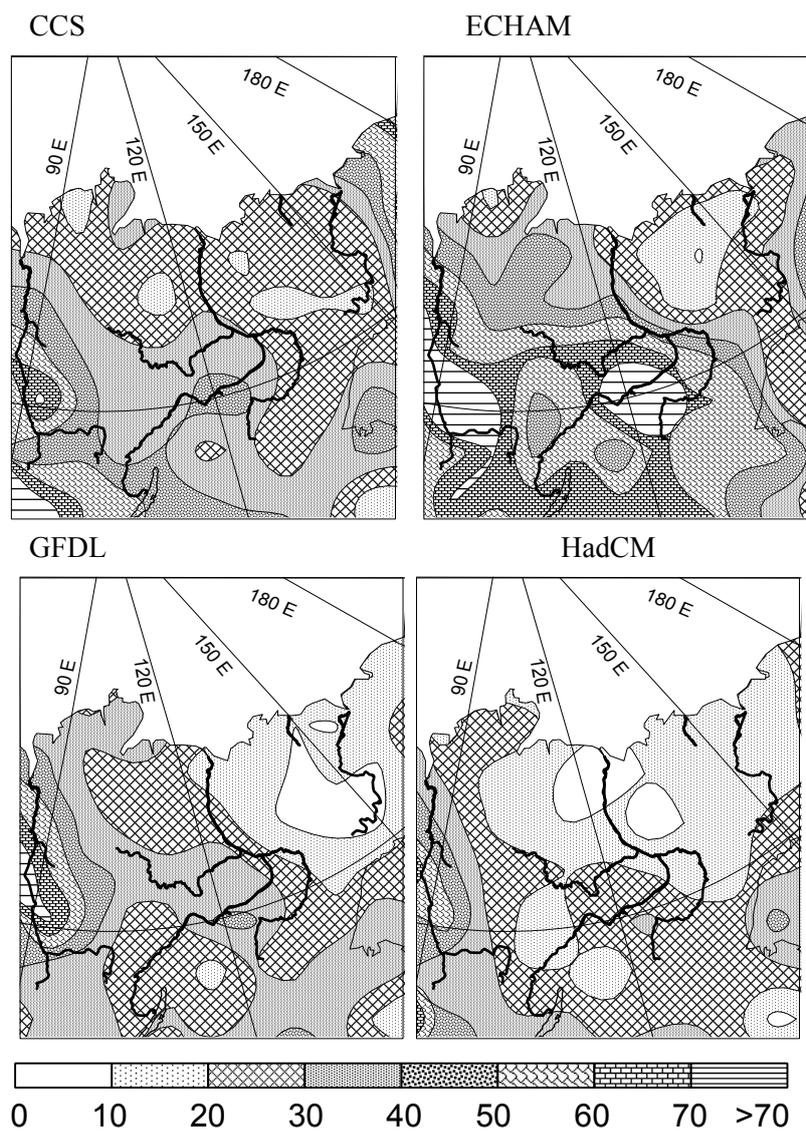


Рис. 3. Прогнозируемое к 2025 г. увеличение глубины сезонно талого слоя (см).

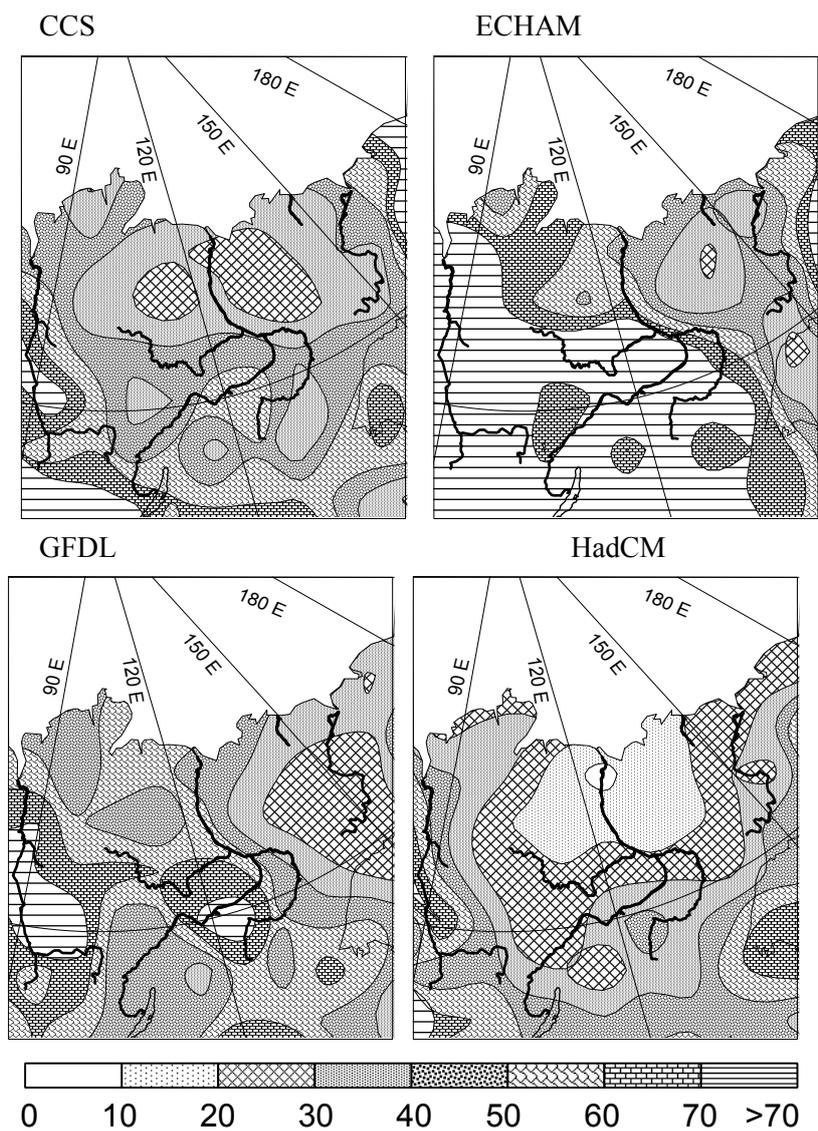


Рис. 4. Прогнозируемое к 2050 г. увеличение глубины сезонно талого слоя (см).

Список использованных источников

- Анисимов, О.А., Белолуцкая, М.А. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности. В кн.: А. Израэль (ред.), Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Гидрометеиздат, С.Петербург, 2003. с. 21-38.
- Анисимов, О.А., Белолуцкая, М.А. Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности. // Метеорология и гидрология, 2004. (11): 73-81.
- Анисимов, О.А., Нельсон, Ф.Е. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту в Северном полушарии. // Метеорология и Гидрология, 1997. (5): 71-80.
- Анисимов, О.А., Нельсон, Ф.Э. Прогноз изменения мерзлотных условий в северном полушарии: применение результатов балансовых и транзитивных расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы. // Криосфера Земли, 1998. 2 (2): 53-57.
- Анисимов, О.А., Нельсон, Ф.Э., Павлов, А.В. Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке. // Криосфера Земли, 1999. 3 (4): 15-25.
- Будыко, М.И., 1974. Изменение климата. Гидрометеиздат, Л., 280 с.
- Величко, А.А., Нечаев, В.П. К оценке динамики вечной мерзлоты северной Евразии в условиях глобального изменения климата. // Известия РАН, 1992. (3): 667-671.
- Вильд, Г.И., 1882. О температуре воздуха в Российской империи, Вып. 2, ч. Iv. Санкт-Петербург, 359 с.

Воейков, А.И. Климаты земного шара, в особенности России, Избранные сочинения Т.1. Изд. Ан СССР, М.-Л., 1948.

Гарагуля, Л.С., Ершов, Э.Д. (Ред.). Геокриологические опасности. Природные опасности России, 1. Крук, М., 2000. 315 с.

Гречищев, С.Е. Прогноз оттаивания и распределения вечной мерзлоты и изменения криогенного растрескивания грунтов на территории России при потеплении климата. // Криосфера Земли, 1997. 1 (1): 59-65.

Кудрявцев, В.А., Гарагуля, Л.С., Кондратьева, К.А., Меламед, В.Г., 1974. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Наука, М., 431 с.

Малевский-Малевич, С.П., Молькентин, Е.К., Надежина, Е.Д. Модельные оценки эволюции вечной мерзлоты и распределения слоя сезонного протаивания в зависимости от климатических условий в северных регионах Западной Сибири. // Криосфера Земли, 2000. 4 (4): 49-57.

Малевский-Малевич, С.П., Надежина, Е.Д. Оценки влияния изменений климата на вечную мерзлоту в России, основанные на модельных сценариях изменений климата. В кн.: Г.В. Менжулин (ред.), Изменения климата и их последствия. Наука, С.Петербург, 2002. с. 231-239.

Малевский-Малевич, С.П., Надежина, Е.Д., Симонов, В.В., Шкляревич, О.Б., Молькентин, К.К. Оценки воздействий изменений климата на режим протаивания многолетнемерзлых грунтов. В кн.: М.Е. Берляндт, В.П. Мелешко (ред.), Современные исследования главной геофизической обсерватории. Гидрометеоздат, С.Петербург, 1999, с. 33-51.

Павлов, А.В., 1979. Теплофизика ландшафтов. Наука, Новосибирск, 282 с.

Павлов, А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз. // Криосфера Земли, 1997. 1 (1): 47-58.

Сумгин, М.И. Деградация вечной мерзлоты, Общее мерзлотоведение. Изд. Академии наук СССР, Москва, 1940, с. 231-244.

Anisimov, O.A., Nelson, F.E. Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: Results from transient general circulation models. // Climatic Change, 1997. 35 (2): 241-258.

Anisimov, O.A., Shiklomanov, N.I., Nelson, F.E. Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models. // Global and Planetary Change, 1997. 15 (3-4): 61-77.

Anisimov, O.A., Velichko, A.A., Demchenko, P.F., Eliseev, A.V., Mokhov, I.I., Nechaev, V.P. Effects of climate change on permafrost in the past, present, and future. // Proceedings of the Russian Academy of Science, Physics of the Atmosphere and Ocean, 2002. 38 (7): 25-39.

Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the Atmosphere. Series Reidel Publishing Company, London, 299 pp.

Goodrich, L.E. Efficient numerical technique for one-dimensional thermal problems with phase change. // International Journal of Heat and Mass Transfer, 1978. 21 (5): 160-163.

Hinzman, L.D., Goering, D.J., Kane, D.L. A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost. // Journal of Geophysical Research, 1998. D22 (103): 28975-28991.

Stull, R.B., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Series Kluwer Academic Publishers, London, 647 pp.

Waelbroeck, C. Climate-soil processes in the presence of permafrost: a systems modelling approach. // *Ecological Modelling*, 1993. 6 (3,4): 185-225.

Walker, D.A., Bockheim, J.G., Chapin, F.S., Eugster, W., King, J.Y., McFadden, J., Michaelson, G.J., Nelson, F.E., Oechel, W.G., Ping, C.L., Reeburgh, W.S., Regli, S., Shiklomanov, N.I., Vourlitis, G.L. A major arctic soil pH boundary: implications for energy and trace-gas fluxes. // *Nature*, 1998. (394): 469-472.