НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 13—21

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345:551.583.001.18(235.221)

СОВРЕМЕННОЕ И ОЖИДАЕМОЕ В XXI В. ИЗМЕНЕНИЕ МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

С. С. Марченко

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, Россия
Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория, 480091, Алматы, а/я 138, Казахстан

По данным метеостанций Северного Тянь-Шаня зафиксирован рост значений средней летней, зимней и годовой температур воздуха. Тренд повышения средней годовой температуры воздуха за последние 100 лет в этом регионе составил 0,02 °С/год.

Геотермическими наблюдениями в диапазоне абсолютных высот 3300—3350 м в течение последних 23 лет выявлено повышение температур многолетнемерзлых пород в различных ландшафтных условиях на 0,2—0,6 °С. Среднее значение глубины сезонного протаивания в течение указанного периода увеличилось на 30 %.

Анализ рядов длиннопериодных наблюдений на метеостанциях Северного Тянь-Шаня позволил дать количественную оценку изменения основных метеорологических составляющих до 2020 г. На основе полученных зависимостей, методом численного моделирования дан прогноз изменения термического состояния многолетнемерзлых пород. К 2020 г. льдистые многолетнемерзлые породы в диапазоне абсолютных высот 3100—3400 м будут иметь безградиентный термический режим и произойдет разрыв слоя сезонного промерзания с кровлей многолетней мерзлоты. Увеличение абсолютных высот нижней границы распространения многолетней мерзлоты к 2020 г. может составить 200—250 м, сокращение площади островного распространения мерзлоты может достигнуть 20 %. Составлена прогнозная геокриологическая карта Центральной части Северного Тянь-Шаня, масштаб 1 : 200 000.

Альпийская криолитозона, изменения климата, прогноз, геокриологическое картографирование

PERMAFROST-CLIMATIC CONDITIONS IN THE NORTHERN TIEN SHAN: RECENT AND EXPECTED FOR 21th CENTURY CHANGES

S. S. Marchenko

Permafrost Institute P. I. Melnikov SB RAS, 677010, Yakutsk, Russia
Kazakhstan Alpine Geocryological Laboratory, 480091, Almaty, 138, Kazakhstan

Data from high-mountain weather stations situated in the Northern Tien Shan indicate a rise in mean summer, winter, and annual air temperatures. The mean annual air temperature for last 100 years in this region increased by 0,02 °C a year.

Geothermal observations conducted at altitudes of 3300—3350 m a.s.l. for the last 23 years indicate an increase in the permafrost temperature regime. The rise has been 0.2—0.6 °C for different landscape conditions. During the same period the average depth of seasonal thawing has increased by 30 %.

The analysis of long-term observations at the weather stations in the Northern Tien Shan has allowed a quantitative estimation of the dynamic, of a meteorological indexes till 2020. Numerical modeling shows that a rise in mean annual temperature by 2.5 °C may lead to an increase in the absolute altitudes of the lower permafrost boundary by 200—250 m and decrease in sporadic permafrost area by 20 %. On this basis the Predictive Map of Permafrost Distribution in Central Northern Tien Shan has been compiled at 1 : 200,000.

Alpine permafrost, climate change, forecast, mapping of permafrost

ВВЕДЕНИЕ

Анализ оценок изменения температуры приземного слоя воздуха для северного полушария, выполненный различными авторами показал, что с конца предыдущего столетия по настоящее время здесь происходит интенсивное потепление климата. По данным специалистов Межправительственного Совета по изменению климата (IPCC), за последние 100 лет глобальная температура поверхности Земли увеличилась на 0,3—0,6 °С [*Climate Change, 1995*]. Повышение тем-

© С. С. Марченко, 1999

пературы воздуха отмечается как в высоких, так и в умеренных широтах северного полушария. Так, за последние 70 лет среднефоновый прирост приземной температуры по Чуйской долине составил 2,5 °С, Иссык-Кульской котловине 1,5 °С, плато Тянь-Шань 0,4 °С [*Каримов, Гайнутдинова, 1996*]. Увеличение температуры воздуха в XX столетии в различных высокогорных регионах оценивается в 0,5—0,8 °С [*King et al., 1992*]. В связи с этим отмечается рост температур альпийской криолитозоны и деградация оледенения [*Haeberli et al., 1993; Haeberli, 1994; Wang and French, 1994; Gorbunov, 1995*].

Особенно заметное воздействие климатические изменения оказывают на современное оледенение, площадь которого интенсивно сокращается. На северном склоне Заилийского Алатау (Северный Тянь-Шань) общая площадь ледников за период 1955—1990 гг. сократилась на 83,73 км^2, что составляет 29,1 % от общей площади на 1955 г., а средняя скорость отступания концов ледников за этот же период составила 8,5 м/год [*Вилесов, Уваров, 1997*].

Увеличение скорости движения каменных глетчеров также является следствием климатического воздействия. Изменение пластических свойств содержащегося в них льда, в результате термического воздействия окружающей среды, является одним из определяющих факторов динамики этих образований. На одном из участков каменного глетчера Городецкого в Заилийском Алатау, скорость движения его фронтального уступа увеличилась с 40 см/год в 1977—1980 гг. до 90 см/год в 1980—1990 гг., а в период 1994—1997 гг. его скорость возросла до 160 см/год.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что изменения климата уже повлекли за собой преобразования криогенного ландшафта. Если эта тенденция сохранится в будущем — это может привести к дальнейшей активизации деструктивных мерзлотно-геологических процессов и явлений, которые могут носить катастрофический характер (например гляциальные сели, оползни). Поэтому одной из важнейших задач является прогноз мерзлотно-климатических изменений в регионе и в соответствии с этим своевременное принятие мер по предотвращению экстремальных экологических ситуаций.

МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

По данным высокогорных метеостанций Северного Тянь-Шаня наблюдается рост средней летней, зимней и годовой температур воздуха. Динамика изменения температурных показателей по ряду метеостанций, расположенных на различных высотных уровнях в Заилийском Алатау, приведена в табл. 1 и на рис. 1. В качестве критерия оценки климатических изменений (см. табл. 1) в период инструментальных наблюдений использована разность средних значений температуры воздуха (ΔT) за последние (1977—1996 гг.) и первые двадцать лет наблюдений.

По данным гидрометеорологической обсерватории (ГМО) Алматы в течение последних 117 лет средняя годовая температура воздуха увеличилась на 2,1 °С, а среднее значение температуры воздуха за холодный период, который на этом высотном уровне равен трем зимним месяцам, возросло на 3,4 °С. При этом наибольший рост температур наблюдался в первые два десятилетия XX в. (см. рис. 1), что отмеча-

Таблица 1. **Значения средних годовых и средних за холодный период температур воздуха и их изменения по метеостанциям центральной части Заилийского Алатау**

Метеостанция	Абс. высота, м	Период наблюдений, годы	Среднее значение температуры, °С			ΔT, °С	Продолжительность холодного периода, мес.
			весь период наблюдений	первые 20 лет	1977—1996 гг.		
ГМО Алматы	847	1879—1996	8,5 / −6,0	7,3 / −8,0	9,4 / −4,6	2,1 / 3,4	XII-II
Усть-Горельник	1936	1937—1996	4,0 / −3,8	3,8 / −4,2	4,2 / −3,8	0,4 / 0,4	XI-III
Верхний Горельник	2254	1937—1996	3,2 / −4,3	3,1 / −4,6	3,5 / −4,1	0,4 / 0,5	XI-III
Бол. Алматинское Озеро	2506	1932—1996	1,2 / −6,4	0,9 / −7,0	1,5 / −6,1	0,6 / 0,9	XI-III
Мынжилки	3017	1937—1996	−1,9 / −7,1	−2,2 / −7,5	−1,5 / −6,8	0,7 / 0,7	X-IV

Примечание. Значения, указанные в числителе, характеризуют средние годовые показатели температуры воздуха, в знаменателе — средние за холодный период (с отрицательной средней месячной температурой воздуха за весь период наблюдений). ΔT — разность двадцатилетних средних значений температуры в течение 1977—1996 гг. и в первые 20 лет наблюдений.

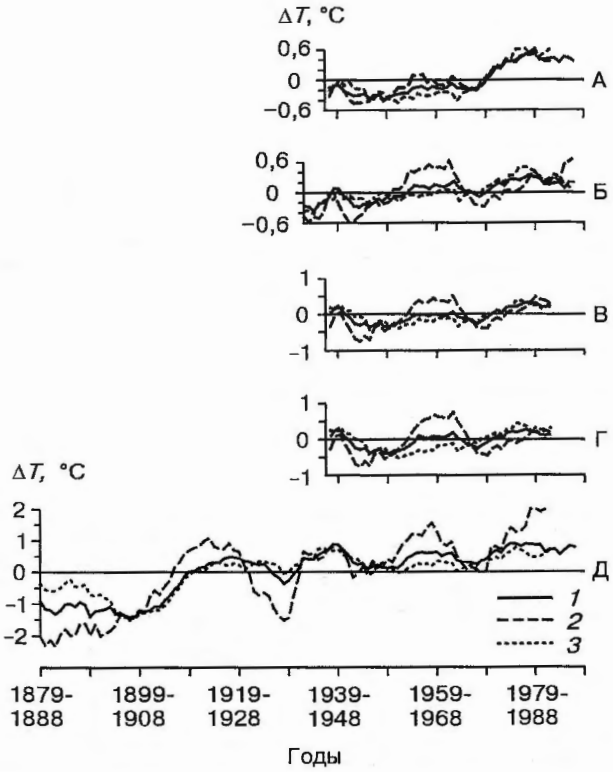

Рис. 1. Отклонения средних значений температур воздуха от нормы, сглаженные десятилетними скользящими средними.

1 — средние годовые, *2* — средние за холодный период, *3* — средние летние. Данные по метеостанциям: А — Мынжилки, Б — Бол. Алматинское Озеро, В — Верхний Горельник, Г — Усть-Горельник, Д — ГМО Алматы.

ется и в других регионах северного полушария [*Кондратьев, Никольский, 1995*].

Для выявления направленности процесса наибольшую информативную ценность представляют сведения о характере изменения экстремальных значений. На рис. 2 показан ход минимальных и максимальных значений средней месячной температуры воздуха в зимний и летний периоды и их линейные тренды по данным ГМО Алматы. Во всех случаях тренд имеет восходящий характер. Наибольшие его значения отмечаются в течение зимнего периода (см. рис. 2,*а*, *в*). Так, рост минимальных значений средней месячной температуры в течение зимнего периода с конца прошлого века составил 4,3 °С, а максимальных 3,1 °С, в то время как аналогичные характеристики для трех летних месяцев имеют значения соответственно 1,2 °С и 1,7 °С (см. рис. 2,*б*, *г*).

Количество атмосферных осадков (рис. 3) имеет общую тенденцию к увеличению по сравнению с концом прошлого века. Повышение их

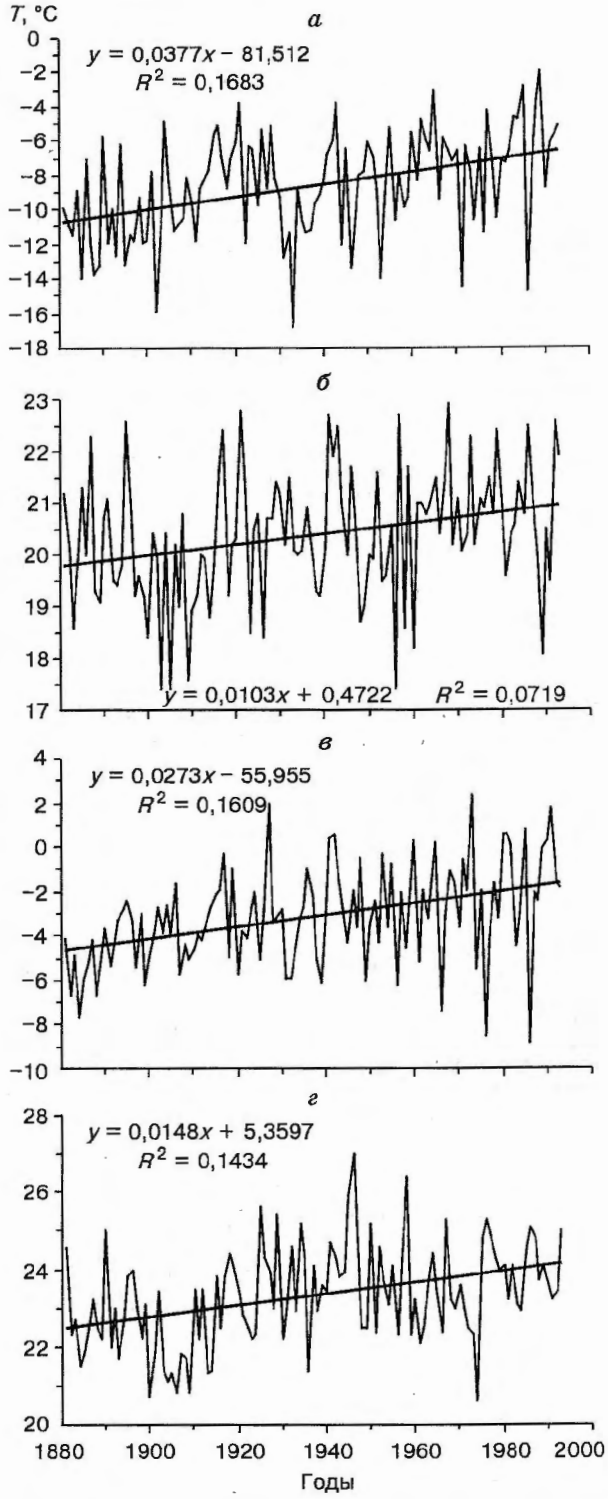

Рис. 2. Ход экстремальных значений средней месячной температуры воздуха по данным ГМО Алматы и их линейный тренд.

а, *б* — минимальные значения в течение зимнего и летнего периода соответственно; *в*, *г* — максимальные значения в течение зимних и летних месяцев соответственно.

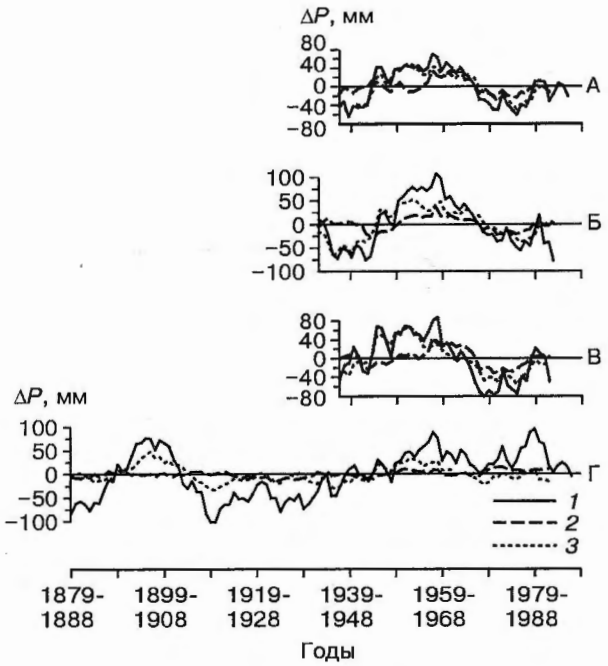

Рис. 3. Отклонения суммы осадков от среднего значения, сглаженные десятилетними средними.

1 — годовые суммы, *2* — в течение холодного периода, *3* — суммы летних осадков. Данные по метеостанциям: А — Мынжилки, Б — Бол. Алматинское Озеро, В — Усть-Горельник, Г — ГМО Алматы.

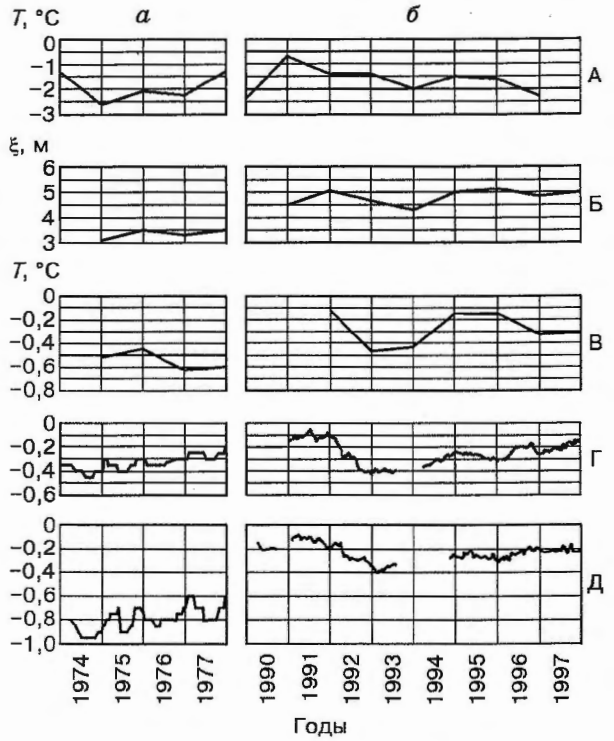

Рис. 4. Изменение температуры воздуха, глубины сезонноталого слоя и температуры многолетнемерзлых пород в скважинах на перевале Жусалыкезен (Северный Тянь-Шань, хр. Заилийский Алатау, абс. высота 3330 м).

А — значения средней годовой температуры воздуха по данным метеостанции Мынжилки, Б — глубина сезонного протаивания, ξ (скв. № 2), В — температура на глубине 5 м (скв. № 2), Г — температура на глубине 14 м (скв. № 2), Д — температура на глубине 15 м (скв. № 1).

годовых сумм в районе города Алматы за последние 117 лет составил 65—70 мм. Существенное снижение годовых сумм осадков (на 80—100 мм) наблюдалось в первые десятилетия XX в., в то время как температура воздуха в этот период активно возрастала. Сопоставление цикличности количества осадков и температуры воздуха показывает, что колебания этих метеорологических компонентов могут происходить как в одной фазе (период 1950—1990 гг.), так и в противофазе (1880—1910 гг.).

Многолетнемерзлые породы, особенно слой годовых колебаний температуры, обладают высокой чувствительностью к изменениям теплового режима на поверхности. В Заилийском Алатау на абсолютных высотах 3320—3350 м геотермические наблюдения в течение последних 23 лет показали наличие восходящего тренда в динамике температурного режима мерзлых толщ, который в зависимости от льдистости отложений и ландшафтных условий расположения скважины составил 0,2—0,6 °С (рис. 4).

Максимальное повышение температуры многолетнемерзлых толщ наблюдалось в 1991 г., когда ее значения на глубинах 14—15 м поднимались до отметки −0,1 °С. В это же время глубина сезонного протаивания впервые за весь период наблюдений достигла значения 5,0 м. При этом максимум средней годовой температуры воздуха на этом отрезке времени был отмечен годом ранее (см. рис. 4,*а*, *б*). Увеличение мощности сезонноталого слоя относительно температуры воздуха имело сдвиг по фазе 1 г. и в 1995 г. Характерно, что подобная инертность деятельного слоя проявляется при его мощности более 4,5 м, тогда как в первоначальный период наблюдений (1974—1977 гг.) эти значения не превышали 3,5 м и изменение глубины сезонного протаивания происходило синхронно с колебаниями температуры воздуха.

Увеличение среднего значения глубины сезонноталого слоя с 1974 по 1997 гг., в различных пунктах наблюдений составило 30 %, максимальное — 38 %. Как было показано выше, это вызвано общим потеплением климата в регионе.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

На сегодняшний день имеется достаточно много работ, посвященных исследованию временных рядов с целью изучения периодичности метеорологических величин. Выделение основных структурных элементов ряда (элементарных гармоник с определенными периодами) с дальнейшей экстраполяцией только этих составляющих неоднократно использовалось в мировой практике [*Миланкович, 1939; Дзердзеевский, 1968; Дроздов, Григорьева, 1971; Currie, 1981; Ершов и др., 1996*].

Для получения спектра ряда среднегодовых температур воздуха, зафиксированных на ГМО Алматы, использован метод Диминга [*Deeming, 1975*]. Анализ показал, что основными образующими ритмами хода средней годовой температуры воздуха здесь являются периоды продолжительностью 182; 81; 22; 8 и 3,4 года. Полученные периоды могут быть сопоставлены с 80-90-летним ритмом солнечной активности и 22-летней периодичностью перемены магнитной полярности солнечных пятен, что может являться дополнительным прогностическим признаком. Кривая, синтезированная на основе полученных данных (рис. 5), показала удовлетворительное совпадение периодов повышения и падения температуры, отраженных натурной кривой в течение инструментальных наблюдений.

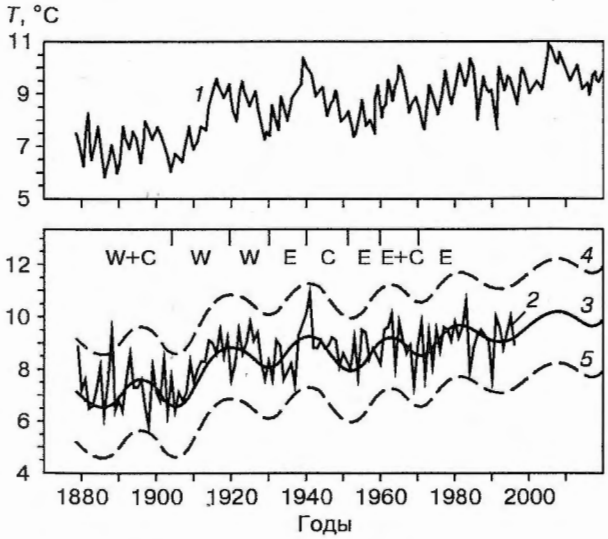

Рис. 5. Анализ векового хода средней годовой температуры воздуха по данным ГМО Алматы и прогноз до 2020 г.

1 — кривая, полученная в результате гармонического синтеза; *2* — ход средней годовой температуры воздуха по данным метеостанции; *3* — синтетическая кривая, отфильтрованная низкочастотным фильтром; *4, 5* — отклонения от расчетных значений с 5 и 95 % -й обеспеченностью соответственно; W, C, E — формы циркуляции атмосферы по Г. Я. Вангенгейму и их временные интервалы.

Сопоставление ритмов изменения температуры воздуха с формами циркуляции атмосферы по классификации Г. Я. Вангенгейма показало, что переход от одной формы циркуляции к другой происходит вблизи точек экстремума 22-летнего цикла изменения температуры (см. рис. 5). Известно, что изменение числа суток с формами циркуляции атмосферы, выделенные Вангенгеймом W, C, E отражают направление воздушного потока в средней тропосфере и описываются параболическим трендом. Этот процесс в настоящее время является достаточно точно прогнозируемым, и в виду его тесной корреляции с термическим режимом приземного слоя воздуха, для исследуемого региона, это может служить надежным предиктором.

Для прогнозной оценки возможного изменения температуры воздуха в будущем рассматривались два варианта. В первом варианте предполагается, что температура воздуха будет изменяться в соответствии с естественно-природной динамикой климата. Второй предусматривает возможное глобальное потепление с наложением фактора парниковых газов.

Согласно оценкам, полученным ранее, ожидаемое антропогенное повышение средней глобальной температуры воздуха к 2025 г. составит 2 °С, а к середине XXI в. оно достигнет 3—4 °С [*Предстоящие изменения..., 1991*]. Анализ более поздних данных позволяет считать, что возможному влиянию парникового эффекта при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере будет соответствовать повышение средней глобальной температуры в пределах 1,5—2,0 °С [*Кондратьев, 1996; Velichko et al., 1995*]. Принимая во внимание тенденции изменения глобального климата и основываясь на полученных прогнозных данных, можно предположить, что для высокогорных районов Северного Тянь-Шаня ожидаемое повышение температуры к 2020 г. может составить 2,5—2,8 °С по сравнению с концом XIX в.

Для целей геокриологического прогноза наибольшее значение имеет количество осадков, выпадающих в течение холодного периода. Увеличение снегоотложений даже при неизменной температуре воздуха может вызвать повышение температуры мерзлых толщ и увеличение глубины сезонного протаивания.

Предполагаемое изменение количества осадков в течение холодного периода было принято на основе синтетической кривой, полученной по аналогии с температурными данными. Основными образующими гармониками хода количества осадков в холодный период являются 140, 64, 20—24, и 7-8-летние циклы. На рис. 6 представлена прогнозная кривая хода изменения

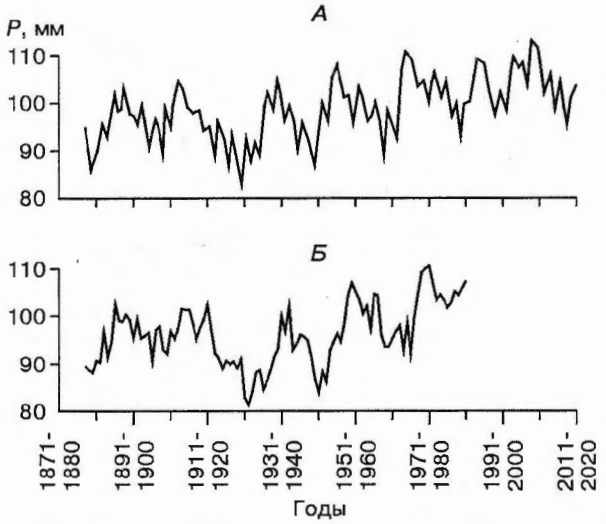

Рис. 6. Анализ векового хода значений сумм осадков в течение холодного периода в районе города Алматы и прогноз до 2020 г.

А — синтетическая кривая, *Б* — по данным наблюдений ГМО Алматы.

количества осадков в течение холодного периода и данные инструментальных наблюдений по ГМО Алматы, осредненные по десятилетиям. В соответствии с прогнозом можно предположить, что в начале XX столетия их количество возрастет, а в интервале 2010—2020 гг. уменьшится. Близкие по существу оценки были получены Н.М. Борщевой [*1989*] на основе реконструкции и прогноза осадков холодного периода в Заилийском Алатау по дендрохронологическим данным.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Для приближенной прогнозной оценки реакции многолетней криолитозоны Северного Тянь-Шаня на предполагаемые климатические изменения проведена серия расчетов по программе, представляющей реализацию разностного алгоритма численного решения одномерной многофронтовой задачи типа Стефана. На верхней границе расчетной области задавались граничные условия 3-го рода, на нижней — постоянное значение теплопотока, характерное для исследуемого района, 25—30 мВт/м^2.

В качестве примера рассматривался район перевала Жусалыкезен (Северный Тянь-Шань, хр. Заилийский Алатау, 43°05′ с.ш., 76°55′ в.д., абс. высота 3336 м). В этом месте, в диапазоне абсолютных высот 3320—3350 м, расположена сеть термометрических скважин и, начиная с 1973 г., проводятся работы по программе геокриологического мониторинга. В течение расчетного периода 1980—1995 гг. в качестве верхних граничных условий задавались средние многолетние данные средней месячной температуры воздуха и мощности снежного покрова. В дальнейшем производилось изменение входных параметров до прогнозных значений. Теплофизические и влажностные характеристики грунтов задавались в соответствии с данными реальных геологических разрезов. Расчет производился для слабольдистых (до 5 %) и льдистых (до 40 %) рыхлых отложений, а также для скальных пород.

Прогностические расчеты охватывают период 1995—2020 гг. При этом оценивались динамика изменения температуры горных пород по глубине (рис. 7) и изменение мощности сезонно-талого слоя (рис. 8). Согласно расчетам, на конец прогнозного периода льдистые мерзлые толщи будут иметь практически безградиентный термический режим и произойдет разрыв слоя сезонного промерзания с кровлей многолетней мерзлоты. Глубина залегания кровли мерзлых пород к 2020 г. составит примерно 5,7 или 6,5 м, в зависимости от принимаемого варианта климатических изменений. Мощность слоя сезонного промерзания колеблется в пределах 4,5—5,2 м. В дальнейшем расчеты проводились для диапазона абсолютных высот 2700—4000 м, с шагом по высоте 100 м.

Как показали расчеты, наиболее существенные преобразования произойдут в грунтах с низким содержанием влаги в подпоясах островного

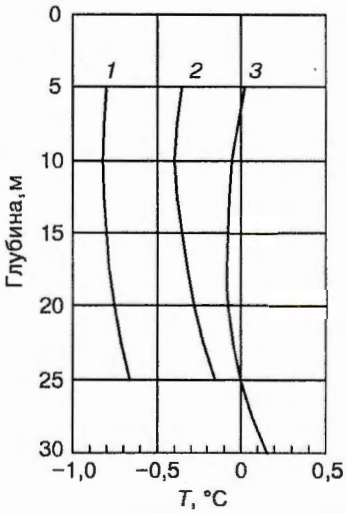

Рис. 7. Геотермические профили в рыхлообломочных, льдистых (до 40 %) отложениях в районе перевала Жусалыкезен (скв. № 1).

1, *2* — соответственно 1975 и 1995 гг. (по данным термометрии); *3* — прогнозная кривая в соответствии с естественно-природной динамикой климата (2020 г.).

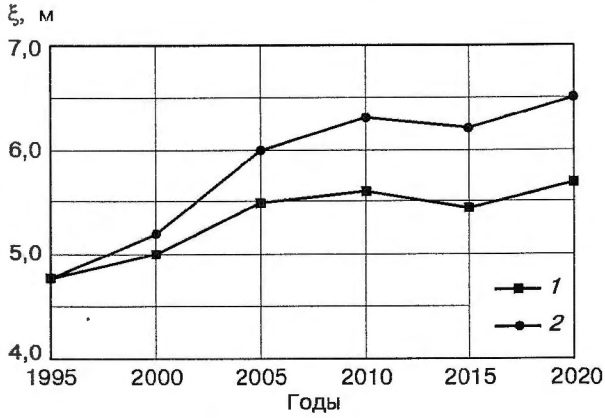

Рис. 8. Прогноз изменения глубины сезонноталого слоя (ξ) в рыхлообломочных льдистых отложениях Северного Тянь-Шаня (абс. высота 3300 м).

1 — при естественной динамике климата; *2* — с учетом возможного глобального потепления.

и прерывистого распространения мерзлых пород (2700—3500 м). У нижней границы этих высотных зон будет наблюдаться исчезновение небольших по площади островов мерзлоты, другие уменьшатся в размерах. В итоге произойдет увеличение абсолютных высот нижней границы распространения многолетней мерзлоты, которое к 2020 г. может составить около 200—250 м.

В табл. 2 показано высотное положение границ геокриологических подпоясов, их площадь, величина изменения высотных границ (ΔH) и площадей (ΔS) в пределах пояса многолетнего промерзания горных пород, в соответствии с прогнозом на 2020 г.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Решение подобных задач предусматривает создание геокриологических прогнозных карт, которые позволяют оценить преобразования высокогорной криолитозоны в целом. С этой целью на основе расчетных данных была составлена геокриологическая прогнозная карта масштаба 1 : 200 000, отражающая региональные закономерности изменения высотных границ и площадей распространения многолетнемерзлых пород для исследуемого региона (рис. 9).

В основу методики картографирования был положен принцип геокриологической высотной поясности [*Горбунов, 1976*]. На карте показаны границы распространения сплошной, прерывистой и островной мерзлоты, в пределах пояса многолетнего промерзания горных пород. Как показали расчеты, на абсолютных высотах до 3600 м на южных и до 3400 м на склонах других экспозиций, к 20 г. будущего столетия в рыхлообломочных отложениях могут образовываться несливающиеся многолетнемерзлые толщи. Это обстоятельство позволило выделить область распространения несливающейся мерзлоты.

При построении карт использован подход, при котором учитывались различия в расположении высотных границ геокриологических подпоясов на северном и южном макросклонах, имеющих наибольшие контрасты термического режима горных пород. Основой для определения этих высотных уровней явились следующие предпосылки:

— разница по абсолютной высоте расположения концов ледников на северном и южном макросклонах в Заилийском Алатау составляет 200—250 м [*Каталог ледников..., 1976*];

Таблица 2. Высотное положение границ на северном и южном макросклонах (м, абс.), площади геокриологических подпоясов и изменение высоты их нижних границ (ΔH) и площади (ΔS) в соответствии с прогнозом на 2020 г. для Северного Тянь-Шаня

Характеристики геокриологических подпоясов	Геокриологические подпояса						Высотные границы распространения несливающейся мерзлоты	
	сплошного распространения ММП		прерывистого распространения ММП		островного распространения ММП			
	С	Ю	С	Ю	С	Ю	С	Ю
Современное состояние								
Высотное положение	>3500	>3600	3500—3200	3600—3400	3200—2700	3400—3000	—	—
Площадь, км^2	2146		1656		1807		—	
Прогноз на 2020 г.								
Высотное положение	>3550	>3700	3550—3300	3700—3500	3300—2900	3500—3250	3400—2900	3600—3250
Площадь, км^2	2034		1498		1447		2246	
ΔH, м	50	100	100	100	200	250		
ΔS, км^2	112		158		360			
ΔS, %	5,2		9,5		19,9			

Примечание. Прочерк — отсутствуют данные, позволяющие выделить границы и площадь распространения данной области.

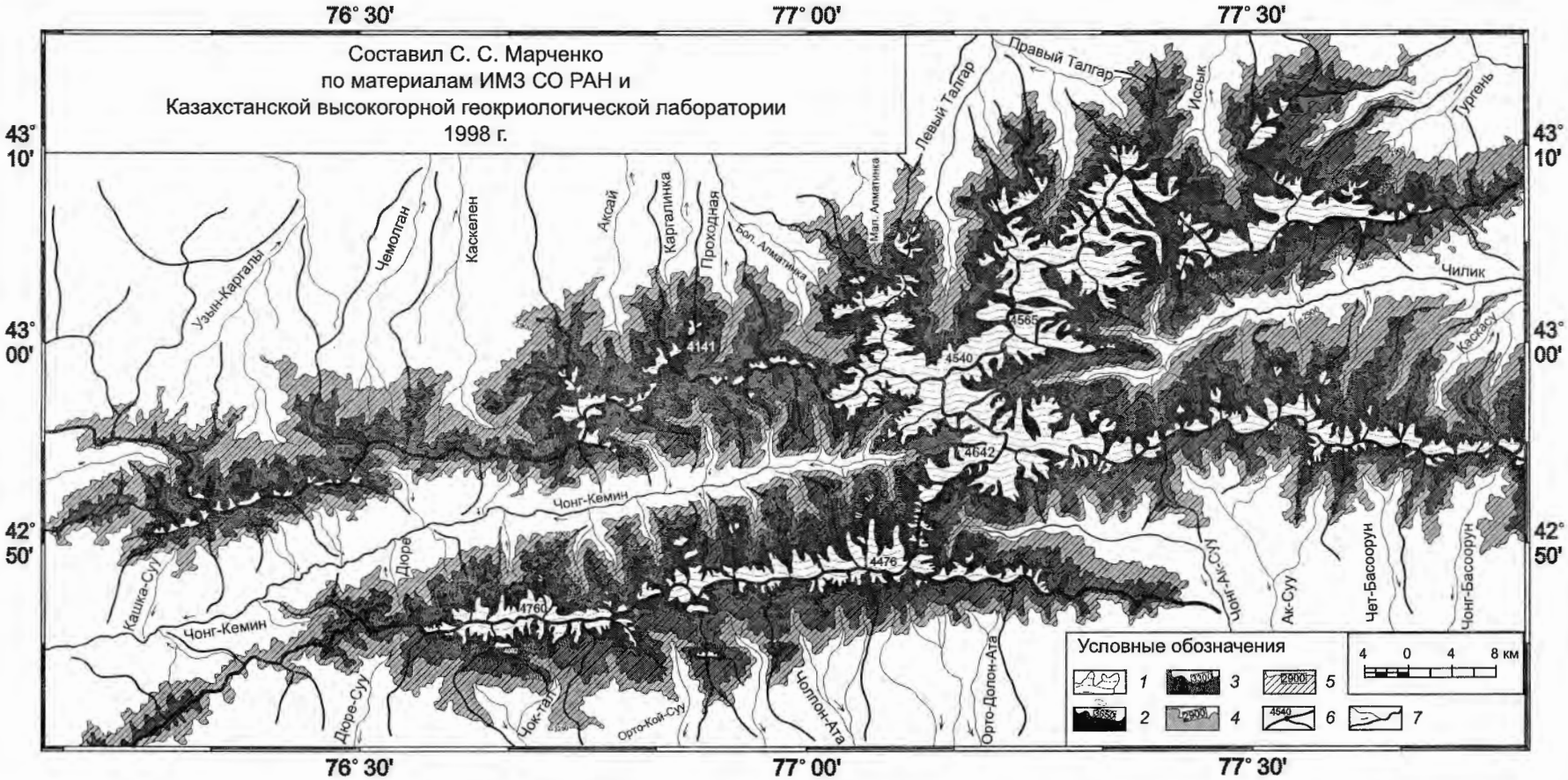

Рис. 9. Прогнозная карта распространения многолетнемерзлых пород в центральной части Северного Тянь-Шаня на 2020 г.

1 — границы оледенения; *2* — область сплошного распространения многолетней мерзлоты; *3* — область прерывистого распространения многолетней мерзлоты; *4* — область распространения островной многолетней мерзлоты; *5* — область распространения несливающейся мерзлоты; *6* — водоразделы между главными бассейнами, вершины и их абсолютные отметки; *7* — реки.

— разность высот приведенной фирновой линии между северным и южным склонами хребта на всем его протяжении остается постоянной и составляет в среднем 200—220 м [*Северский, Благовещенский, 1983*];

— геотермические наблюдения в Заилийском Алатау на абсолютной высоте 3300 м показали, что разница в температурах грунтов на южном и северном склонах на глубине 15—20 м составляет 1,5—2 °С.

Принимая величину гипсогеотермического градиента равной 0,65 °С/100 м для Заилийского Алатау [*Горбунов, 1986*], перепад высот с эквивалентными значениями температуры в однотипных по морфологии и составу породах для северного и южного склонов составит 250—300 м. Таким образом, разница в высотном положении нижней границы геокриологических подпоясов на северном и южном макросклонах для Заилийского Алатау будет составлять:

— сплошной мерзлоты — 50—100 м;
— прерывистой — 150—200 м;
— островной — 250—300 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогнозная оценка изменения климата в ближайшие десятилетия показала, что самые неблагоприятные условия для существования альпийской криолитозоны в Северном Тянь-Шане можно ожидать в период 2005—2015 гг. — в это время ожидается максимум потепления в течение последних 200 лет.

Увеличение абсолютных высот нижней границы распространения многолетней мерзлоты к 2020 г. может составить около 200—250 м. Сокращение площади островного распространения мерзлых пород к этому моменту может достигнуть 20 %. Ниже высотного уровня 3400 м будет образовываться мерзлота несливающегося типа с глубиной залегания кровли 6—7 м.

Автор благодарит С. А. Курашкина за помощь при проведении термометрических наблюдений, д-ра А. В. Кусакина и д-ра В. П. Горанского, сотрудников Государственного астрономического института им. Штернберга, М. Брегера (Dr. M. Breger), Астрономический институт в Вене за любезно предоставленные программы, реализующие методы спектрального оценивания. Особую признательность автор выражает сотрудникам кафедры геокриологии геологического ф-та МГУ Н. А. Барановой и А. В. Медведеву за консультации и участие в создании вычислительных процедур решения задач теплообмена.

Литература

Борщева Н. М. Реконструкция осадков холодного периода в Заилийском Алатау дендрохронологическими методами // Ледники, снежный покров и лавины в горах Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1989, с. 126—132.

Вилесов Е.Н., Уваров В. Н. Колебания горных ледников как индикатор изменения климата // Гидрометеорология и экология. Алматы, 1997, № 3, с. 165—175.

Горбунов А. П. Криосфера земной коры горных стран // Вопросы криологии Земли. М., 1976, с. 36—48.

Горбунов А. П. Криолитозона Центрально-азиатского региона. Якутск, 1986, 57 с.

Дзердзеевский Б. Л. Флюктуации климата и проблема сверхдолгосрочного прогноза // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 5, с. 43—55.

Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 158 с.

Ершов Э. Д., Максимова Л. Н., Медведев А. В. Комплексная методика определения верхних граничных условий для целей геокриологического прогноза (на геологические и исторические отрезки времени) // Мат-лы первой конф. геокриологов России, т. 2. М., 1996, с. 292—308.

Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Изменения регионального климата, обусловленные природными факторами и антропогенным воздействием // Тез. докл. Междунар. конф. „Высокогорные исследования: изменения и перспективы в XXI веке". Бишкек, 1996, с. 244.

Каталог ледников СССР. Т. 13. Центральный и Южный Казахстан, вып. 2. Бассейн оз. Балхаш, ч. 1—7. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 79 с.

Кондратьев К. Я. Новые тенденции в исследованиях глобального климата // Изв. РГО, 1996, т. 128, вып. 6, с. 47—54.

Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Солнечная активность и климат. 1. Данные наблюдений. Конденсационная и озонная гипотезы // Исследования Земли из космоса. 1995, вып. 5, с. 3—17.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л., ГОНТИ, 1939, 207 с.

Предстоящие изменения климата // Совместный советско-американский отчет о климате и его изменениях / Под ред. М. И. Будыко, Ю. А. Израэля, М. С. Маккракена, А. Д. Хекта. Л., Гидрометеоиздат, 1991, 271 с.

Северский И. В., Благовещенский В. П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата, Наука, 1983, 220 с.

Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group 1 to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press. 1995, 467 p.

Currie R. G. Solar Cycle Signal in Air Temperature in North America: Amplitude, Gradient, Phase and Distribution // J. Atmos. Sci., 1981, vol. 38, p. 808—818.

Deeming T. J. Fourier Analysis with Unequally-Spaced Data // Astrophys. and Space Sci., 1975, vol. 36, p. 137—158.

Gorbunov A. P. The Warming of Permafrost of the Tien Shan // Global Changes and Geography. Moscow, 1995, p. 125 (Abstruct).

Haeberli W. Accelerated Glacier and Permafrost Changes in the Alps // Mountain Environments in Changing Climates / M. Beniston (Ed.). Routledge, London and New York, 1994, p. 91—107.

Haeberli W., Guodong C., Gorbunov A. P., Harris S. A. Mountain Permafrost and Climatic Change // Permafrost and Periglacial Processes, 1993, vol. 4, p. 165—174.

King L., Gorbunov A. P., Evin M. Prospecting and Mapping of Mountain Permafrost and Associated Phenomena // Permafrost and Periglacial Processes, 1992, vol. 3, p. 73—81.

Velichko A. A., Borisova O. K., Zelikson E. M., Nechayev V. P. Permafrost and Vegetation Response to Global Warming in North Eurasia // Biotic Feedbacks in the Global Climatic System. New York, Oxford. Oxford Univ. Press, 1995, p. 134—156.

Wang B., French H. M. Climate Controls and High-Altitude Permafrost, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China // Permafrost and Periglacial Processes, 1994, vol. 5, p. 87—100.

Поступила в редакцию
20 октября 1998 г.