

ИССЛЕДОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ БАЙКАЛА

УДК 551.583(571.5)

И. Е. ТРОФИМОВА

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ МЕРЗЛОТНО-ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

На основе большого массива данных метеорологических станций выполнена количественная оценка многолетне-го мерзлотно-термического режима почв Прибайкалья, дана его типизация для годового цикла, холодного и теплого периодов. Предложены методические приемы анализа структуры временных рядов температуры почвы, рассмотрены примеры ее отклика на современные изменения климата.

A large database from meteorological stations was used to make a numerical estimate of the long-term permafrost-thermal regime of soils in the Baikal region. Its typization is given for an annual cycle, and for a cold and warm season. Procedural techniques are suggested for analyzing the structure of time series of soil temperatures. Some examples of its response to current climate changes are examined.

Результаты специальных исследований климата приземного слоя атмосферы Прибайкалья, имеющего ключевое значение в функционировании, структуре и динамике геосистем, в настоящее время рассмотрены достаточно многосторонне. Мало изученным остается мерзлотно-термический режим почв, являющийся результатом воздействия внешних по отношению к ним гидрометеорологических процессов, наземного покрова (растительность, снег), географо-геоморфологических факторов, а также общих теплофизических и других свойств почвенного субстрата, т. е. внутренних факторов, от которых зависит интенсивность внутрпочвенного теплообмена.

Мерзлотно-термическая составляющая почвы может рассматриваться как приоритетный показатель, отражающий интегрально-ключевые качества климато-экологического ресурса территории. Почва имеет сложную внутреннюю организацию, изменяющуюся во времени и пространстве под воздействием как природных, так и антропогенных факторов почвообразования. Поэтому оценка современного состояния и изменений во времени мерзлотно-термических характеристик почв Прибайкалья, где в настоящее время решается достаточно сложная проблема экологически ориентированного землепользования [1] в связи с особым статусом оз. Байкал как объектом всемирного природного наследия, весьма актуальна.

Детальное изучение мерзлотно-термического режима почвы на территории криолитозоны России возможно на основе информации региональных управлений Гидрометеорологической службы и четко выработанной системы анализа данных, включающей несколько этапов: разработку методических приемов, оценку многолетнего состояния характеристик температуры почвы и определение их трендов, инициированных климатическими изменениями в атмосфере и воздействием антропогенных факторов.

Поскольку режимные наблюдения за температурой почвенной (почвенно-грунтовой) толщи в 0,2–3,2 м на сети метеорологических станций осуществляется на пяти или восьми стандартных глубинах, получается достаточно большой массив данных, включающий пространственную и временную составляющие, а также слагающие вертикальный профиль горизонты. Выполнить обработку такого количества накопленного материала и на его основе выделить закономерности пространственного распределения и временных изменений температуры почвы по разным причинам очень сложно, к тому же в этом и нет особой необходимости.

© 2006 Трофимова И. Е.

Важно на основе предварительного анализа широкого спектра информации выбрать показатели максимальной информативности. К ним можно отнести средние годовые значения температуры почвы на различных глубинах или усредненные для всей ее толщи, являющиеся обобщенной величиной для всех сезонов года. Весьма перспективны средние месячные значения наименьшей и наибольшей температуры независимо от времени ее фиксирования в годовом цикле на отдельных глубинах почвенного профиля, отражающие суммарный эффект накопления в нем тепла или холода [2, 3]. Данный комплекс показателей, а также процессы сезонного промерзания или оттаивания вполне достаточны для общей оценки многолетнего мерзлотно-термического режима почвы и его типизации.

Из-за инертности температуры почвы к воздействию внешних (в первую очередь общеклиматических) факторов, особенно в момент сезонных фазовых переходов воды, важно проследить отклик мерзлотно-термического режима наиболее информативных слоев почвенной толщи на климатические изменения в атмосфере в определяющие периоды года. Целесообразно рассмотреть временные ряды средних годовых и месячных наименьших и наибольших температур, а также ряды температуры периодов сезонных фазовых превращений воды в почвенном профиле.

Наиболее выразителен фазовый переход в апреле, во время активного процесса «размерзания» слоя сезонного промерзания (стадия нагревания–оттаивания), когда температура по всей почвенной толще колеблется в пределах небольших положительных или отрицательных значений, к тому же и ее зональные различия в этот момент незначительны [2, 4]. В этот временной интервал можно выявить последствие зимнего мерзлотно-термического режима на процессы накопления ресурсов тепла в почве в раннелетний период. Осенью процесс фазовых превращений влаги (стадия охлаждения–промерзания), наоборот, растянут во времени и по профилю почвы, поэтому для этого периода сложно выбрать единый временной ряд, характеризующий динамику температуры всей почвенной толщи.

Кривые многолетнего хода температуры на всех глубинах почвенного профиля практически синхронны, а показатели тренда, хотя и несколько различаются, имеют преимущественно один и тот же знак [5], поэтому, в зависимости от целевого назначения исследований, можно ограничиться оценкой направления его изменений на одной-двух стандартных глубинах. Термический режим в верхних слоях почвы (0,2–0,8 м) — своеобразный представитель пространственных контрастов и весьма выраженной временной изменчивости. Он может быть определяющим при изучении динамики биотических сообществ или их отдельных параметров.

Для установления общих закономерностей отклика мерзлотно-термического режима на долговременные климатические изменения перспективнее использовать временные ряды температуры на глубине 1,6 и 3,2 м, где она не менее чувствительна к колебаниям гидротермических условий, но более «спокойно» на них реагирует, чем в верхней части почвенной толщи.

Результативнее анализировать апрельские ряды верхнего слоя почвенного профиля (например, 0,8 м), так как в нижней его части температуры апреля и наименьшие в годовом цикле могут совпадать или быть достаточно близкими. Раскрытию особенностей динамики температуры почвы кроме гидротермических изменений в атмосфере поможет анализ многолетних рядов высоты снежного покрова, отличающегося от других природных образований сезонностью существования.

Реализуется еще два методических приема: для выявления географических закономерностей распределения величины и знака трендов в расчетах необходимо использовать один и тот же период метеорологических рядов, так как от его продолжительности и приуроченности к определенному временному интервалу существенно зависят данные показатели; поскольку в течение года моменты наступления наименьшей и наибольшей температуры отличаются нестабильностью, их выборка проводится для каждого конкретного года временного ряда.

Мерзлотно-термический режим почвенной толщи в определенной местности во многом зависит от свойств почвообразующей породы, наличия или отсутствия многолетней мерзлоты. Из рыхлых четвертичных отложений в Прибайкалье в сезоннопромерзающем слое преобладают суглинки и супеси щебнистые, в дельтах и долинах Селенги и Верх. Ангары развиты пески, по северо-восточному побережью распространены песчано-гравийно-галечные отложения [6].

Большую часть территории Прибайкалья занимают многолетнемерзлые породы (ММП) островного распространения [6, 7]. Их мощность на побережье Байкала в основном 5–10 м, иногда доходит до 20 м, а температура не опускается ниже $-0,2 \div -0,3$ °С. Здесь редкие острова и линзы мерзлоты встречаются в днищах падей и распадков, на заболоченных участках долин рек. Вместе с тем в приозерной долине Ангары и в дельте Селенги многолетняя мерзлота отсутствует. На западном и восточном побережьях Среднего и Северного Байкала, в предгорьях и на склонах низкогорных хребтов острова ММП могут встречаться на всех элементах рельефа. Их прерывистое распространение характерно для средне- и высокогорий (до 2000 м) Баргузинского, частично Байкальского хребтов и Хамар-Дабана.

Разнообразен в Прибайкалье и почвенный покров. Согласно почвенному районированию [7] изучаемая территория дифференцирована на округа: низкогорий о. Ольхон и Приольхонья с кашта-

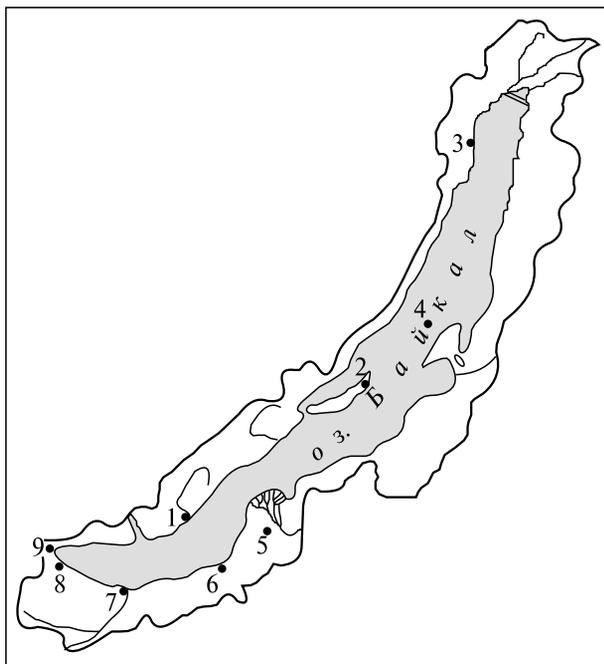


Рис. 1. Схема расположения метеорологических станций с инструментальными наблюдениями за температурой почвы в Прибайкалье.

1 — Бол. Голоустное, 2 — Узур, 3 — Байкальское, 4 — Бол. Ушканий, 5 — Кабанск, 6 — Бабушкин, 7 — Выдрино, 8 — Слюдянка, 9 — Култук.

новыми, черноземными и дерновыми лесными почвами; низовий рек Кичеры и Верх. Ангары с аллювиальными, болотными и подзолистыми почвами; низовья р. Селенги с аллювиальными и болотными почвами. Горные почвы объединены в четыре группы округов — приморско-байкальскую, баргузинско-верхнеангарскую, уланбургасскую и хамардабанскую.

Информация о мерзлотно-термических процессах относится к безлесным участкам (стандартным площадкам метеорологических станций) побережья озера (рис. 1), что, к сожалению, недостаточно для воспроизведения полной картины теплового состояния почв всего ландшафтно-типологического разнообразия Прибайкалья.

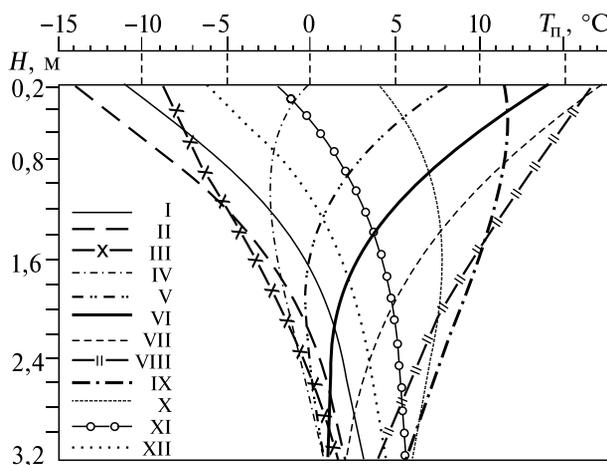
Практически полностью отсутствуют режимные наблюдения почв горного обрамления озера, поэтому рассматривается в основном фон теплоресурсов побережья, отражающий способность почвенной толщи аккумулировать атмосферное тепло и холод в условиях непосредственного взаимодействия приземного слоя воздуха и поверхности почвы или снежного покрова, являющихся своего рода «фокусами» геосистем с наиболее выразительными взаимосвязями между их компонентами.

На конкретном примере (ст. Узур) показаны изменения температуры по почвенному профилю в годовом срезе (рис. 2), которые в целом являются общими для побережья Байкала. По характеру вертикального распределения температуры в годовом цикле выделяются четыре периода. Летом (июнь—август) наблюдается инсоляционный тип температурного режима, когда тепло передается вниз от поверхности почвы к более глубоким ее слоям. В результате вся толща последовательно прогревается, оставаясь при этом в верхней части значительно теплее, чем в нижней. Поскольку летом осуществляется прямой контакт приземного слоя воздуха с поверхностью почвы, потенциальные возможности ее прогрева используются полностью.

Зимнему периоду (ноябрь—март) свойствен радиационный тип распределения температуры по профилю почвы, когда излучение земной поверхности преобладает над поглощением. При данном типе распределения нижние слои почвы теплее, чем верхние. Температура почвы и глубина ее промерзания в зимнее время наряду с температурой воздуха в значительной мере предопределяются мощностью снежного покрова и временем его становления. Благодаря его теплоизолирующим свойствам потенциальные возможности зимнего охлаждения почвы реализуются не полностью.

В переходные периоды годового цикла наблюдается разнонаправленное распространение температуры по профилю почвы. Весной (апрель—май) температурный режим протекает по инсоляционно-радиационному типу, когда в верхнем слое температура с глубиной понижается, а в нижнем несколько увеличивается. Осенью (сентябрь—октябрь) наоборот, наблюдается радиационно-инсоляционный тип, т. е. в верхнем слое температура с глубиной повышается, а в нижнем незначительно уменьшается.

Рис. 2. Распределение средней месячной температуры по почвенному профилю ($T_{п}$) в годовом срезе (ст. Узур).



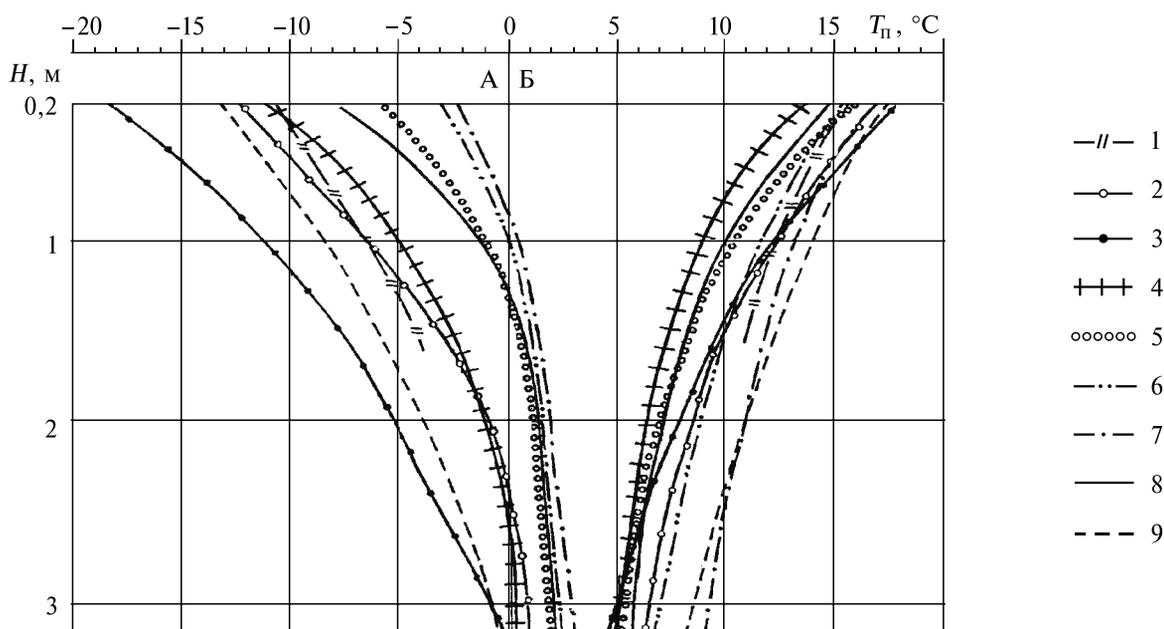


Рис. 3. Распределение средних месячных наименьшей (А) и наибольшей (Б) температур по профилю почвы и диапазон ее значений.

1–9 — метеостанции (названия см. на рис. 1).

Изменение температуры с глубиной и ее пространственная дифференциация изучались с помощью вертикальных профилей многолетних средних месячных наименьшей и наибольшей температур, построенных по данным девяти береговых метеорологических станций (рис. 3), в районе которых почвы развиваются в основном на разнообразных почвообразующих породах — от суглинистых и песчаных до каменисто-песчаных и карбонатных.

Распределение наименьшей температуры по профилю почвы отличается хорошо выраженными общими закономерностями, соответствующими радиационному типу, т. е. ее значения с глубиной последовательно возрастают. Продвижение волны холода сверху вниз протекает с большим запаздыванием. Так, если в верхнем слое (0,2–0,8 м) наименьшая температура в большинстве случаев наблюдается в феврале, то глубины 1,6 м она достигает в марте, а 3,2 м — в мае, реже в апреле или июне. Как следствие теплоизолирующего влияния снежного покрова (отепляющее с момента установления до конца февраля и охлаждающее с марта до полного схода), на отдельных участках с повышенным снегонакоплением волна холода опускается несколько медленнее.

Так, на юго-восточном побережье озера (Выдрино, Бабушкин) наименьшая температура на глубине 0,8 и 1,6 м наблюдается на месяц позже, т. е. соответственно в марте и апреле, на северо-западном побережье (Байкальское) температура, близкая к 0 °С, на глубине 3,2 м может сохраняться длительное время (март–июль). Запаздывание наступления наибольших температур в почвенном профиле в среднем составляет около 30 сут. на каждый метр глубины, т. е. в целом от земной поверхности (июль) до глубины 3,2 м (октябрь) — на 90 сут.

На основе фактического материала о температуре почвы выявлено, что практически вся территория побережья Байкала относится к сезоннопромерзающему типу температурного режима. Для годового цикла и отдельных его периодов выделены подтипы со свойственными им количественными значениями комплекса показателей, соотношенными с качественной оценкой.

В Прибайкалье наименьшая температура почвы встречается в широких пределах. Ее значения на глубине 0,2 м составляют от –2 до –19 °С, 3,2 м — от 3 до –0,5 °С (см. рис. 3), т. е. в верхнем слое температура различается значительно, а вниз по профилю почвы эти различия существенно сужаются. Зимний мерзлотно-термический режим почвенной толщи по степени нарастания охлаждения и усиления интенсивности процесса промерзания дифференцирован на три подтипа.

Подтип мерзлотно-термического режима со слабым охлаждением почвенной толщи, непродолжительным и неглубоким (0,8–1,2 м) сезоннопромерзающим слоем характерен для подзолистых и аллювиальных почв юго-восточного побережья Байкала (Слюдянка, Выдрино, Бабушкин, Кабанск) с умеренным снежным покровом (20–40 см) и умеренно холодной зимой. Здесь температура –5 °С проникает до глубины лишь 0,5 м или отсутствует вообще. На глубине 3,2 м средняя месячная наименьшая температура составляет 2–3 °С.

Подтип мерзлотно-термического режима с интенсивным охлаждением почвы, продолжительным (до 7 мес.) и глубоким (до 2,4–2,8 м) сезонным промерзанием характерен для аллювиальной почвы дельты р. Голоустной, дерновой лесной на о. Ольхон (Узур), а также дерново-карбонатной на побережье о. Бол. Ушканий. В этом случае температура -5°C проникает до глубины 1–1,3 м, -10°C — 0,3–0,5 м. Зима здесь холодная или умеренно холодная, малоснежная.

Подтип мерзлотно-термического режима с весьма интенсивным охлаждением почвенной толщи, глубоким (более 3,2 м) и продолжительным (7–9 мес.) сезоннопромерзающим слоем наблюдается в разных климатических и ландшафтных ситуациях Прибайкалья. Он соотносится с аллювиальной почвой в условиях умеренно холодной малоснежной зимы на побережье южной оконечности Байкала (Култук), а также с дерново-карбонатной на северо-западном побережье (Байкальское), где климат характеризуется умеренно суровой малоснежной зимой. В последнем случае в почвенном профиле температура -10°C опускается до 1,2 м, -15°C — до глубины 0,6 м, близкая к нулю ($0,1\dots-0,1^{\circ}\text{C}$) — на 3,2 м и сохраняется около пяти месяцев (март–июль).

На основе полученной информации можно констатировать, что ареалы одного подтипа мерзлотно-термического режима, характеризующего холодный период, пространственно разобщены. В общие географические закономерности распространения средней месячной наименьшей температуры, обусловленные зимней температурой воздуха, коррективы вносит снежный покров, мощность которого на побережье озера варьирует от 5 до 40 см.

В Прибайкалье уровень пространственного разнообразия средних месячных наименьшей и наибольшей температур существенно различается. Наибольшая температура почвы изменяется на глубине 0,2 м от 14 до 18°C , 3,2 м — от 5 до 9°C , т. е. диапазон ее значений в отличие от наименьшей температуры по всему почвенному профилю практически одинаков и находится в пределах 4°C (см. рис. 3). Это позволило летний термический режим почвенной толщи по степени убывания прогревания и особенностям вертикального распределения температуры также дифференцировать на три подтипа.

Подтип температурного режима с интенсивным прогреванием почвенной толщи наблюдается как на юго-восточном побережье (Култук, Выдрино, Бабушкин), так и на юго-западном (Бол. Голоустное, Узур). Ему свойственна температура на глубине 0,2 м $18-16^{\circ}\text{C}$, 3,2 м — $9-7^{\circ}\text{C}$, глубина проникновения 15°C — до 0,8 м, 10°C — до 2,6 м. Подтип с умеренно интенсивным прогреванием почвенной толщи зафиксирован в отдельных местностях юго-восточного побережья (Слюдянка, Кабанск) и на о. Бол. Ушканий. Его характеризует температура $16-14^{\circ}\text{C}$ на глубине 0,2 м и $7-5^{\circ}\text{C}$ — на 3,2 м. Активные температуры проникают до глубины 0,8–1,2 м.

В отдельный подтип выделен температурный режим на северо-западном побережье (Байкальское). Для него свойственно интенсивное прогревание верхнего слоя почвенной толщи (до глубины 1,5 м) и умеренно интенсивное — нижнего. Снижение прогревания с глубиной обусловлено последствием зимнего термического режима почвы, характеризующегося интенсивным и длительным процессом промерзания.

Территориальная дифференциация подтипа температурного режима теплого периода наряду с зональной климатической составляющей определяется преимущественно местными природными условиями и общими физико-химическими и другими свойствами самой почвы, т. е. внутренними факторами. Ареалы одного подтипа летнего температурного режима, как и зимнего, пространственно разобщены. Кроме того, не совпадают и контуры подтипов температурного режима почв теплого и холодного периодов, что свидетельствует об особенностях проявления термических процессов в разные сезоны года.

При оценке мерзлотно-термических условий почвообразования весьма показательна средняя годовая температура. По данному показателю холодный подтип годового цикла характеризуется незначительной отрицательной величиной в самом верхнем слое почвы и положительной ($0,3-1,5^{\circ}\text{C}$) — в нижележащих слоях (Байкальское). Теплому подтипу свойственна средняя годовая температура $4-6^{\circ}\text{C}$ (Бабушкин, Выдрино), умеренному в остальных случаях — $2-4^{\circ}\text{C}$. Пространственное распределение средней годовой температуры почвы ближе к таковому наименьшей.

До сих пор мало внимания уделяется изучению пространственно-временных закономерностей реакции температуры почвы на вариации показателей климата приземного слоя атмосферы [5, 8–10]. Между тем глобальное потепление климата в XX в., особенно во второй его половине, признано мировым научным сообществом, хотя до сих пор остается нерешенной проблема убедительной количественной оценки вклада в этот процесс естественной и антропогенной составляющих.

Оценка реакции температуры почвы на климатические изменения в атмосфере проводилась по инструментальным измерениям на береговых метеорологических станциях, находящихся на островах Ольхон и Бол. Ушканий (см. рис. 1), поскольку лишь в этом случае нами получены наиболее полные (1964–2000 гг.) и качественные временные ряды.

Для юго-восточной части о. Ольхон (Узур) характерен засушливый (полузасушливый) фоновый тип климата с умеренно холодным летом и холодной малоснежной зимой. Климат о. Бол. Ушканий относится к засушливому типу с холодным летом, умеренно холодной и умеренно снежной зимой [11]. В целом можно отметить, что несмотря на расположение островов у разных берегов Байкала количественные показатели фоновых типов климата достаточно близки. Однако и в том, и в другом случае наблюдаются широкие диапазоны мезо- и микроклиматических ситуаций, что наряду с общим влиянием водных масс Байкала на термический режим приземного слоя воздуха обусловлено гористым рельефом.

Отражением геолого-геоморфологических и климатических факторов влияния на ландшафтную организацию островов стали растительность и почвенный покров, имеющие определенную общность [12, 13].

Общий характер изменения средней годовой температуры воздуха на Южном Байкале на протяжении XX в. соответствовал ходу глобальной температуры, но величина положительного линейного тренда в районе озера оказалась вдвое выше ($1,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ лет}$), чем в среднем для земного шара ($0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ лет}$) [14]. Причем на фоне отмеченного потепления климата рост годовой температуры в конце столетия выделился аномальной величиной и большой продолжительностью этого периода.

Не исключено, что столь выраженное в конце XX в. потепление климата во многих регионах, в том числе и в Прибайкалье, стало следствием природных процессов — совпадением усиливающих друг друга фаз наиболее значимых климатообразующих циклов повышения температуры воздуха. В Якутске, например, это выявленные по данным инструментальных наблюдений периоды в 300, 110 и 75 лет. Их совмещение, начавшееся в конце XX в., еще не достигло своего пика [15].

Столь заметное потепление климата инициировало повышение температуры почвы (см. рис. 4). На побережье как Ольхона, так и Бол. Ушканьего колебания средних годовых температур в почвенном профиле синхронны, а величины их с небольшим превышением в нижнем слое достаточно близки. Поэтому многолетняя динамика определялась по усредненным по всей почвенной толще значениям.

Путем пятилетнего скользящего сглаживания средней годовой температуры почвы за 1964–2000 гг. на о. Ольхон выявлено два хорошо выраженных периода ее повышения. Причем на ветви восходящего линейного тренда ($0,45\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$) последнее было наиболее интенсивным. Если за этот период усредненная по глубинам годовая температура почвы составила $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, то за 1990–2000 гг. она увеличилась на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует об устойчивой тенденции ее роста на этом временном отрезке, сопряженной с повышением средней годовой температуры воздуха ($0,36\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$) [16]. Многолетняя средняя годовая температура почвенного профиля на о. Бол. Ушканий на $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже, чем на о. Ольхон, но ее динамика за этот же период (тренд $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$) сходна.

В разной степени значимый положительный линейный тренд многолетнего хода температуры почвы характерен для большинства сезонов. Достаточно выраженная тенденция к повышению за последние 40 лет отмечалась у средних месячных наибольшей и наименьшей температур, причем на всех глубинах почвенного профиля. На глубине 1,6 м значения линейных трендов наименьшей температуры (март) составили соответственно на метеорологических станциях Узур и Бол. Ушканий $0,80$ и $0,52\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$, а наибольшей (сентябрь) — $0,43$ и $0,82\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Следовательно, рост средней годовой температуры почвы на байкальских островных побережьях обусловлен в основном суммарным эффектом роста температур практически во все сезоны года.

На островных побережьях в почвенных профилях с глубоким (до 2,4–2,8 м) и длительным сезонным промерзанием показатели наименьшей температуры на глубине 3,2 м долгое время не менялись, т. е. имели устойчивый характер положительных и отрицательных отклонений от средних многолетних величин, незначительно превышающих $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Только с 1989 г. отмечен явный их рост, т. е. выражен отклик температурной составляющей нижнего слоя почвенной толщи на резкое потепление климата последнего десятилетия XX в.

Можно предположить, что при дальнейшем сохранении тенденции потепления климата в этом слое температура почвы будет нарастать, а зона активной аккумуляции тепла расширится за счет смещения ее границы в глубь почвенной толщи. Температурная составляющая нижних горизонтов почвы также адекватно отреагировала на понижение температуры воздуха в 1965–1972 гг.

Мощность снежного покрова, оказывающая существенное влияние на температурный режим почв, на о. Бол. Ушканий несколько больше, чем на Ольхоне. Различается и ее многолетний ход (см. рис. 4), но тенденция роста свидетельствует о том, что в малоснежных районах основной вклад в особенности режима зимней температуры почвы вносит температура воздуха. Этот эффект усиливается при общем снижении мощности снега, например на побережье о. Ольхон, где снежный покров варьирует по годам от 2 до 29 см.

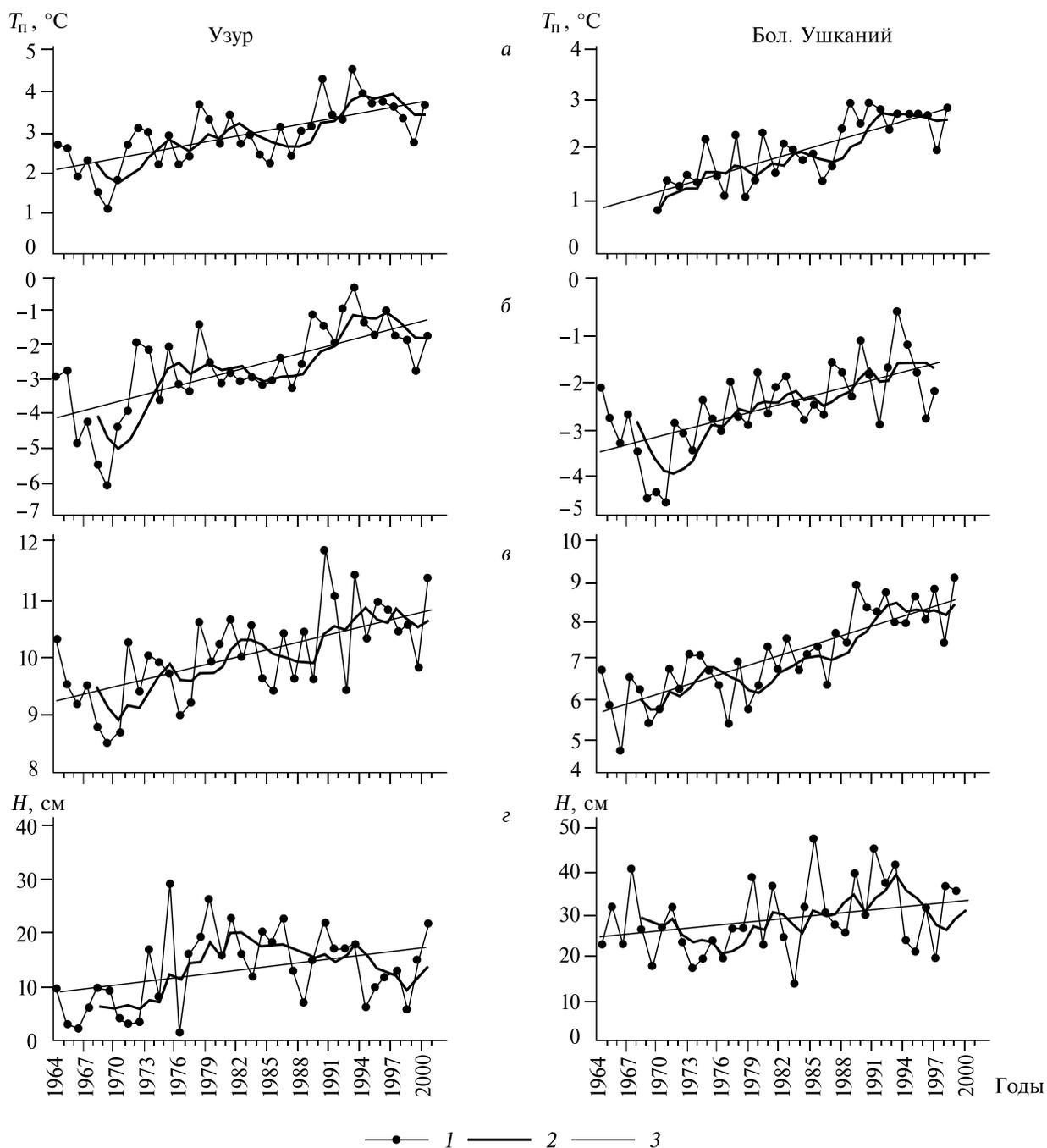


Рис. 4. Динамика температуры почвы за 1964–2000 гг.

1 — ее многолетний ход; 2 — скользящие пятилетние средние; 3 — линейный тренд усредненной по глубинам годовой (а), средней месячной наименьшей (б) и наибольшей (в) температуры почвы на глубине 1,6 м; з — высота снежного покрова.

Для определения региональных и локальных особенностей многолетних изменений температуры почвы проанализированы и более короткие (до 1996 г.) ее ряды на других метеорологических станциях байкальского побережья. Установлено, что температура почвы в той или иной степени повсеместно повышается, что согласуется с тенденцией современного глобального и регионального потепления климата. На юго-восточном побережье Байкала с повышенно влажным и умеренно теплым летом, умеренно холодной и умеренно снежной зимой [11] многолетняя средняя годовая температура почвы самая высокая на побережье и составляет 4,2 °С на ст. Бабушкин и 5,6 °С в Выдрино, а ее динамика близка к таковой байкальских островных побережий.

Несколько иначе складывается динамика температуры почвы на северо-западном побережье, где тип климата засушливый (полузасушливый) с холодным летом и умеренно суровой малоснежной зимой [11]. Здесь, как уже отмечалось, почва глубоко-сезоннопромерзающая, а средняя годовая температура почвенного профиля дифференцирована. Вместе с тем изменчивость ее по годам на всех глубинах синхронна, прослеживается и определенная тенденция роста. Причем, как и на островных побережьях, основной вклад в величину положительного тренда вносит экстремальное повышение температуры почвы последнего десятилетия XX в.

В этой ситуации особый интерес представляет динамика наименьшей температуры почвы на глубине 3,2 м, где в течение четырех месяцев (апрель—июль) она составляет 0 °С. Однако длительно-сезоннопромерзающий слой не смыкается с многолетней мерзлотой, которая здесь или глубоко залегает, или отсутствует в данном местоположении совсем, хотя этот район относится к островному ее распространению. Нулевая температура на этой глубине держится длительное время, но даже последнее аномальное потепление климата не вызвало повышения температуры почвы, по крайней мере по имеющимся в нашем распоряжении данным (до 1992 г.).

Таким образом, выявленные пространственные и временные закономерности реакции температуры почвы на изменения климата свидетельствуют о том, что в Прибайкалье со второй половины XX в. она повышается, причем наиболее яркие температурные изменения наблюдались в последнее десятилетие. Однако говорить об устойчивом ее росте по данным слишком короткого периода наблюдений можно лишь с большой осторожностью. Вместе с тем высокая синхронность многолетнего хода температуры воздуха и почвы [5] дает все основания для восстановления как минимум вековой динамики поля температуры почвы конкретных регионов и, в конечном счете, на глобальном уровне. Это чрезвычайно важно для оценки современного состояния сезонной и многолетней криолитозоны и ее динамики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Экологически** ориентированное планирование землепользования в Байкальском регионе. Байкальская природная территория. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2002.
2. **Трофимова И. Е.** Эколого-географические аспекты почвенно-климатических исследований на юге Восточной Сибири // География и природ. ресурсы. — 1994. — № 2.
3. **Трофимова И. Е.** Региональная оценка эколого-почвенно-тепловых ресурсов в Приуральской части Западно-Сибирской равнины // География и природ. ресурсы. — 1995. — № 2.
4. **Трофимова И. Е.** Оценка теплового состояния почв долин нижнего течения Оби, Иртыша и Тобола // География и природ. ресурсы. — 1988. — № 2.
5. **Трофимова И. Е., Буфал В. В., Густокашина Н. Н.** Многолетние изменения термического режима почв: методические аспекты // География и природ. ресурсы. — 2002. — № 4.
6. **Лещиков Ф. Н.** Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978.
7. **Байкал.** Атлас. — М.: Федер. служба геодезии и картографии России, 1993.
8. **Васильев И. С.** Реакция термического режима почвогрунтов Якутии на современные изменения климата // Метеорол. и гидрол. — 1999. — № 2.
9. **Гиличинский Д. А., Быховец С. С., Сороковиков В. А. и др.** Использование данных метеорологических станций для оценки тенденций многолетних изменений температуры почв на территории сезонной и многолетней криолитозоны России // Криосфера Земли. — 2000. — Т. 4, № 3.
10. **Буфал В. В., Густокашина Н. Н., Трофимова И. Е.** Изменение климата на территории Иркутской области в XX веке // Анализ и стохастическое моделирование экстремального стока на реках Евразии в условиях изменения климата. — Иркутск; Делфт: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004.
11. **Трофимова И. Е.** Типизация и картографирование климатов Байкальской горно-котловинной системы // География и природ. ресурсы. — 2002. — № 2.
12. **Природа** Ушканьих островов на Байкале. — М.: Наука, 1969.
13. **Михеев В. С.** Ландшафтный синтез географических знаний. — Новосибирск: Наука, 2001.
14. **Шимараев М. Н., Куимова Л. Н., Синюкович В. Н., Цехановский В. В.** О проявлении на Байкале глобальных изменений климата в XX столетии // Докл. РАН. — 2002. — Т. 383, № 3.
15. **Дучков А. Д., Балобаев В. Т.** Эволюция теплового и фазового состояния криолитозоны Сибири // Глобальные изменения природной среды. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001.
16. **Густокашина Н. Н., Бальбина А. С.** Климатические особенности Приольхонья // Шестое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу. — Томск, 2005.