

УДК 551.524.2/3

**ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ОБЩАЯ ОБЛАЧНОСТЬ В
ПРЕДЕЛАХ ЗАИЛИЙСКО-КУНГЕЙСКОЙ ГОРНОЙ
ЛЕДНИКОВОЙ СИСТЕМЫ**

Доктор геогр. наук

П.А. Черкасов

Описана методика второго варианта расчёта средней суточной температуры воздуха и общей облачности в зависимости от высоты места в пределах Заилийско-Кунгейской ледниковой системы.

Метод, изложенный в статье [3], позволяет определять для каждого ледника ледниковой системы среднюю суточную температуру воздуха в трёхмерном пространстве за любой день года. Но, к сожалению, результаты этих расчётов не несут информацию о ежедневно меняющихся погодных условиях в горах, особенно о ходе общей облачности – главного фактора изменения режима солнечной радиации и, соответственно, абляции снега и льда. Поэтому точность расчёта изменения средней суточной температуры воздуха в зависимости от высоты места ограничена.

В то же время установлено, что летом (май – сентябрь) изменение температуры воздуха с высотой носит линейный характер. Это позволяет определять среднюю суточную температуру воздуха в заданной точке на леднике с помощью температурных градиентов γ . В Заилийском Алатау средний многолетний градиент средней суточной температуры воздуха γ_0 в интервале высот предгорная равнина – субледниковая зона, подсчитывался по формуле

$$\gamma_0 = \frac{T_{zn} - T_{zg}}{\Delta z}, \quad (1)$$

где T_{zn} и T_{zg} – соответственно, температура воздуха на нижней и верхней высотной отметке z ; Δz – превышение между отметками, сотни метров. В мае и сентябре γ_0 равен 0,65 °/100 м, в июне и июле – 0,69 °/100 м, в августе – 0,68 °/100 м. Они совпадают с градиентами за эти же месяцы года в Джунгарском Алатау.

Но ото дня ко дню погода (особенно состояние общей облачности) не остаётся постоянной. К.Я. Кондратьев и др. [2] выделяют три проявления радиационного воздействия облаков на температурный режим нижней (подоблачной) тропосферы по сравнению с условиями безоблачного неба: 1 – парниковый эффект, обуславливающий ослабление радиационного выхолаживания; 2 – альбедный эффект, приводящий к уменьшению прогрева воздуха; 3 – приземный эффект, приводящий к уменьшению прогрева воздуха за счёт потоков скрытого и явного тепла. Суммарное воздействие этих эффектов во всех случаях способствует формированию устойчивого профиля температуры, т. е., в конечном итоге, – уменьшению вертикального градиента температуры воздуха.

Поэтому появилась насущная необходимость исследовать вертикальный градиент температуры воздуха с учётом общей облачности для летних месяцев года. На материалах изучения ледников Джунгарского Алатау была установлена связь изменения общей облачности (в баллах) над горным рельефом θ , (полученная как средняя декадная из средних суточных значений) с высотой в пределах двух высотных интервалов: 1– предгорная равнина, $z = 500 \dots 800$ м над уровнем моря – субледниковая зона, $z = 2900 \dots 3100$ м над уровнем моря на расстоянии между станциями $40 \dots 50$ км; 2 – в высокогорной зоне, на ледниках, в интервале высот $3100 \dots 3700$ м над точками, отстоящими друг от друга на расстоянии $3 \dots 5$ км (рис. 1).

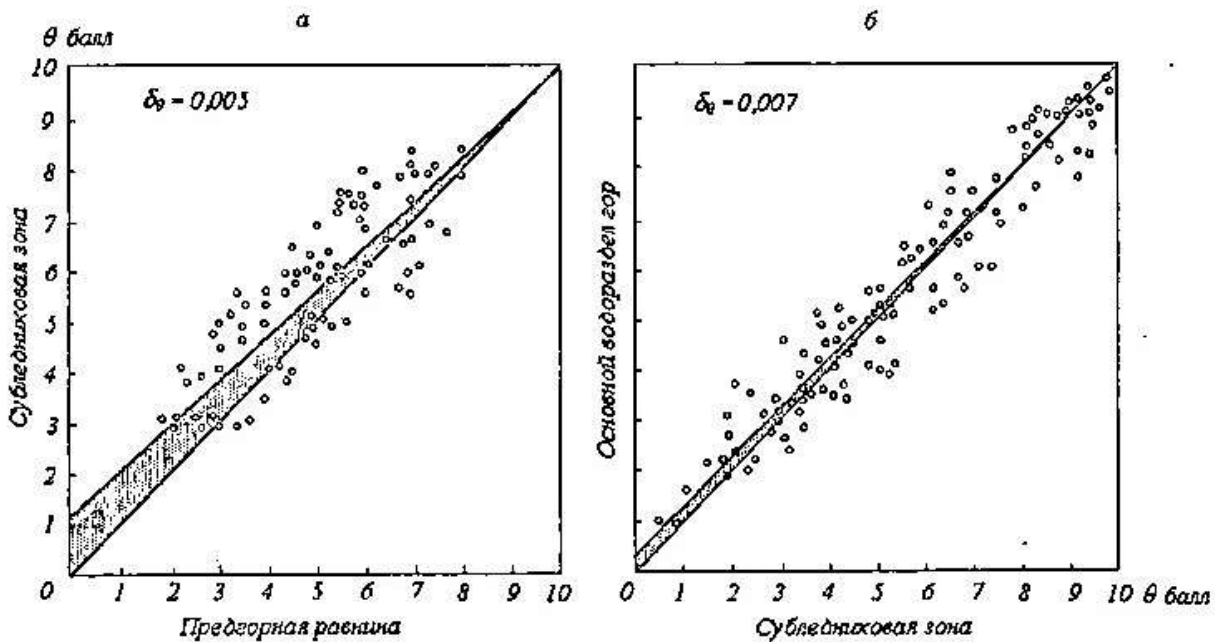


Рис. 1. Связь общей облачности θ между предгорной равниной и субледниковой зоной гор (а) и между субледниковой зоной и основным водоразделом гор (б). Заштрихованный сектор – средний диапазон

различий общей облачности в заданных высотных интервалах в зависимости от её количества.

В первом случае коэффициент корреляции связи r равен 0,84, а во втором – 0,96. В обоих случаях эта связь определяется уравнением вида:

$$\theta_z = \theta_c + [(10 - \theta_c) \cdot \delta_\theta] \cdot (z - z_c) / 100, \quad (2)$$

где θ_z - общая облачность (в баллах) над заданной высотой z ; θ_c - общая облачность над станцией наблюдения, баллы; $\delta_\theta = \Delta\theta/\Delta z$ - градиент изменения балла общей облачности по мере продвижения от периферии гор - низкого высотного уровня, к их центральной, - наиболее высокой части; $\Delta\theta$ - разность общей облачности над станциями наблюдений у подножия гор и на ледниках, баллы, Δz - разность абсолютных высот станций наблюдений, сотни метров. Для интервала высот предгорная равнина – субледниковая зона $\delta_\theta = 0,005$ балла, а в ледниковой зоне $\delta_\theta = 0,007$ балла; z - абсолютная высота точки, для которой определяется степень общей облачности; z_c - абсолютная высота станции метеорологических наблюдений.

В связи с тем, что температура поверхности ледника в летнее время не поднимается выше 0 °С, в «приледниковом» слое воздуха днём создаётся устойчивая (инверсионная) стратификация атмосферы, препятствующая её прогреванию. В результате, над поверхностью ледника складываются специфические (по сравнению с поверхностью земли) условия формирования вертикального градиента температуры воздуха, а при переходе с земли на ледниковую поверхность имеет место так называемый температурный скачок. Это обстоятельство (для определения температуры воздуха на заданной высоте в пределах ледника) заставляет учитывать различия в температурных градиентах над поверхностью земли и над ледником.

По данным ряда станций на предгорной равнине и в субледниковой зоне, в пределах вышеназванных высот, по формуле (1) были рассчитаны вертикальные градиенты температуры в «приземном» слое воздуха для каждого месяца абляционного периода и установлена их зависимость от хода общей облачности (рис. 2А).

Вертикальный градиент температуры воздуха уменьшается по мере увеличения общей облачности, но интенсивность этого уменьшения не остаётся постоянной: от мая к июлю она растёт, а затем понижается. В крайних оценках хода общей облачности (от 0 до 3 баллов - антициклональный тип погоды и от 7 до 10 баллов - циклональный тип погоды) гра-

диенты температуры воздуха изменяются медленно, а в остальных (переходных) случаях облачности (от 3 до 7 баллов) - быстро.

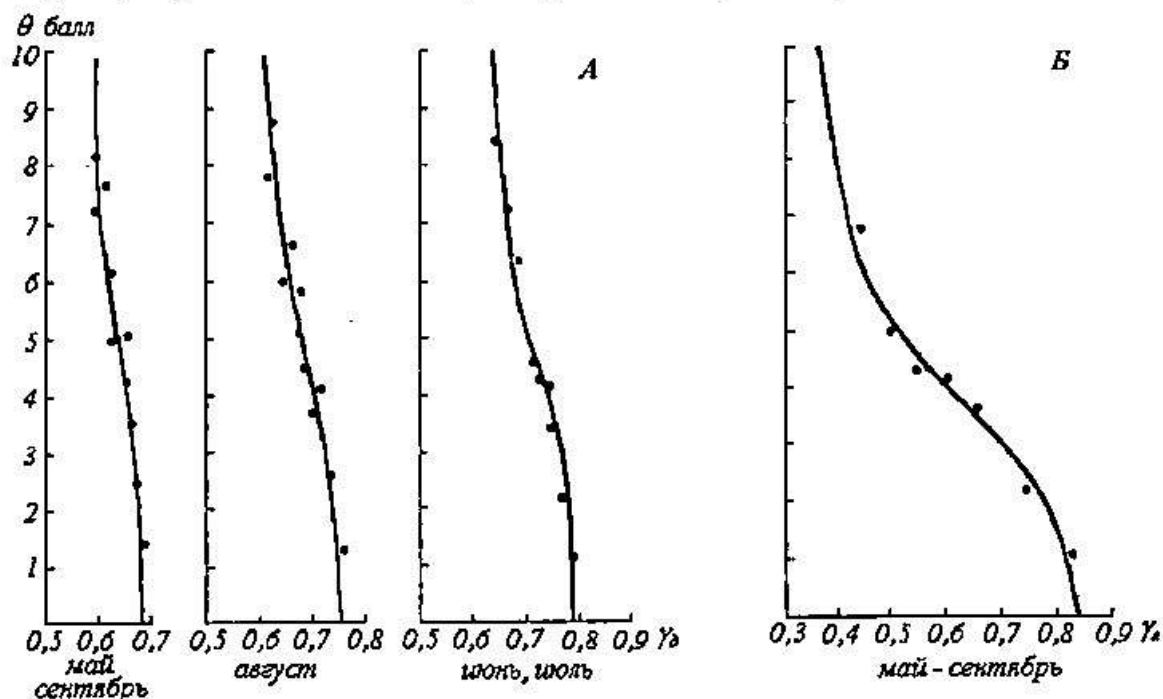


Рис. 2. Вертикальные градиенты средней суточной температуры воздуха в горах в зависимости от хода общей облачности с мая по сентябрь: А - γ_0 в «приземном» слое воздуха до высоты 3,1 км; Б - γ_0 в «приледниковом» слое воздуха до высоты 4 км.

Кривые рис. 2А аппроксимированы полиномами третьей степени:

для мая, сентября

$$\gamma_0 = 0,669 + 0,0062\bar{\theta}_0 - 0,003\bar{\theta}_0^2 + 0,0002\bar{\theta}_0^3, \quad (3)$$

для июня, июля

$$\gamma_0 = 0,778 + 0,118\bar{\theta}_0 - 0,008\bar{\theta}_0^2 + 0,0005\bar{\theta}_0^3, \quad (4)$$

для августа

$$\gamma_0 = 0,749 + 0,008\bar{\theta}_0 - 0,006\bar{\theta}_0^2 + 0,0004\bar{\theta}_0^3, \quad (5)$$

Среднее арифметическое отклонение величин γ_0 , вычисленных по формулам (3–5), от экспериментальных во всех случаях составляют 0,002 γ_0 ; практически можно считать, что эти линии совпадают.

Вертикальный градиент температуры в «приледниковом» слое воздуха γ_1 в абляционный период не подвержен временным изменениям, т. к. деятельная поверхность остаётся неизменной: это тающий снег или лёд с температурой не выше 0 °С. Поэтому определение вертикального градиента температуры воздуха в зависимости от общей облачности в леднико-

вой зоне (в интервале от 3100 до 3700 м) было выполнено в целом для всего абляционного периода.

Данные для построения зависимости вертикального градиента температуры воздуха в «приледниковом» слое воздуха от степени общей облачности были рассчитаны по формуле (1) и представлены на рис. 2Б. При изменении общей облачности от 0 до 10 баллов вертикальный градиент температуры воздуха над ледником γ_s изменяется от 0,85 до 0,35 на 100 м высоты, — заметно больше, чем над земной поверхностью, — хотя режим его, под влиянием облачности, подчиняется той же закономерности.

Аналитически эта зависимость выражается полиномом шестой степени с коэффициентами, найденными по методу наименьших квадратов:

$$\gamma_s = 0,845 + 0,011\bar{\theta}_s - 0,027\bar{\theta}_s^2 + 0,0001\bar{\theta}_s^3 + 0,0008\bar{\theta}_s^4 - 0,0001\bar{\theta}_s^5 + 0,000003\bar{\theta}_s^6, \quad (6)$$

Среднее арифметическое отклонение экспериментальной кривой от теоретической равно 0,02 γ_s .

В силу вышеописанных заметных различий формирования «приземных» и «приледниковых» градиентов температуры воздуха в зависимости от хода общей облачности, и в связи с дискретностью наблюдений, в высотной зоне их контакта, приходящейся на концы языков ледников, возникает определённое расхождение в средней суточной температуре воздуха ΔT_s . Величины ΔT_s , полученные по двум вышеназванным системам температурных градиентов, были определены следующим образом.

По данным ежедневных определений средней суточной общей облачности θ на наземных и ледниковых станциях за ряд лет наблюдений по формуле (2) была подсчитана общая облачность на уровне конца языка ледника θ_s .

По известным наблюдаемым данным об общей облачности на внеледниковой и ледниковой станциях θ_c и вычисленным данным на уровне конца языка ледника θ_s , по формуле

$$\bar{\theta}_{0(s)} = (\theta_c + \theta_s) / 2, \quad (7)$$

определена средняя общая облачность $\bar{\theta}_0$ и $\bar{\theta}_s$.

Средняя суточная температура воздуха на уровне конца языка ледника Tz_s была определена по формуле

$$Tz_s = \bar{T}z_{0,s} + \left(\gamma_0 \cdot \frac{z_0 - z_s}{100} \right), \quad (8)$$

где \bar{T}_{z_0} - средняя суточная температура воздуха в точке с плановыми координатами изучаемого ледника (φ, λ) на высоте $z_0 = 0,3$ км над у. м., методика получения которой описана в [3]; γ_0 - вертикальный градиент средней суточной температуры в приземном слое воздуха, зависит от среднего состояния общей облачности между избранными пунктами для каждого месяца абляционного периода $\bar{\theta}_0$, снимается с графика (рис. 2А) или вычисляется по формулам (3–5).

Аналогичные встречные вычисления средней суточной температуры воздуха на уровне конца языка ледника T_{z_s} были сделаны по данным натуральных наблюдений за температурой воздуха на леднике T_{z_s} с использованием вертикальных градиентов температуры в «приледниковом» слое воздуха γ_s , снятым с графика (рис. 2Б) или определённым по формуле (6), с учётом $\bar{\theta}_s$ (см. формулу (9)).

$$T_{z_s}' = T_{z_s} + \left(\gamma_s \cdot \frac{z_s - z_0}{100} \right). \quad (9)$$

По результатам вычислений T_{z_s} и T_{z_s}' определена их разность ΔT_s , возникающая у конца языка ледника; её величина зависит от балла общей облачности (рис. 3).

Аналитически эта зависимость описывается полиномом четвёртой степени

$$\Delta T_s = -0,238 - 0,008\bar{\theta}_s - 0,005\bar{\theta}_s^2 + 0,002\bar{\theta}_s^3 + 0,00008\bar{\theta}_s^4. \quad (10)$$

Среднее арифметическое отклонение величин кривой связи, вычисленных по формуле (10), от экспериментальной кривой составляет всего $0,008 \Delta T_s$, поэтому можно считать, что эти линии практически совпадают.

На рис. 3 видно, что при общей облачности 0 – 3 балла почти нет вышеописанной разности средних суточных температур воздуха на уровне концов ледников ($\Delta T_s \approx -0,2$), но в слое воздуха над ледяной поверхностью вертикальный градиент температуры γ_s (рис. 2Б) в это время достигает максимальных величин; идёт активный процесс трансформации (выхолаживания) воздушной массы по мере её продвижения от конца ледника в его верховье.

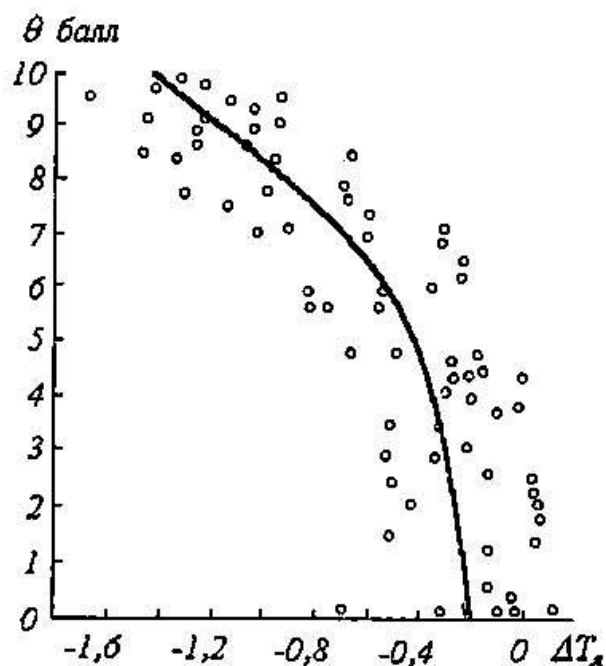


Рис. 3. Разность между средними суточными температурами воздуха $\Delta T_{я}$, полученными по дискретным «приземным» γ_0 и «приледниковым» γ_3 градиентам на уровне конца языка ледника в зависимости от общей средней суточной облачности θ .

Различие градиентов в «приземном» γ_0 и «приледниковом» γ_3 слое воздуха, а также разности температур воздуха у конца языка ледника $\Delta T_{я}$, приводит к тому, что на заданном высотном уровне между температурами воздуха над ледниковой и неледниковой поверхностями автоматически возникает и учитывается так называемый температурный скачок $\Delta T_{ск}$ определённой величины. По мере удаления от конца языка ледника он растёт. В наших случаях, на уровне фирновой линии (в диапазоне относительных высот 500 – 600 м от концов долинных ледников) при безоблачном небе $\Delta T_{ск}$ увеличивается до 1,5 °С.

С ростом общей облачности начинает нарушаться нормальное распределение температуры воздуха с высотой. Присутствие облаков в высокогорной зоне, близко расположенных к ледниковой поверхности, приводит к быстрому выхолаживанию заключённой между ними массы воздуха и резкому уменьшению вертикального градиента его температуры (рис 2Б). В результате, на уровне конца языка ледника возникает более заметный разрыв в температурах воздуха $\Delta T_{я}$, чем в ясную погоду, и тем более, чем выше общий балл облачности: при 10 баллах $\Delta T_{я} = 1,5$ °С (см. рис. 3).

В пасмурную погоду сочетание разности градиентов и температуры на уровне конца языка ледника приводит к тому, что в районе фирно-

вой линии температурный скачок $\Delta T_{ск}$ между неледниковой и ледниковой поверхностями становится очень мал или исчезает совсем.

Е.Н. Вилесов и др. [1], по данным натуральных наблюдений в Зайлийском Алатау, получили формулу связи температурного скачка на уровне фирновой линии ледников $\Delta T_{ск}$ с ходом общей облачности θ . Из неё следует, что в ясную погоду $\Delta T_{ск}$ достигает 1,87 °С, в полуюсную погоду (при средней облачности 5,5 балла) он уменьшается до 0,84 °С, а при циклональном типе погоды (10 баллов облачности) – равен нулю или даже становится положительным (скалы выхолаживаются быстрее, чем лёд). В этой работе $\Delta T_{ск}$ над всей площадью ледника принимается одинаковым и изменяющимся только в зависимости от хода общей облачности. На самом деле, он постепенно изменяется в результате трансформации (выхолаживания) воздушной массы по мере её продвижения от конца ледника в его верховье. Этот факт учитывается в нашей модели расчёта.

Исследования показали, что в летние месяцы года (май – сентябрь) вертикальный градиент «приземного» слоя воздуха с переходом к «приледниковому» слою, в зависимости от погодных условий, подчиняется определённым закономерностям. В ясные дни, по мере поднятия и перехода в ледниковую зону на заданный высотный интервал, адиабатическое выхолаживание воздуха постепенно возрастает, кривая его интегрального хода приобретает вогнутый вид. В полуюсную погоду температура воздуха постепенно понижается с высотой, ход распределения приобретает вид прямой линии. В пасмурную погоду, по мере поднятия вверх, выхолаживание воздуха замедляется и интегральная кривая его распределения приобретает выпуклый вид.

Используя сведения о ходе общей облачности θ , вертикальных градиентах температуры в «приземном» γ_0 и «приледниковом» $\gamma_л$ слое воздуха и дискретные разности температуры воздуха на уровне конца языка ледника $\Delta T_л$, зависящие от этой облачности, запишем полную формулу определения средней суточной температуры воздуха за май – сентябрь месяцы на заданной высоте z в пределах ледника

$$T_z = \bar{T}_{z_{0,л}} + \left[\left(\gamma_0 \cdot \frac{z_0 - z_л}{100} \right) + \left(\gamma_л \cdot \frac{z_л - z}{100} \right) \right] + \Delta T_л, \quad (11)$$

где $\bar{T}_{z_{0,л}}$ - средняя суточная температура воздуха, вычисленная на уровне $z_0 = 0,3$ км над ур. м. для точек с плановыми координатами ледника по

изложенной в [3]; z_n - абсолютная высота конца языка ледника; z - абсолютная высота точки на леднике, для которой определяется средняя суточная температура воздуха.

Описанная задача решается при помощи алгоритма и программы SSTVL.

По формулам (12-16), описанным при изложении программы SSTVG [3], определяется средняя суточная температура воздуха $\bar{T}_{z_{\theta_n}}$ в пределах плановых координат ледника на уровне z_{θ} . В программе SSTVL по формуле (2), в которую входят данные о средней суточной общей облачности над ближайшей к леднику метеостанции и коэффициент δ_{θ} для интервала высот предгорная равнина (z_0) – субледниковая зона (z_n), определяется средняя суточная общая облачность на уровне конца языка ледника θ_n .

По формуле (7) определяется средняя величина средней суточной общей облачности между облачностью, наблюдавшейся над ближайшей к леднику метеостанции θ_c , и облачностью над концом языка ледника θ_n , вычисленной по формуле (2) $\bar{\theta}_{\theta(z)}$.

По одной из формул (3 – 5) для месяцев абляционного периода с учётом среднего балла общей облачности $\theta_{(c)}$ определяется температурный градиент для интервала высот предгорная равнина – субледниковая зона γ_{θ} .

По формуле (2), с коэффициентом δ_{θ} для ледниковой зоны, в которой вместо θ_c будет взята θ_n , определяется средняя суточная общая облачность над заданным высотным уровнем на леднике θz .

По формуле (7) вычисляется средняя величина общей облачности между концом языка ледника и точкой z на его поверхности $\bar{\theta}_z$.

По формуле (6) с учётом среднего балла общей облачности $\bar{\theta}_z$ рассчитывается температурный градиент в ледниковой зоне γ_z .

По формуле (10), в которой для расчётов используется общая облачность, вычисленная на уровне конца языка ледника θ_n , определяется величина расхождений в температуре воздуха ΔT_n при переходе от системы счёта «до ледника» к системе счёта «на леднике», т. е. на уровне конца языка ледника.

После получения всех необходимых данных, средняя суточная температура воздуха на заданном высотном уровне ледника Tz определяется по формуле (11).

Метод разработан на материалах 25-летних (1966...1991 гг.) исследований массоэнергообмена экспериментального ледника Шумского в

Джунгарском Алатау и на протяжении 10 лет (1992...2002 гг.) опробировался при решении аналогичных задач на материалах исследований экспериментального ледника Туяксу в Заилийском Алатау. Сравнение результатов расчётов и натуральных данных давали высокую точность определения средней суточной общей облачности и средней суточной температуры воздуха для летних месяцев года (V – IX).

Для демонстрации описанной модели с участием 15 ныне действующих метеостанций на территории Казахстана и Киргизии вокруг Заилийского и Кунгей Алатау приводятся карты высоты снеговой линии (рис. 4), средней суточной температуры воздуха (рис. 5) и средней суточной общей облачности (рис. 6) на 17 июля 1978 г., рассчитанные для высоты снеговой линии по плановым координатам 804-х ледников с площадью от 0,1 км² и более в пределах Заилийско-Кунгейской ледниковой системы.

Обращает на себя внимание чёткость работы модели. Так на карте (рис. 6) очень хорошо видно, как резко происходит увеличение облачности (а следовательно, годовых осадков) над хребтами между М. Алматинкой и Левым Талгаром, затем – по Чон-Кеминской перемычке и далее по осевому хребту Кунгей Алатау в пределах бассейна р. Чилик. Здесь происходит «переваливание» западных ветров через самую высокую часть хребта и, в связи с этим, происходит резкое увеличение облачности и осадков на наветренной части гор. После того, как насыщенные влагой массы воздуха переваливают на подветренную часть хребта, они круто спускаются в долину р. Чилик, очень быстро освобождаются от влаги (уходят от точки росы), поэтому нижняя часть долины, как правило, в основном малооблачна и бесснежна.

В таких особо обострённых условиях перераспределения осадков смогли сформироваться в бассейне р. Чилик самые большие ледники Заилийско-Кунгейской ледниковой системы: Корженевского, Богатырь, Джангырык. Периодические изменения в режиме вынужденных колебаний баланса внешнего массообмена и долгопериодных параметрических колебаний пластических свойств льда приводили ледники к релаксационным «вспышкам»: временному, порой катастрофически быстрому, наступлению языков ледников.

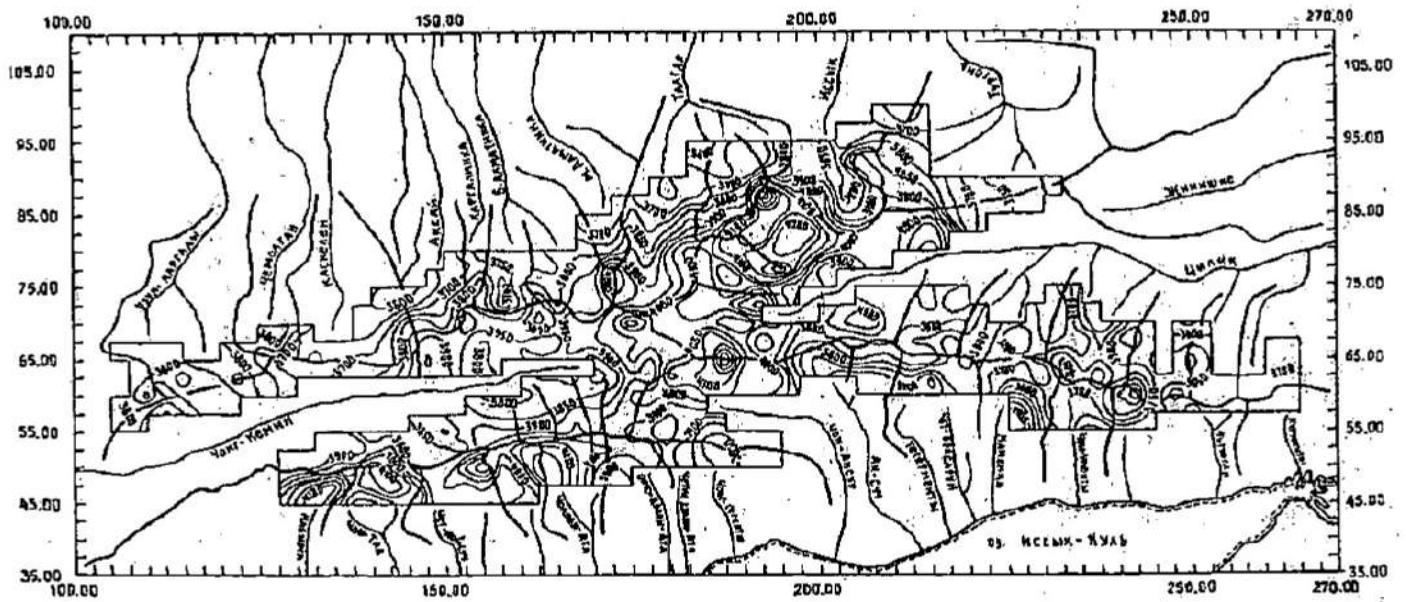


Рис. 4. Зайлиско-Кунгейская ледниковая система. Высота снеговой линии 17 июля 1978 г. Изолинии проведены через 50 м.

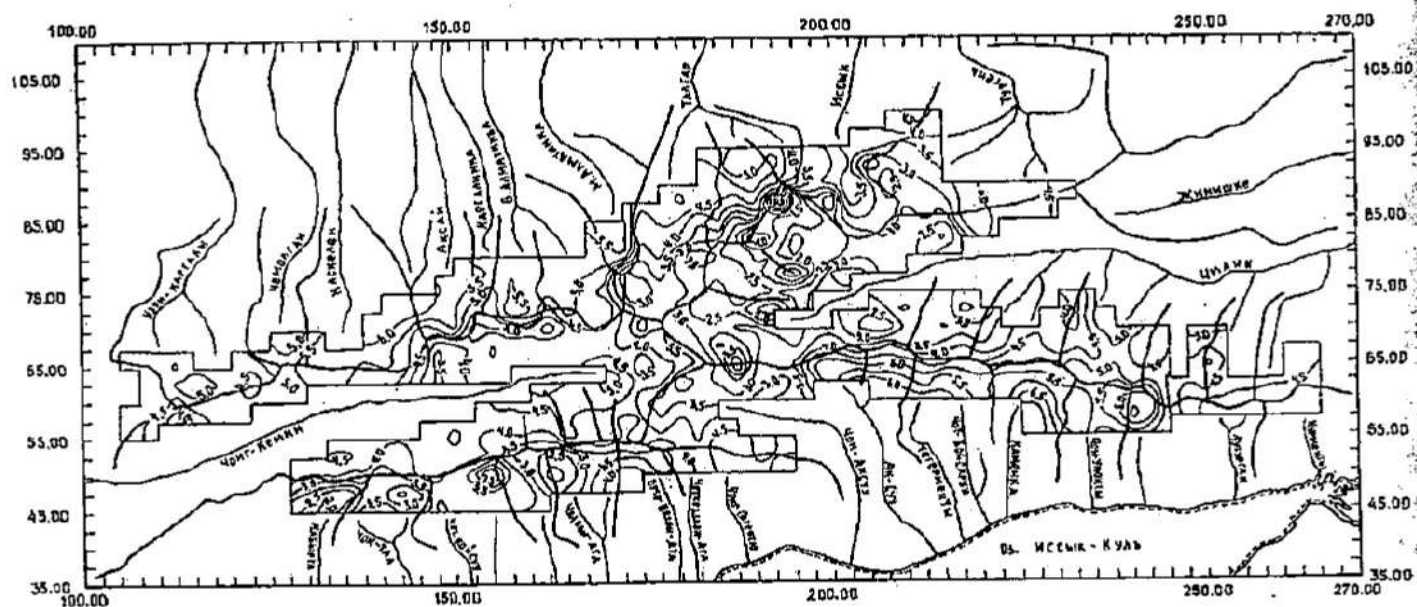


Рис. 5. Зайтёско-Кунгейская ледниковая система. Средняя суточная температура воздуха на высоте снеговой линии ледников 17 июля 1978 г. Изолинии проведены через 0,5 °С.

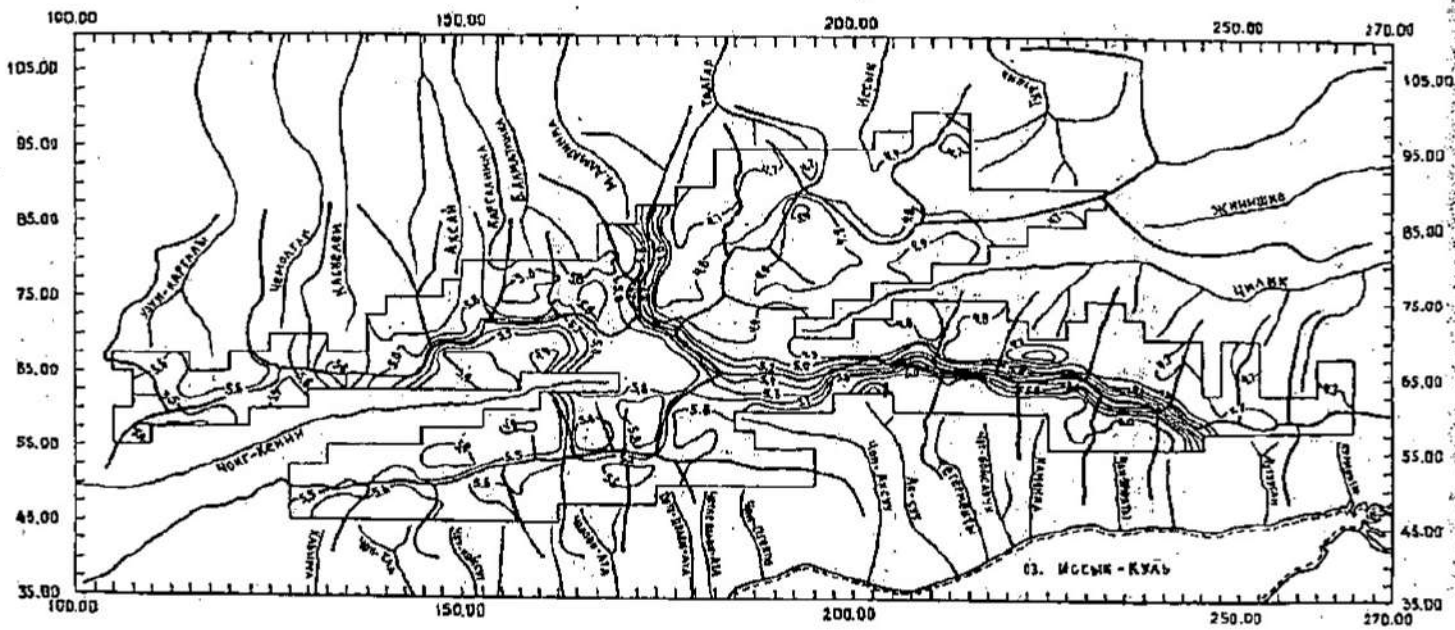


Рис. 6. Зайлийско-Кунгейская ледниковая система. Средняя суточная общая облачность над снеговой линией ледников 17 июля 1978 г. Изолинии проведены через 0,1 балла, в зоне максимальных сгущений – через 0,2 балла.

Об этом известно из работ исследователей начала 20 века, а также неоднократно фиксировалось позже. Именно так формируется система пульсирующих ледников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилесов Е. Н., Шевелёв Ю. А., Денисова Т. Я. О величине температурного скачка в условиях оледенения Заилийского Алатау. Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. - Алма-Ата, Издательство "Наука", 1983. - С. 47 - 53.
2. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 240 с.
3. Черкасов П.А. Температура воздуха в пределах Заилийско-Кунгейской горной ледниковой системы// Гидрометеорология и экология. – 2002. - № 4. - С. 8 – 23.

Институт географии МОН РК

ІЛЕ-КҮНГЕЙ ТАУ МҰЗДАҒЫ ЖҮЙЕСІ ШЕГІНДЕГІ АУА ТЕМПЕРАТУРАСЫ МЕН ЖАЛПЫ БҰЛТТЫЛЫҚ

Геогр. ғылымд. докторы П.А. Черкасов

Іле-Күнгей тау мұздағы жүйесі шегіндегі зерттелуші орынның биіктігіне байланысты орташа тәуліктік ауа температурасы мен жалпы бұлттылығын есептеудің екінші нұсқасы әдісі суреттелген.