

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

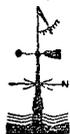
ТРУДЫ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

*Выпуск*

475

ОБЩАЯ И ПРИКЛАДНАЯ  
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией  
д-ра геогр. наук Н. В. КОБЫШЕВОЙ,  
д-ра геогр. наук И. Д. КОПАНЕВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1983

06  
778

Рассматриваются вопросы получения и использования климатологической информации для строительного проектирования, ветроэнергетики и курортологии. Предлагаются методики расчета климатических характеристик для нового научно-прикладного справочника по климату СССР. Приводятся результаты исследований климатического и микроклиматического режима различных географических районов.

Сборник рассчитан на метеорологов, климатологов и специалистов проектных институтов, использующих климатологическую информацию в научной и практической работе.

The problems are considered on using climatological information for construction designing, wind energetics and science of health resorts. There are proposed procedures for calculating climatic characteristics for a new research and applied reference book on the climate of the USSR. The results are presented of studying the climatic and microclimatic regime of different geographical regions.

The collection is meant for meteorologists, climatologists and specialists of designing institutes using climatological information.

2064728



0 2001050000-158 34-82(1)  
069(02)-83

© Главная геофизическая обсерватория  
им. А. И. Воейкова (ГГО), 1983 г.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ СИСТЕМ ВЕНТИЛЯЦИИ И СИСТЕМ КОНДИЦИОНИРОВАНИЯ ВОЗДУХА

Использование климатической информации о температурно-влажностном режиме наружного воздуха на территории СССР имеет большое практическое значение для проектирования систем вентиляции (СВ) и систем кондиционирования воздуха (СКВ). Климатические данные входят в расчеты затрат на нагревание, охлаждение и увлажнение воздуха в системах в процессе обработки.

Процессы охлаждения, нагревания и увлажнения в течение года могут быть схематично представлены на  $I-d$  диаграмме, используемой в практике проектирования СВ и СКВ. Для изображения этих процессов на  $I-d$  диаграмме и последующих расчетов энергозатрат необходимы данные об энтальпии  $I$  (Дж/кг) и влагосодержании  $d$  (кг/кг).

Влагосодержание является функцией температуры и относительной влажности и имеет следующий вид [4]:

$$d = \frac{0,622fE(T)}{p}, \quad (1)$$

где  $f$  — относительная влажность (%);  $E(T)$  — упругость насыщения (гП) при данной температуре  $T$  (К);  $p$  — давление воздуха (гП), а энтальпия  $I$  связана следующим соотношением [1] с температурой и влагосодержанием воздуха:

$$I = c_p T + (L_{\text{п}} + c_{\text{п}} T) d, \quad (2)$$

где  $c_p$  — удельная теплоемкость воздуха (Дж/(кг·К)) при постоянном давлении  $p$  (гП);  $L_{\text{п}}$  — теплота испарения (Дж/кг);  $c_{\text{п}}$  — удельная теплоемкость водяного пара (Дж/(кг·К)).

В формулы энергозатрат входит повторяемость  $I$  и  $d$  для года в целом. Исходные данные для расчетов повторяемости  $I$  и  $d$  по температуре и влажности можно получить лишь в отдельных точках территории.

Для непрерывного пространственного представления требуемой для расчета энергозатрат информации по  $I$  и  $d$  целесообразно использовать расчетные методы. Суть этих методов состоит в следующем. Энтальпия  $I$  и влагосодержание  $d$  являются не отрицательными величинами. Математическое описание распределений этих величин самым простым и удобным нормальным распределением является некорректным, так как повторяемостям  $I < 0$  и  $d < 0$  приписываются не нулевые значения. Обойти эту трудность можно, если предположить, что  $\ln I$  и  $\ln d$ , которые изменяются от  $-\infty$  до  $+\infty$ , имеют нормальное распределение (тогда  $I$

и  $d$  распределены логнормально). Параметры этого распределения имеют следующий вид [1]:

$$\overline{\ln I} = \ln \bar{I} - \frac{1}{2} \ln \left( 1 + \frac{\sigma_I^2}{\bar{I}^2} \right), \quad (3)$$

$$\sigma_{\ln I} = \sqrt{\ln \left( 1 + \frac{\sigma_I^2}{\bar{I}^2} \right)}, \quad (4)$$

где  $\overline{\ln I}$  — среднее значение  $\ln I$ ;  $\sigma_{\ln I}$  — среднее квадратическое отклонение  $\ln I$ ;  $\bar{I}$  — среднее значение  $I$ ;  $\sigma_I$  — среднее квадратическое отклонение  $I$ .

Аналогичный вид имеют формулы для  $d$ . Таким образом, для того чтобы получить  $\overline{\ln I}$  и  $\overline{\ln d}$ ,  $\sigma_{\ln I}$  и  $\sigma_{\ln d}$ , необходимо знать  $\bar{I}$  и  $\bar{d}$ ,  $\sigma_I$  и  $\sigma_d$ .

Разложим  $I$  в ряд Тейлора в точке с координатами  $\bar{T}$ ,  $\bar{f}$ , ограничившись при этом шестью членами разложения [2]:

$$\begin{aligned} I = & I(\bar{T}, \bar{f}) + \left( \frac{\partial I(T, f)}{\partial T} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} (T - \bar{T}) + \\ & + \left( \frac{\partial I(T, f)}{\partial f} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} (f - \bar{f}) + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial^2 I(T, f)}{\partial T^2} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} (T - \bar{T})^2 + \\ & + \left( \frac{\partial^2 I(T, f)}{\partial T \partial f} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} (T - \bar{T})(f - \bar{f}) + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial^2 I(T, f)}{\partial f^2} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} (f - \bar{f})^2. \end{aligned} \quad (5)$$

Аналогичным разложение будет и для  $d$ . Из (5) путем осреднения этого выражения найдем:

$$\begin{aligned} I = & I(\bar{T}, \bar{f}) + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial^2 I(T, f)}{\partial T^2} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} \sigma_T^2 + \left( \frac{\partial^2 I(T, f)}{\partial T \partial f} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} \times \\ & \times r_{Tf} \sigma_T \sigma_f + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial^2 I(T, f)}{\partial f^2} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} \sigma_f^2. \end{aligned} \quad (6)$$

Ограничившись в (5) тремя членами разложения, возведя их в квадрат, путем осреднения получим

$$\begin{aligned} \sigma_I^2 = & \left( \frac{\partial I(T, f)}{\partial f} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})}^2 \sigma_T^2 + 2 \left( \frac{\partial I(T, f)}{\partial T} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} \left( \frac{\partial I(T, f)}{\partial f} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})} \times \\ & \times r_{Tf} \sigma_T \sigma_f + \left( \frac{\partial I(T, f)}{\partial T} \right)_{(\bar{T}, \bar{f})}^2 \sigma_f^2. \end{aligned} \quad (7)$$

Так как  $T = t + T_0$  ( $T_0 = 273,15$  К), то  $\bar{T} = \bar{t} + T_0$ , а  $\sigma_T^2 = \sigma_t^2$  и  $r_{Tf} = r_{tf}$ , где  $t$  — температура ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Моменты распределения  $\bar{t}$ ,  $\bar{f}$ ,  $\sigma_t^2$ ,  $\sigma_f^2$  и  $r_{tf}$ , вычисленные по 244 станциям, можно найти в работе [3]. По этим данным полу-

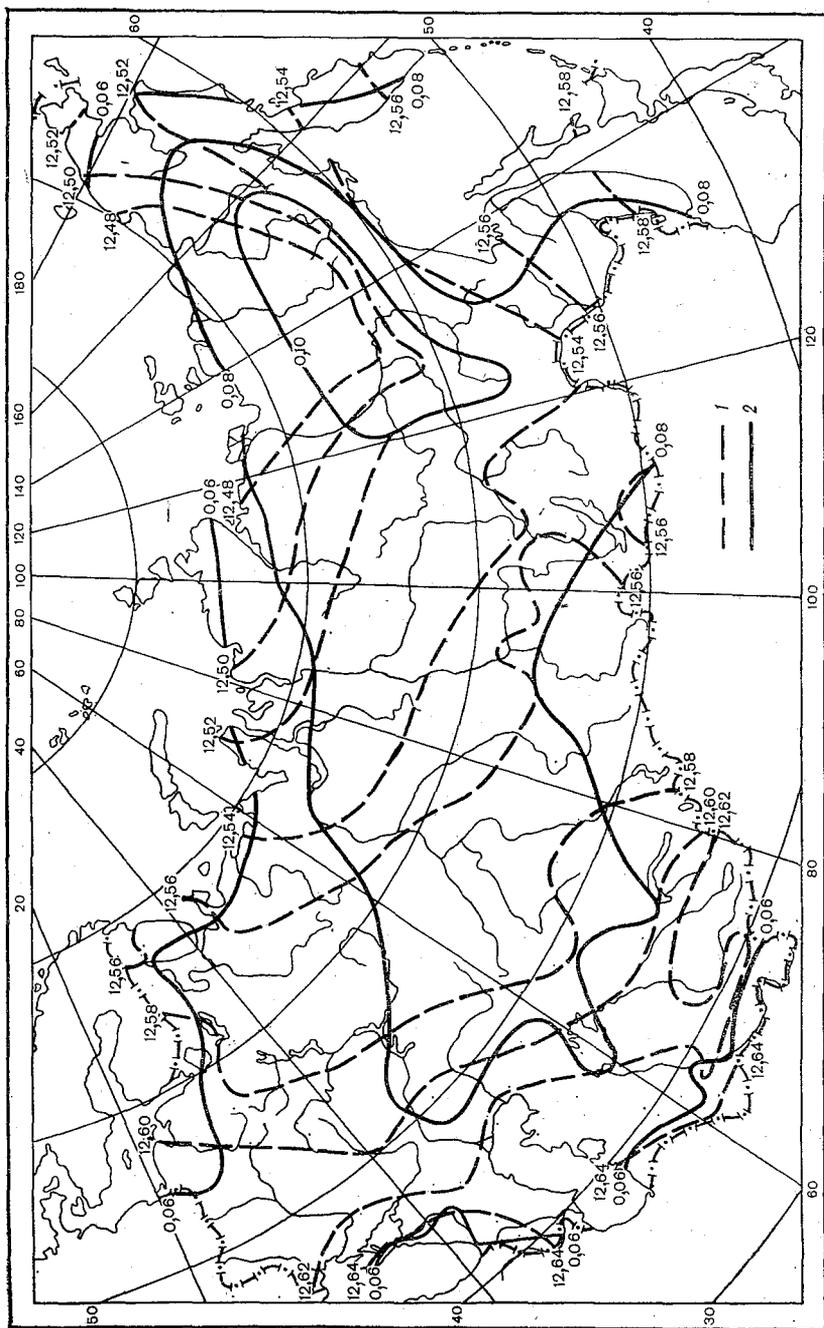


Рис. 1. Карта-схема среднегодовых значений  $\overline{p}$  (1) и  $\sigma_{пн}$  (2) при нормальном давлении.

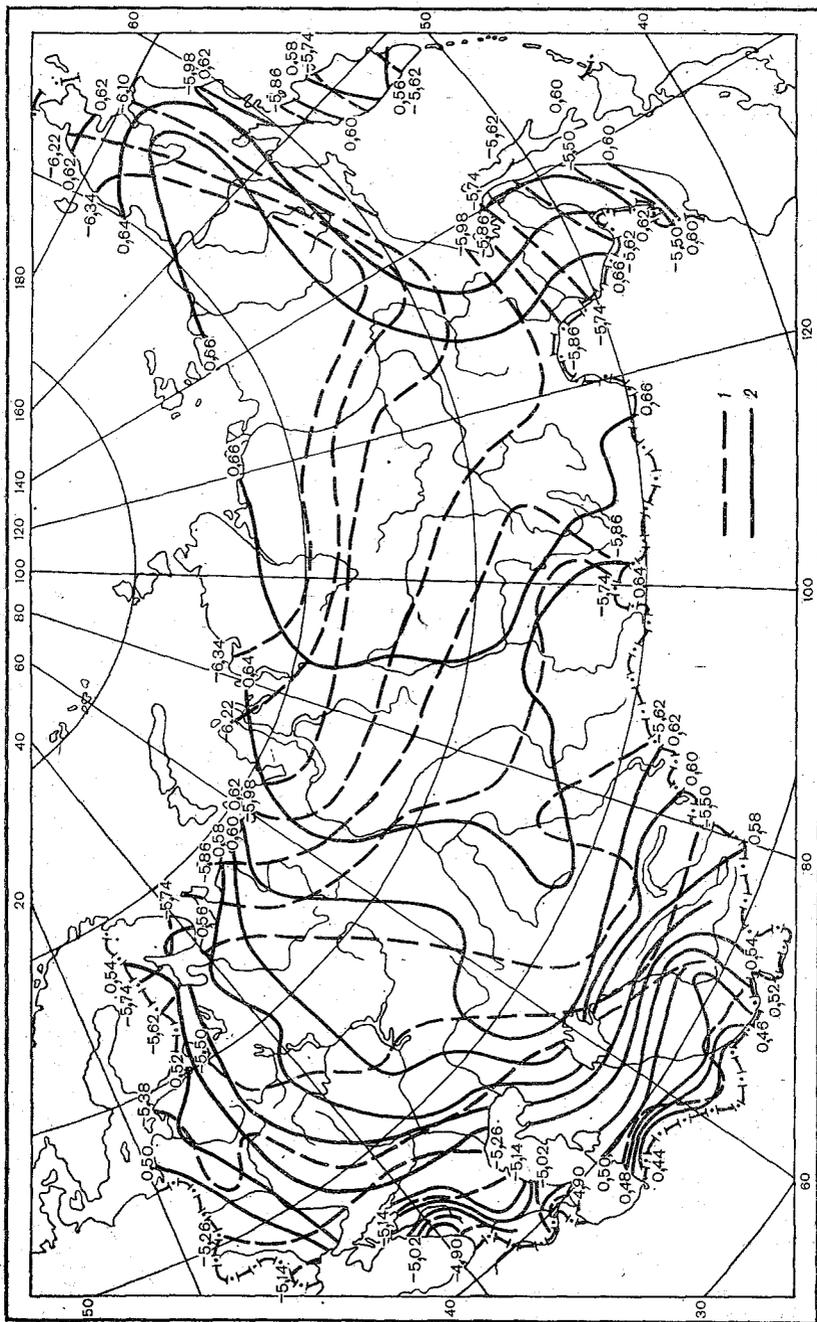


Рис. 2. Карта-схема среднегодовых значений  $\overline{p_d}$  (1) и  $\sigma_{pd}$  (2) при нормальном давлении.

чим моменты распределения температуры и относительной влажности в годовой совокупности. Исходя из выражений (6), (7), а затем (3) и (4), вычислим параметры логнормального распределения энтальпии  $I$ . Аналогичные действия следует выполнить для влагосодержания  $d$ .

Полученные по 244 станциям параметры распределения  $I$  и  $d$  картированы нами по территории СССР. Карты-схемы для  $\overline{\ln I}$  и  $\sigma_{\ln I}$  представлены на рис. 1, а для  $\overline{\ln d}$  и  $\sigma_{\ln d}$  — на рис. 2.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Джонсон Н., Лион Ф. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке. Методы обработки данных. — М.: Мир, 1980. — 610 с.
2. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 318 с.
3. Мамонтов Н. В. Статистические характеристики температуры воздуха в различные часы суток на территории СССР. — М.: Гидрометеоздат, 1979. — 214 с.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 639 с.

*Н. В. Кобышева, Г. А. Степанская, З. Е. Чмутова*

#### ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ВЕТРОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Потенциальные ветроэнергоресурсы рассчитываются по формуле [2]:

$$\bar{p} = \frac{1}{2} \bar{\rho} \bar{v}^3, \quad (1)$$

$$\bar{v}^3 = (\bar{v})^3 (1 + 3c_v^2 + Ac_v^3), \quad (2)$$

где  $\bar{p}$  — плотность мощности ветра;  $\bar{v}$  — средняя скорость ветра;  $c_v$  — коэффициент вариации скорости ветра;  $A$  — коэффициент асимметрии распределения скорости ветра.

Расчеты могут выполняться для года, и тогда  $\bar{v}$ ,  $c_v$  и  $A$  являются характеристиками годовой совокупности скоростей ветра, или для месяца, и тогда  $\bar{v}$ ,  $c_v$  и  $A$  в формуле (2) — характеристики месячной совокупности.

Общая оценка потенциальных ветроэнергоресурсов значительно упрощается, если полагать, что распределение скорости ветра описывается функцией Максвелла. Многие авторы [1, 3—5] считают такое допущение приемлемым. В этом случае, подставив в (2) значения  $c_v$  и  $A$ , соответственно равные для закона Максвелла 0,52 и 0,63, получим, что

$$\bar{v}^3 \approx 1,9(\bar{v})^3. \quad (3)$$

Полагая плотность воздуха при нормальных условиях равной  $1,3 \cdot 10^{-3}$  г/см<sup>3</sup>, по формуле (1), принимая во внимание (3), можно рассчитать плотность мощности ветра за год или месяц.

Для того чтобы каждый раз не обращаться к формуле (1), полезно определить средние скорости ветра (среднегодовые или

Таблица 1

Соотношение между плотностью мощности ветра (Вт/м<sup>2</sup>) и средней скоростью ветра на уровнях 10 и 50 м [по 4, 5]

| Высота над поверхностью земли, м            |                             |   |                             |
|---|-----------------------------|---|-----------------------------|
| 10  |                             | 50  |                             |
| плотность мощности ветра, Вт/м <sup>2</sup> | средняя скорость ветра, м/с | плотность мощности ветра, Вт/м <sup>2</sup> | средняя скорость ветра, м/с |
| 100   | 4,4                         | 200   | 5,6                         |
| 150   | 5,1                         | 300   | 6,4                         |
| 200   | 5,6                         | 400   | 7,0                         |
| 250   | 6,0                         | 500   | 7,5                         |
| 300   | 6,4                         | 600   | 8,0                         |
| 400   | 7,0                         | 800   | 8,8                         |
| 1000  | 9,4                         | 2000  | 11,9                        |

среднемесячные), соответствующие некоторым задаваемым значениям плотности мощности ветра.

Авторы [4, 5] рассчитали таблицу скоростей ветра, соответствующих определенным целым значениям плотности энергии (табл. 1). Значения скорости ветра в табл. 1 получены по формулам (1), (2), (3).

Эти же авторы определили скорости ветра и соответствующие им плотности энергии для уровня 50 м. Предварительно они экстраполировали скорость ветра до уровня 50 м, пользуясь известной формулой

$$\bar{u}_{10}/\bar{u}_{50} = (10/50)^{\alpha}. \quad (4)$$

Для открытой местности и небольшой шероховатости подстилающей поверхности авторы приняли значение  $\alpha$ , равное  $1/7$ .

Авторами настоящей работы построены фоновые карты потенциальных ветроэнергоресурсов для января и июля (рис. 1, 2). При построении карт использовались данные, представленные в табл. 1. После нанесения на карту значений средней многолетней месячной скорости ветра, заимствованной из «Справочника по климату», выделялись районы со средней месячной скоростью  $< 4,4$ , от  $4,4$  до  $5,5$  м/с и т. д. Для каждого района указывались плотности мощности ветра на уровнях 10 и 50 м. Следует иметь в виду, что коэффициенты вариации и асимметрии принимались одинаковыми, соответствующими распределению Максвелла для всех районов. В реальных условиях эти коэффициенты могут заметно отличаться от максвелловских и во многих районах превышать их. Тем не менее построенные карты позволяют составить общее представление о вкладе энергии ветра в общий топливно-энергетический баланс страны. Они позволяют также выделить наиболее перспективные для целей ветроэнергетики районы и дать количественную оценку средних ветроэнергоресурсов для каждого из них.

Наибольшее количество энергии за счет ветра, как это видно из рис. 1 и 2, может быть получено зимой. В отдельных районах на побережье Кольского полуострова, Новой Земли, Камчатки, на Курильских островах среднее значение плотности мощности ветра в январе превышает  $1000 \text{ Вт/м}^2$  у земли и  $2000 \text{ Вт/м}^2$  на уровне 50 м. Вдоль побережья Северного Ледовитого океана расположена довольно широкая полоса, где плотность мощности ветра на уровне 10 м составляет  $400\text{--}1000 \text{ Вт/м}^2$ . Плотности мощности более  $200 \text{ Вт/м}^2$  на уровне 10 м могут быть получены в отдельных точках во многих районах Советского Союза. Исключение составляет Восточная и частично Западная Сибирь, где плотность мощности ветра меньше  $100 \text{ Вт/м}^2$ .

В летнее время ветроэнергоресурсы чрезвычайно малы. Почти по всей стране возможная плотность мощности ветра у земли меньше  $100 \text{ Вт/м}^2$ , и лишь в нескольких отдельных точках она может достигать  $400 \text{ Вт/м}^2$ .

Совершенно очевидно, что рассчитывать на применение мощных ветродвигателей, работающих в слое до 50 м, в летнее время нецелесообразно.

В дополнение к подобным картам при проектировании и размещении ветродвигателей целесообразно строить топографические карты, которые позволят внутри выбранных ветровых районов наметить конкретные точки установки ветродвигателей с учетом мезо- и микроклиматических особенностей местности. При выборе точки плотность мощности ветра может быть рассчитана более точно по формулам (1) и (2), куда подставляются определенные по длинному ряду эмпирические значения  $c_0$  и  $A$ . Для определения потенциальных ветроэнергоресурсов плотность мощности умножается на число секунд в месяце.

Полные подсчеты ветроэнергетических ресурсов могут базироваться лишь на конкретных технических решениях, так как при

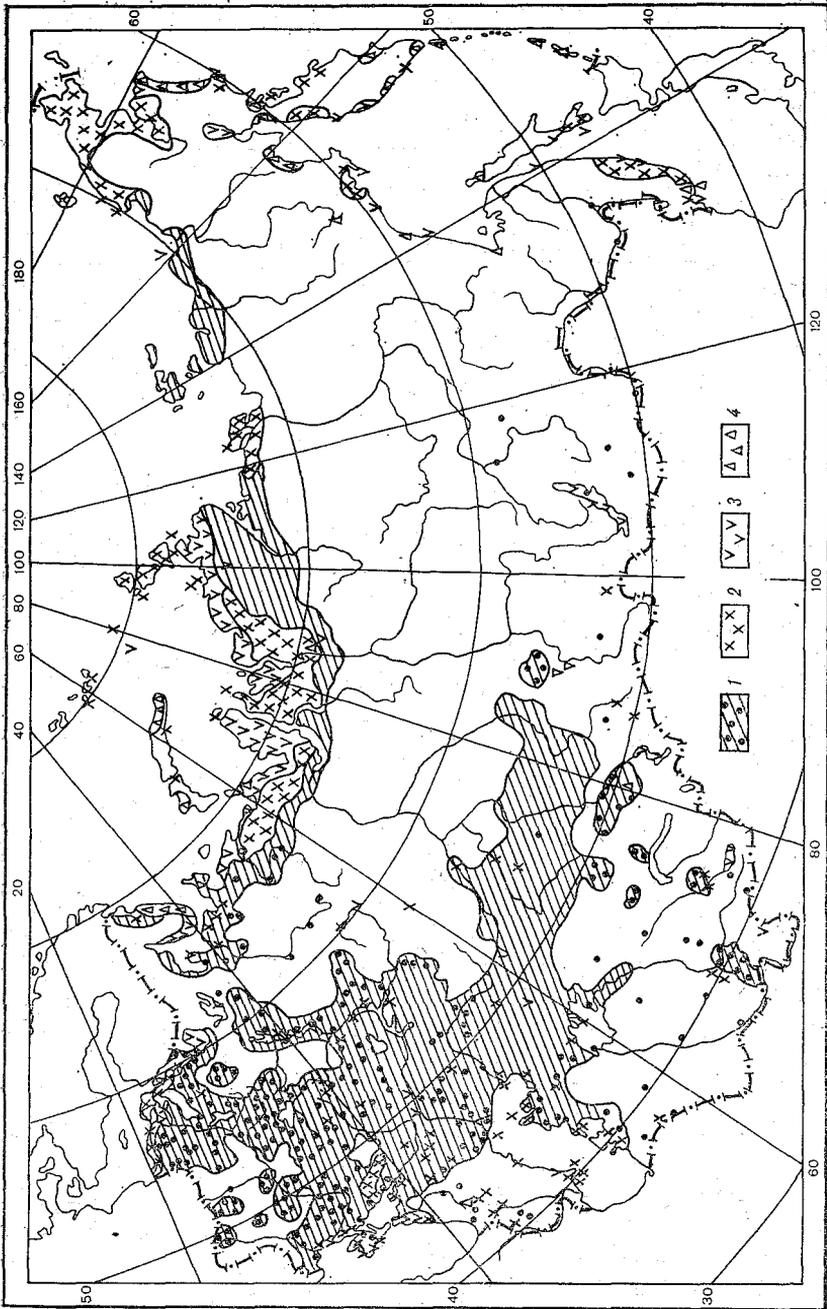


Рис. 1. Карта потенциальных ветроэнергоресурсов. Январь.  
 Плотность мощности ветра ( $\text{Вт/м}^2$ ): 1) 100—150, 2) 250—300, 3) 400, 4) 1000. Точки, крестики и другие обозначения соответствуют указанным градациям ветроэнергоресурсов.

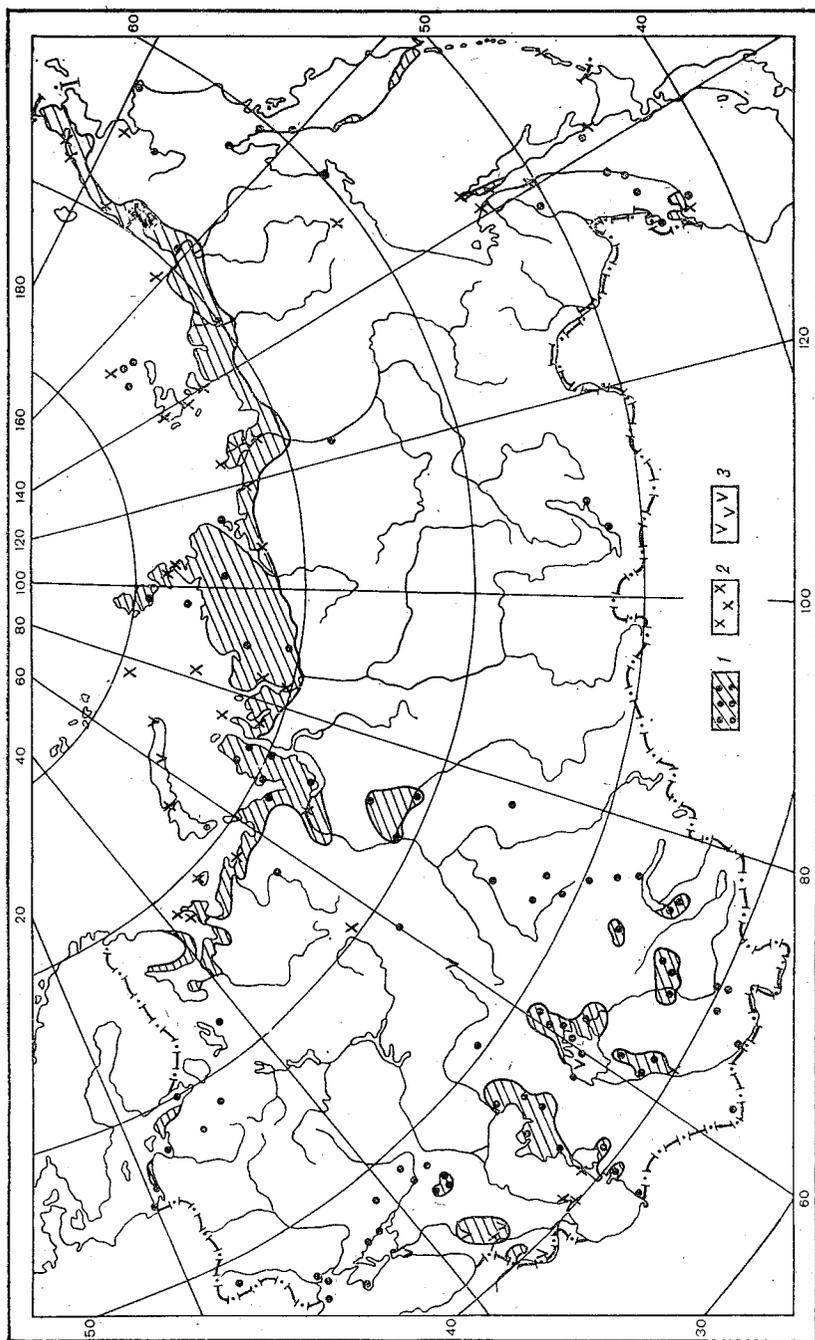


Рис. 2. Карта потенциальных ветроэнергоресурсов. Июль.  
Усл. обозначения 1—3 см. рис. 1.

подсчетах должна учитываться толщина и высота слоя над поверхностью земли, который будет использоваться ветродвигателями, и диапазон утилизируемых скоростей. Но и выбор конкретных конструкций ветродвигателей должен основываться на предварительной оценке средних потенциальных ветроресурсов, которые представлены в данной статье.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 250 с.
2. Кобышева Н. В., Костин С. И., Струнников Э. А. Климатология. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 343 с.
3. Марченко А. С. Круговая и эллиптическая форма двумерного нормального закона в аэроклиматологии ветра. — Труды НИИАК, 1964, вып. 25, с. 104—123.
4. Elliot D. L. Meteorological and topographical indicators of Wind Energy for Regional assessments. — Proc. Conf. on Wind Characteristics and Wind Energy Siting, 1979, PIVL-SA-7895, Richland: Pacific Northwest Lab., WA 99352.
5. Elliot D. L., Barchet W. R. Wind energy resource Atlas, vol. 1/The Northwest Region, Richland, Pacific Northwest Lab., PNL-3195, WA 99352.

*К. А. Сапицкий, Н. В. Кобышева*

### ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ВЕТРОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ГРУЗИИ

В работе [1] изложена методика расчета удельной мощности ветра ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) при условии достаточно хорошего согласования эмпирических распределений ветра с распределением Максвелла. Авторы данной статьи, не пользуясь никакими допущениями относительно закона распределения скорости ветра, рассчитали по формулам (1) и (2) цитируемой работы удельную мощность ветра для 126 станций Грузии. В формулу (2) подставлялись значения коэффициентов вариации и асимметрии, определенные по годовым совокупностям скорости ветра за многолетний период.

Авторы оценили предварительно допустимый объем исходной совокупности для расчета коэффициентов, сопоставив параметры распределений средних месячных скоростей ветра на длиннорядных станциях за весь имеющийся период до 1966 г. и за период, начинающийся с 1936 г. и оканчивающийся также в 1965—1966 гг. (табл. 1). За последний период имеются достаточно однородные ряды наблюдений за ветром по всей сети станций.

Судя по табл. 1, коэффициенты, рассчитанные за разные периоды, различаются, как правило, во втором знаке после запятой.

При этом коэффициент вариации, рассчитанный по короткому ряду, обычно меньше, что вполне естественно, так как при удлинении ряда увеличивается разброс данных. Коэффициент асимметрии в ряде случаев оказался больше для короткого ряда. Это объясняется, с одной стороны, ошибками исходного материала, к которым очень чувствительны коэффициенты асимметрии, с другой — стремлением распределения к нормальному с увеличением

Таблица 1

Коэффициенты вариации  $c_v$  и асимметрии  $A$  распределений месячных значений скорости ветра (в совокупности за год)

| Станция              | Начало периода | $c_v$ | $A$  |
|----------------------|----------------|-------|------|
| Сакара . . . . .     | 1892           | 0,46  | 0,56 |
|                      | 1936           | 0,38  | 0,73 |
| Гардабани . . . . .  | 1896           | 0,52  | 0,61 |
|                      | 1936           | 0,52  | 0,58 |
| Мухрани . . . . .    | 1924           | 0,39  | 0,10 |
|                      | 1936           | 0,39  | 0,09 |
| Боржоми . . . . .    | 1927           | 0,53  | 1,81 |
|                      | 1936           | 0,51  | 1,92 |
| Цеми . . . . .       | 1903           | 0,44  | 0,20 |
|                      | 1936           | 0,37  | 0,22 |
| Абастумани . . . . . | 1891           | 0,54  | 0,85 |
|                      | 1936           | 0,53  | 0,90 |
| Бакуриани . . . . .  | 1919           | 0,48  | 0,79 |
|                      | 1936           | 0,46  | 0,70 |
| Гудаури . . . . .    | 1891           | 0,30  | 0,54 |
|                      | 1936           | 0,54  | 0,62 |

объема выборки. В целом небольшие различия коэффициентов позволяют ориентироваться при массовых расчетах плотности мощности ветра на ряды наблюдений, начинающиеся с 1936 г.

В табл. 2 приведены результаты расчетов удельной мощности ветра для годовых совокупностей скорости ветра, выполненных по формулам (1) и (2), представленным в работе [1].

В среднем за год потенциальные ветровые ресурсы, как это видно из табл. 2, лишь на небольшом числе станций имеют величину, достаточную для того, чтобы пытаться их утилизировать.

Для всех метеорологических станций Грузии составлена характеристика их местоположения:

— по положению (Западная или Восточная Грузия);

— по высоте места и форме рельефа (выпуклая, ровная, вогнутая);

• — по степени защищенности ветроизмерительных приборов.

Как показывает анализ полученных результатов, большая часть станций, плотность мощности ветра на которых более  $100 \text{ Вт/м}^2$ , располагается на больших высотах в выпуклых формах рельефа или на высоких плоскогорьях. В Западной Грузии это Мта-Сабуети (1242 м), Мамисонский перевал (2854 м), Гагрский хребет (1644 м), в Восточной Грузии — Казбеги (3653 м), Радионовка (2080 м), Вани (2100 м), Ефремовка (2112 м). На некоторых из этих станций плотность мощности ветра превышает  $1000 \text{ Вт/м}^2$ .

Таблица 2

Распределение удельной мощности ветра ( $\text{Вт/м}^2$ ) по территории Грузии

| Градации удельной мощности ветра | Станция   |
|----------------------------------|---|
| > 1000                           | Мта-Сабуети, Казбеги, в/г   |
| 400—1000                         | Мамисонский перевал, Тбилиси, АМСГ  |
| 300—400                          | Скра, Джвари, Кутаиси, гмс  |
| 200—300                          | Радионовка, Ципа, Поти, порт, Батуми, АМСГ, Мухран, агро  |
| 100—200                          | Гори, Цхинвали, Поти, Ефремовка, Вани, Ткибули, Корбули, Мтаулинда, Гагрский хребет, Поти, парк, Самтредиа, Даблациха |
| < 100                            | Остальные 102 станции   |

Однако в Западной Грузии преимущественно на небольших высотах и на побережье Черного моря на отдельных станциях с ровной подстилающей поверхностью имеются значительные ветроэнергоресурсы (Самтредиа — 25 м, Поти — 23 м, Батуми — 10 м, Кутаиси — 144 м, Даблациха — 221 м, Ткибули — 535 м, Ципа — 673 м, Корбули — 793 м).

В Восточной Грузии на малых высотах, а также повсеместно в вогнутых формах рельефа ветроэнергоресурсы практически всегда малы.

Величина удельной мощности ветра в основном определяется средней скоростью ветра. Наибольшие значения удельной мощности достигаются при самых больших средних годовых скоростях ветра. Так, удельная мощность ветра, превышающая  $400 \text{ Вт/м}^2$ , наблюдается при средних годовых скоростях более 5 м/с. Интересно отметить, что коэффициенты вариации и асимметрии при этом сравнительно небольшие ( $c_v = 0,2 \div 0,4$ ;  $A = 0,2 \div 1,0$ ).

Наоборот, удельная мощность от 100 до  $300 \text{ Вт/м}^2$  может создаваться как за счет сравнительно больших средних скоростей

ветра (4—5 м/с) и небольших  $c_v$  и  $A$ , так и при значительно меньших скоростях (2,5—3,5 м/с), но больших коэффициентах вариации и асимметрии ( $c_v=0,4 \div 0,6$  и  $A > 1,0$ ).

Общая оценка ветроэнергоресурсов должна выполняться с помощью топографических карт при условии, что известны общие закономерности изменения в зависимости от окружающих условий основных параметров, входящих в расчеты удельной мощности, т. е. средней скорости ветра.

Анализ параметров распределения ветра не позволил выявить сколько-нибудь четкой зависимости их от характера подстилающей поверхности для Грузии.

Таблица 3

Средние параметры распределения скорости ветра ( $\bar{x}$ ,  $c_v$ ,  $A$ )

| Высота над уровнем моря, м | Параметры        |                 |                  |                 |                  |                 |
|----------------------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|
|                            | $\bar{x}$        |                 | $c_v$            |                 | $A$              |                 |
|                            | Восточная Грузия | Западная Грузия | Восточная Грузия | Западная Грузия | Восточная Грузия | Западная Грузия |
| < 500                      | 1,5              | 2,1             | 0,42             | 0,42            | 0,48             | 0,72            |
| 500—1000                   | 2,4              | 2,0             | 0,36             | 0,40            | 0,62             | 0,66            |
| 1000—2000                  | 1,8              | 1,3             | 0,22             | 0,50            | 0,77             | 0,76            |
| > 2000                     | 4,0              | 5,4             | 0,39             | 0,29            | 0,78             | 0,92            |

Выполненная авторами группировка параметров по характеру защищенности и формам рельефа не помогла установить зависимость параметров от особенностей подстилающей поверхности и, в частности, от высоты места. Поэтому параметры распределения скорости ветра были осреднены по сравнительно крупным градациям высоты над уровнем моря отдельно для Западной и Восточной Грузии (табл. 3).

Заметное увеличение средней годовой скорости ветра и коэффициента асимметрии и уменьшение коэффициента вариации происходит лишь на очень больших высотах. Таким образом, на высотах до 2000 м трудно ожидать на значительной территории Грузии больших значений потенциальных ветроэнергоресурсов. На общем фоне значений меньше 100 Вт/м<sup>2</sup> возможны лишь отдельные вкрапления повышенных ветроэнергоресурсов, аналогичных тем, которые видны из табл. 2. Рассчитывать на получение большого количества энергии за счет ветра можно лишь в горах, на высотах более 2000 м.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобышева Н. В., Степанская Г. А., Чмутова З. Е. Оценка потенциальных ветроэнергетических ресурсов на территории СССР. См. настоящий сборник, с. 15—20.

## ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ К ОПИСАНИЮ КЛИМАТА КУРОРТОВ

Одной из проблем современной климатологии и курортологии следует считать изучение воздействия климата и погоды на человека в различных природно-климатических районах нашей страны и прежде всего в курортных зонах для правильной организации климатолечения и отдыха трудящихся. В связи с этим возникает необходимость в составлении на единой научной основе серии климатических описаний курортов.

В ГГО им. А. И. Воейкова подготовлен проект «Рекомендаций по описанию климата курортных зон СССР». Предполагается, что они могут служить научно-методическим пособием при изучении климатических ресурсов территории курортов. При подготовке рекомендаций использованы современные методы климатического анализа, обобщены и критически проанализированы имеющиеся на сегодня (в основном отечественные) исследования по биоклиматологии человека и курортной климатологии.

Работ, посвященных изучению влияния погоды и климата на организм человека, много, но почти нет обобщающих работ. Разнообразны показатели, характеризующие различные стороны этого влияния, но зачастую они несопоставимы между собой. Пороговые значения действия метеофакторов и их сочетаний физиологически слабо обоснованы, а иногда какие-либо обоснования и вовсе отсутствуют. Все это осложняет выбор параметров для использования их в климатическом описании курортных зон при оценке климата и значимости его в климатолечении.

Предлагаемые Программа и Рекомендации включают в себя общеклиматическую, биоклиматическую, микроклиматическую оценку климата курорта и состоят из трех разделов:

- 1) общая характеристика климата;
- 2) биоклиматическая характеристика курорта;
- 3) микроклиматическая оценка территории курортной зоны.

В первом разделе должны быть приведены климатические показатели, характеризующие циркуляционный, световой, радиационный режимы, температуру и влажность воздуха, атмосферное давление, ветер, осадки, снежный покров, атмосферные явления, сведения о загрязнении атмосферного воздуха в районе курортной зоны.

Современная климатология располагает большим количеством разнообразных климатических характеристик, одни из которых уже рассчитаны и помещены в Справочниках по климату СССР, а другие могут быть найдены по разработанным методам на основании данных наблюдений сети метеостанций. Поэтому при подготовке первого раздела для оценки воздействия климата на че-

ловека следует отбирать наиболее информативные климатические показатели. Так, при описании циркуляционного режима района курорта следует привести данные о повторяемости основных барических образований и фронтов с оценкой устойчивости первых и интенсивности вторых, а также повторяемости типов погоды в соответствии с медико-метеорологической классификацией, принятой при составлении специализированных прогнозов на данном курорте.

Рассматривая радиационный режим, большее значение следует придавать интенсивности поступающей радиации, нежели суточным и тем более месячным суммам. А при характеристике осадков нужно иметь в виду, что данные об их повторяемости и продолжительности (особенно в светлое время суток) значительно полезнее, чем месячные и годовые суммы. Причем рекомендуется не ограничиваться средними значениями, а приводить данные об обеспеченности, вероятности, повторяемости. Необходимо уделять внимание анализу годового, сезонного и суточного хода метеорологических элементов в связи с большим физиологическим значением сезонного и циркадного (близкого к суточному) биологических ритмов жизнедеятельности человека. Следует чаще прибегать к анализу распределения метеорологических элементов и в различные часы суток, обращая большее внимание на условия, наблюдаемые в дневное время, с учетом режима дня пребывающих на курорте.

324907  
Организм человека чутко реагирует не столько на абсолютные значения того или иного метеоэлемента, сколько на характер и интенсивность его изменения. Поэтому при общей оценке климата необходимо остановиться на особенностях распределения межсуточных и межсрочных разностей. В разделе следует привести данные об общей и непрерывной продолжительности различных и особенно резко аномальных для данного климата метеорологических условий (очень жаркие или очень холодные дни, дождливые периоды и т. д.).

Основным в предлагаемых рекомендациях является раздел «Биоклиматическая характеристика курорта». В нем главным образом дается биоклиматическая оценка теплового состояния организма, так как при всем многообразии влияния климата на человека наиболее важными оказываются условия теплообмена со средой. Именно тепловым состоянием человека в значительной степени определяются его здоровье и болезнь, работоспособность и питание, одежда и жилище.

В качестве основного метода используется метод теплового баланса тела человека, так как он наиболее полно учитывает все стороны теплообмена человека со средой. Этот метод достаточно обоснован физически и физиологически. Он позволяет оценить в единых энергетических единицах как отдельные составляющие этого обмена, так и общий баланс.

Из нескольких существующих видов уравнений теплового баланса тела человека мы остановились на уравнении, предложенном

Б. А. Айзенштамом [1, 9], которое позволяет очень хорошо оценить величину тепловой нагрузки на организм человека в условиях перегрева. Параллельно предлагается и уравнение теплового баланса, полученное М. И. Будыко и Г. В. Циценко [3, 4] в модификации Н. П. Поволоцкой [8], так как оно используется в практике курортологии и в исследованиях Пятигорского НИИ курортологии и физиотерапии, в частности при оценке условий климатолечения и дозировании климатопроцедур с учетом различного характера заболеваний.

В климатотерапии для оценки теплового состояния человека также широко используется система эффективных температур: эквивалентно-эффективные температуры (ЭЭТ), радиационно-эквивалентно-эффективные температуры (РЭЭТ) и температура черного шара, поэтому они должны найти место в описании климата курорта.

Среди других биоклиматических характеристик следует дать оценку режима ультрафиолетовой радиации, используя при этом методику, разработанную В. А. Белинским [2, 12]. В главе, где будут рассматриваться условия проведения климатотерапевтических процедур, желательно привести данные о продолжительности УФ радиации различной интенсивности, продолжительности одной биодозы, выделить периоды благоприятного УФ климата.

При характеристике климата для медицинских целей самостоятельное значение имеет оценка содержания кислорода в воздухе, так как его колебания оказывают биологическое действие на организм человека. Методика расчета плотности кислорода разработана в ЦНИИ курортологии и физиотерапии [7]. Особенно важен учет содержания кислорода на курортах, расположенных в горных районах, поскольку в этом случае его парциальная плотность является одним из ведущих факторов по силе воздействия на организм человека.

В Рекомендации по описанию климата курортов следует ввести показатели степени контрастности погод, поскольку оценка изменения погодных условий очень важна с точки зрения влияния на самочувствие человека, особенно больного и метеочувствительного. На этом должна основываться, в частности, система профилактики различных заболеваний, в первую очередь сердечно-сосудистых, а также оценка условий адаптации человека при смене климата.

В Рекомендации должны быть введены характеристики неблагоприятных метеорологических условий, ограничивающих пребывание на открытом воздухе, особенно во время отдыха. Однако предлагаемые критерии, как и показатели контрастности погод, нуждаются в доработке с участием медиков-курортологов и климатологов. Они должны рассматриваться более дифференцированно в зависимости от климатических особенностей территории курортной зоны, а также особенностей лечебного профиля санатория или курорта.

В третьем разделе рекомендуется на основании специальных

наблюдений, проведенных по методике, разработанной в секторе микроклимата ГГО [5, 6, 10, 11], дать микроклиматическую оценку территории курорта, мест проведения климатопроедур и мест наибольшего пребывания отдыхающих. В результате микроклиматических исследований следует получить количественные характеристики изменчивости основных метеоэлементов, которые необходимо учитывать при проведении различных климатотерапевтических процедур на данном курорте и предусмотреть такие изменения микроклимата, которые были бы благоприятны для пребывания, лечения и деятельности человека.

Следует отметить, что некоторые показатели состояния атмосферы, весьма интересующие медиков и курортологов (электромагнитные показатели, проводимость атмосферы, ионизация и т. д.), не рассматриваются в Программе и Рекомендациях. Это связано с тем, что до сих пор такие измерения почти не проводятся на сети метеостанций, а отдельные серии наблюдений, проводимые на курортах посредством нестандартной аппаратуры, не могут быть рекомендованы для климатических обобщений.

Составление предлагаемых Рекомендаций должно проводиться с возможно более широким использованием ЭВМ. Для этого желательно привлечь метеорологическую информацию на техническом носителе по срочному макету, собираемую и хранящуюся во ВНИГМИ — МЦД. Ряд наблюдений в 15 лет (1966—1980 гг.) достаточен для расчета большинства параметров со степенью точности, требуемой для задач медицины и курортологии. Этот материал даст возможность получить вероятностные характеристики по элементам и большинство предлагаемых биоклиматических показателей.

Применение настоящих Рекомендаций в полном объеме возможно для курортов, вблизи которых ведутся актинометрические наблюдения. В остальных случаях придется отказаться от получения вероятностных характеристик радиационного режима, и расчеты показателей теплового баланса тела человека должны быть ограничены средними величинами. Некоторые ограничения имеются еще и при применении данных рекомендаций для горных курортов, расположенных на высоте более 700—1000 м над уровнем моря.

Работы по созданию описаний климата курортных зон СССР должны выполняться в региональных НИИ, крупных ГМО в сотрудничестве с медиками-курортологами НИИ курортологии и физиотерапии и биоклиматических станций Минздрава СССР, а также территориальных Советов по управлению курортами ВЦСПС.

Выполненные на единой основе описания климата курортных зон СССР могут быть полезны медицинским работникам, курортологам, гигиенистам, физиологам, а также специалистам, занятым проектированием здравниц и их эксплуатацией. Подготовленные по данной программе материалы могут служить основой для составления различных популярных брошюр о климате и особенностях климатолечения на данном курорте.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштадт Б. А. Биоклиматический атлас Средней Азии. — М.: Гидрометеоздат, 1973. — 156 с.
2. Белинский В. А., Гараджа М. П. и др. Ультрафиолетовая радиация солнца и неба. — Изд. МГУ, 1968. — 228 с.
3. Будыко М. И., Циценко Г. В. Климатические факторы теплоощущения человека. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1960, № 3, с. 3—11.
4. Лиопо Т. П., Циценко Г. В. Климатические условия и тепловое состояние человека. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 152 с.
5. Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 67 с.
6. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. — Л.: Гидрометеоздат, 1967. — 286 с.
7. Овчарова В. Ф. К вопросу медицинской оценки метеорологических условий и о механизмах метеопатических реакций. — Материалы III науч. конференции по проблеме «Климат и заболевания сердечно-сосудистой системы». М.: Изд. АМН СССР, 1966, с. 112—119.
8. Поволоцкая Н. П. Классификация погоды и оценка теплового состояния человека при климатолечении и отдыхе в районе Кавказских Минеральных Вод. — В кн.: Вопросы медицинской климатологии и климатотерапии больных на курортах. Пятигорск, 1975, с. 17—21.
9. Рекомендации по описанию климата большого города. Ч. 4. Показатели теплового состояния человека и характеристика биоклимата городской среды. Л., 1978. — 66 с.
10. Романова Е. Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 279 с.
11. Руководство по изучению микроклимата для целей сельскохозяйственного производства. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 152 с.
12. Ультрафиолетовая радиация солнца и неба. Атлас карт, номограмм и графиков. — Изд. МГУ, 1976. — 81 с.

*Л. П. Наумова*

### **ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПРОПУСКОВ НАБЛЮДЕНИЙ НА ЗНАЧЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК**

В процессе обработки климатологических рядов при получении средних многолетних месячных значений и их средних квадратических отклонений часто возникает проблема оценки влияния пропусков в наблюдаемых рядах. Пропуски встречаются как за несколько лет подряд, так и вразбивку. Условно первые будем называть пропусками первого рода, а вторые — пропусками второго рода и соответственно неполные ряды будем называть неполными рядами первого и второго рода.

Опыт показал, что для оценки влияния пропусков в рядах температуры и осадков на величину средних значений метеорологических элементов желательно использовать разные характеристики погрешности вычисления характеристик по неполным рядам.

Для температуры используется абсолютная погрешность

$$\Delta t_k = \bar{t} - \bar{t}_k, \quad (1)$$

где  $\bar{t}$  — средняя температура данного ряда;  $k$  — число пропусков;  $\bar{t}_k$  — средняя температура неполного ряда;

$$\Delta \bar{t}_k = \frac{\sum_i^n \Delta t_{i_k}}{n} = \frac{\sum_i^n ||t_{i_k}| - |\bar{t}||}{n}, \quad (2)$$

где  $n$  — число разностей  $\Delta t_{i_k}$ ;  $i$  — текущий номер суммирования;  $t_{i_k}$  — значения температуры в неполном ряду с  $k$  пропусками.

Для осадков более удобной характеристикой является относительная погрешность

$$\Delta m_k = \frac{\Delta R_k}{\bar{R}} \cdot 100. \quad (3)$$

Здесь  $\bar{R}$  — среднее суммарное количество осадков за выбранный интервал времени (месяц, сезон, год),

$$\Delta \bar{R}_k = \frac{\sum_{i=1}^n |\Delta R_{i_k}|}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n |\bar{R}_{i_k} - \bar{R}|}{n}. \quad (4)$$

Влияние пропусков ряда на величину средних квадратических отклонений для любого из вышеуказанных метеорологических элементов удобно также оценивать через

$$\Delta z = \frac{\Delta S_k}{S} \cdot 100, \quad (5)$$

$\Delta S_k$  определяется аналогично  $\Delta \bar{t}_k$  и  $\Delta \bar{R}_k$ .

Нами были рассмотрены климатологические ряды температуры по десяти станциям Советского Союза за 12 месяцев (длиной 90—100 лет) и ряды осадков за холодное и теплое полугодия (длиной 50—60 лет) по 15 станциям Советского Союза, находящимся в различных климатических условиях. Пропуски в полных рядах моделировались нами с заданной заранее степенью неполноты ряда  $k$ .

Неполные ряды первого рода формируются последовательным исключением из ряда  $k$  членов подряд. В результате при объеме исходной выборки, равной  $N$ , число таких рядов составит  $N - k + 1$ .

Пропуски второго рода образуются с помощью датчика равномерно распределенных случайных чисел на интервале  $[0, 1]$ .

По неполным рядам для различных значений  $k$  проведены расчеты погрешностей определения средних и средних квадратических отклонений значений ряда. В качестве примера в табл. 1—3

Абсолютные погрешности  $\Delta t$  средних значений температуры ( $k=10$ )

| Станция                            | Род. ряда | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  |
|------------------------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ленинград . . . . .                | 1         | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,08 |
|                                    | 2         | 0,09 | 0,09 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,10 |
| Петропавловск-Камчатский . . . . . | 1         | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,07 |
|                                    | 2         | 0,07 | 0,10 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,08 |

Относительные погрешности  $\Delta z$  (%) средних квадратических отклонений средней месячной температуры воздуха ( $k=10$ )

| Станция                            | Род. ряда | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------------------------------------|-----------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|
| Ленинград . . . . .                | 1         | 0 | 0  | 0   | 0  | 0 | -2 | 0   | 0    | 0  | 0 | 0  | 0   |
|                                    | 2         | 0 | 0  | 0   | 0  | 0 | -7 | 0   | -2   | -1 | 0 | 0  | 0   |
| Петропавловск-Камчатский . . . . . | 1         | 0 | 0  | 0   | 0  | 0 | 0  | -1  | -1   | -1 | 0 | -1 | 0   |
|                                    | 2         | 0 | 0  | -1  | 0  | 0 | 0  | -2  | -2   | -2 | 0 | -1 | -1  |

Относительные погрешности количества осадков за холодное  
и теплое полугодия ( $k=10$ )

| Станция          | Род<br>ряда | $\Delta m \%$         |                     | $\Delta z \%$         |                     |
|------------------|-------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|---------------------|
|                  |             | холодное<br>полугодие | теплое<br>полугодие | холодное<br>полугодие | теплое<br>полугодие |
| Софийский прииск | 1           | 2                     | 1                   | -2                    | -1                  |
|                  | 2           | 2                     | 1                   | -4                    | -2                  |
| Баку . . . . .   | 1           | 2                     | 3                   | -1                    | -1                  |
|                  | 2           | 2                     | 2                   | -1                    | -2                  |

Примечание. Знак минус показывает на то, что для неполного ряда средние квадратические отклонения меньше истинных.

представлены погрешности определения этих характеристик для  $k=10$ .

Чтобы охарактеризовать зависимость средних отклонений от степени неполноты ряда  $k$ , приведем в качестве примера рис. 1 и 2.

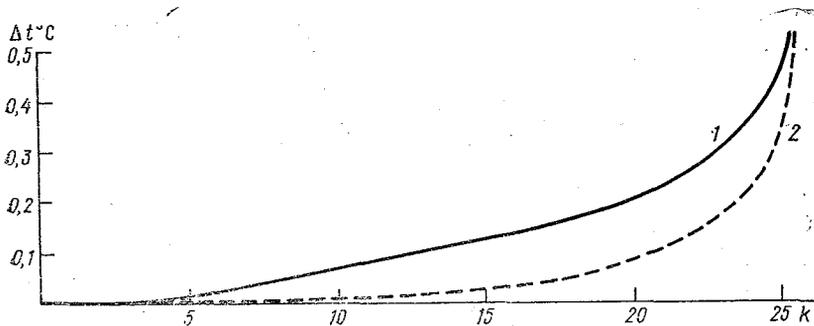


Рис. 1. Влияние степени неполноты ряда на изменение средней многолетней температуры воздуха (август).

1 — Ленинград, 2 — Казань.

Для всех рассмотренных рядов характерным является следующее:

1. При увеличении степени  $k$  неполноты ряда первого и второго рода в климатологических рядах температуры и осадков различия между  $\Delta t_k^{(1)}$  и  $\Delta t_k^{(2)}$ ,  $\Delta m_k^{(1)}$  и  $\Delta m_k^{(2)}$  незначительны. Причем значения  $\Delta t_k$ ,  $\Delta m_k$  для холодного полугодия отличаются от значений для теплового полугодия.

Для  $k \leq 15$  во всех случаях они значительно выше для зимнего, а для  $k > 15$  на некоторых станциях наблюдается обратный эффект.

2. Изменение средних значений имеет экспоненциальную зависимость от степени неполноты ряда (рис. 1), изменение же средних квадратических отклонений зависит от  $k$  линейно (рис. 2).

Рассмотрим причину меньшего изменения среднего квадратического отклонения в неполных рядах первого рода по сравнению с таковыми в рядах второго рода.

При образовании случайным образом в полном ряду пропусков маловероятные значения данной метеорологической величины будут столь же часто выбираться нами, как и достаточно часто встречающиеся в ряду значения. Поэтому неполный ряд будет иметь другое распределение с дисперсией, меньшей, чем у полного, и, возможно, другим средним.

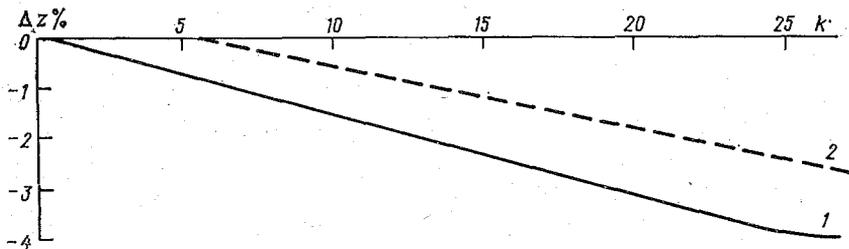


Рис. 2. Влияние степени неполноты ряда на изменение средних квадратических отклонений температуры воздуха (август).

1 — Ленинград, 2 — Казань.

Схематично это выглядит так. Пусть мы имеем одинаковой степени  $k$  пропуски первого и второго рода в ряду. Тогда вероятность появления пропуска первого рода связана с местом этого пропуска в ряду, т. е.

$$P_1 = \frac{1}{N - k + 1}, \quad (6)$$

а вероятность появления пропуска второго рода

$$P_2 = \sum_i P_i = \frac{1}{N} + \frac{1}{N-1} + \dots + \frac{1}{N-k+1} \geq \frac{k}{N}. \quad (7)$$

Ясно, что  $P_1 \leq P_2$ . Равенство возможно лишь при  $k=1$ . Поэтому можно утверждать, что редкие значения метеорологического элемента в первом случае будут реже выбираться из полного ряда, чем во втором.

Исходя из вышеизложенного можно рекомендовать при вычислении среднего и среднего квадратического отклонения в ря-

дах с пропусками первого и второго рода пользоваться поправочными коэффициентами, рассчитанными заранее для каждого конкретного района.

Результаты данного исследования могут быть применены при оценке точности расчета средних значений температуры воздуха и осадков при разработке нового справочника по климату СССР.

*Е. М. Акентьева, Н. В. Кобышева*

## **МЕТОДИКА ОСРЕДНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПО АДМИНИСТРАТИВНО-ХОЗЯЙСТВЕННЫМ РАЙОНАМ**

Планирование народного хозяйства осуществляется как в масштабе всей страны, так и дифференцированно по экономическим районам и административным областям. При этом возникает необходимость в информации, обобщенной для района или области. Например, для планирования запасов топлива часто запрашивается для района в целом средняя температура воздуха, а для оценки возможного урожая — среднее и экстремальное количество осадков. Естественно, что климатологи должны указать потребителю климатические параметры, наилучшим образом выражающие территориальные обобщения климатического режима, а также разработать оптимальные методы их расчета.

Эта проблема весьма не простая. И тем не менее она требует в настоящее время решения. Основы общей теории осреднения метеорологических полей изложены в монографии Р. Л. Кагана [1]. Однако в монографии речь идет лишь об изотропных и однородных полях, т. е. о некоторых идеальных условиях. Такие условия могут наблюдаться лишь на отдельных равнинных участках территории Советского Союза, общая площадь которых мала. Для того чтобы использовать подход, предлагаемый в [1], необходимо располагать данными о структуре метеорологических полей в условиях сложной подстилающей поверхности. Таких данных в приемлемой для осреднения метеорологических полей форме нет. Поэтому авторы данной работы попытались, рассмотрев температурный режим в конкретных районах со сложными условиями подстилающей поверхности, наметить общие подходы к решению данной проблемы.

Были поставлены следующие вопросы:

1. Какой из принятых методов осреднения температуры воздуха целесообразно использовать?

2. Как установить степень температурной неоднородности района и в зависимости от нее выполнить осреднение температуры?

В работах ряда авторов, обобщенных в [1], чаще всего рекомендуются три следующих метода осреднения:

- среднего арифметического;
- полигонов (и частные варианты этого метода);
- интерполяции в узлы координатной сетки тем или иным способом с последующим вычислением среднего арифметического.

Известные методы оптимальной интерполяции и оптимального осреднения из-за отсутствия данных о структуре метеорологических полей в сложных географических условиях использовать нельзя. Три первых метода были приняты в качестве рабочих.

Расчеты путем осреднения разными методами выполнялись для двух областей Советского Союза, резко различных по климатическим условиям, характеру подстилающей поверхности и степени освещенности данными: Белорусской ССР и Камчатской области.

В обоих случаях осреднение проводилось по многолетней средней месячной температуре января. По Белоруссии были использованы данные 75 станций, расположенных сравнительно равномерно по территории. Рельеф Белоруссии представляет собой сочетание холмистых возвышенностей с плоскими или вогнутыми низинами. Абсолютные отметки высот колеблются от 356 до 85 м. Вся Белоруссия входит в одну климатическую зону, умеренно теплую и влажную. Континентальность климата постепенно возрастает с ЮЗ на СВ. Соответственно этому изотермы января проходят примерно параллельно друг другу с СЗ на ЮВ. Градиенты температуры невелики. Они колеблются от 0,5 до 1°C на 100 км. Вследствие этого температурное поле Белоруссии можно считать относительно однородным и изотропным.

На территории Камчатской области температура осреднялась по данным 55 станций. Наибольшее число станций расположено в южных и прибрежных районах Камчатки. В северной, материковой части сеть станций чрезвычайно редка.

Около двух третей территории Камчатки занято горными массивами, отдельные точки которых достигают 4000 м и выше. Особенности термического режима Камчатской области обусловлены сложным рельефом местности, большой протяженностью с севера на юг и близостью водных пространств. Побережье и центральная часть Камчатки в климатическом отношении резко различаются между собой. Градиент средней месячной температуры января по направлению к береговой линии достигает 1°C на 10 км, в то время как по направлению с севера на юг он составляет примерно 1°C на 100 км. Таким образом, температурное поле Камчатской области в январе является неоднородным и анизотропным.

Основы методики осреднения тремя указанными выше способами достаточно просты и подробно описаны в [1]. Отметим лишь некоторые ее детали, важные для оценки полученных результатов.

Интерполяция в узлы координатной сетки проводилась по картам изотерм данных районов [3]. При этом авторы пытались учесть нелинейность распределения температуры между изотермами,

связанную с неоднородностью подстилающей поверхности. На данном этапе в расчеты, естественно, вносился некоторый субъективизм, так же как и при построении карт изотерм в сложных условиях подстилающей поверхности. При вытянутости области в меридиональном направлении при осреднении учитывалась сферичность земли. В этом случае формула осреднения имеет вид

$$\bar{t} = \frac{\sum_{i=1}^N t_i \cos \varphi_i}{\sum_{i=1}^N \cos \varphi_i}. \quad (1)$$

Так как на границах области отсекаются части клеток, образованных пересечением меридианов и параллелей, формула (1) может быть уточнена и представлена в виде

$$\bar{t} = \left( \sum_{i=1}^N t_i \cos \varphi_i + \sum_{i=1}^k t_i \delta_i \cos \varphi_i \right) / \left( \sum_{i=1}^N \cos \varphi_i + \sum_{i=1}^k \delta_i \cos \varphi_i \right), \quad (2)$$

где  $t_i$  — температура  $i$ -й станции или  $i$ -го координатного узла;  $\varphi_i$  — широта  $i$ -й станции или узла;  $\delta_i = S_1/S_2$  — часть клетки, отсекаемая границей области;  $S_1$  и  $S_2$  — внутренняя и внешняя части клетки.

Априори можно ожидать, что результат осреднения, полученный методом полигонов, когда учитываются размеры площади, прилежащей к данной станции, должен быть близким при условии однородной подстилающей поверхности к результату арифметического осреднения данных в узлах координатной сетки. Если при этом подстилающая поверхность неоднородна, то последний метод предпочтительнее.

В работе сопоставлены средние, полученные тем и другим методами на отдельных участках районов, выбранных для обследования. В частности, расчеты проведены для западной части Белоруссии и северной части Камчатки. Кроме средних, рассчитаны также характеристики рассеивания температуры относительно средней для этого участка (табл. 1).

В то время как результаты арифметического осреднения по данным станций в Камчатской области сильно отличаются от результатов осреднения по данным проинтерполированной в узлы координатной сетки, по методу полигонов значения температур близки к полученным по второму методу температурам. Эти различия связаны с ограниченным числом станций на севере Камчатки и, следовательно, с большой погрешностью осреднения по данным станций.

В Белоруссии все три метода дают близкие результаты, так как станции расположены здесь равномерно, а подстилающая поверхность однородна.

Поскольку метод полигонов не позволяет учесть неоднородности подстилающей поверхности, а метод осреднения данных в узлах координатной сетки при наличии достаточно квалифицированно построенной карты изотерм учитывает их и в то же вре-

Таблица 1

Осредненные средние многолетние температуры января и средние квадратические отклонения средних многолетних температур в отдельных точках от средней по площади  $\sigma_{\text{ср}}$

| Район               | Метод осреднения  | $\bar{t}_{\text{ср}}$ | $\sigma_{\text{ср}}$ |
|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| Западная Белоруссия | Полигонов         | -5,5                  | 0,83                 |
|                     | По данным в узлах | -5,4                  | 0,87                 |
|                     | По данным станций | -5,6                  | 0,77                 |
| Северная Камчатка   | Полигонов         | -18,4                 | 5,12                 |
|                     | По данным в узлах | -19,0                 | 5,20                 |
|                     | По данным станций | -16,4                 | 4,90                 |

мя оба метода дают близкие результаты, можно в дальнейшем пользоваться лишь вторым методом и метод полигонов дальше не обсуждать. Вместе с тем целесообразно сопоставить методы осреднения по данным станций и данным в узлах сетки, чтобы представить порядок различий в средних температурах, полученных двумя указанными методами в различных условиях.

Таблица 2

Средние  $\bar{t}_{\text{ср}}$ , средние квадратические отклонения  $\sigma_{\text{ср}}$  и коэффициенты асимметрии  $A_{\text{ср}}$  распределений январских температур в пределах района

| Район              | Метод осреднения  | $\bar{t}_{\text{ср}}$ | $\sigma_{\text{ср}}$ | $A_{\text{ср}}$ |
|--------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|-----------------|
| Белорусская ССР    | По данным станций | -6,6                  | 0,90                 | 0,44            |
|                    | По данным в узлах | -6,4                  | 1,00                 | 0,42            |
| Камчатская область | По данным станций | -14,0                 | 4,81                 | 0,42            |
|                    | По данным в узлах | -18,0                 | 5,20                 | 0,16            |

В табл. 2 представлены средние многолетние температуры января для всей территории Белоруссии и Камчатки.

Все параметры распределения температуры в районе Камчатки, полученные указанными методами приводят к большому различиям. Они объясняются тем, что температурное поле Камчатки, как уже отмечалось, неоднородно и анизотропно. Метеостан-

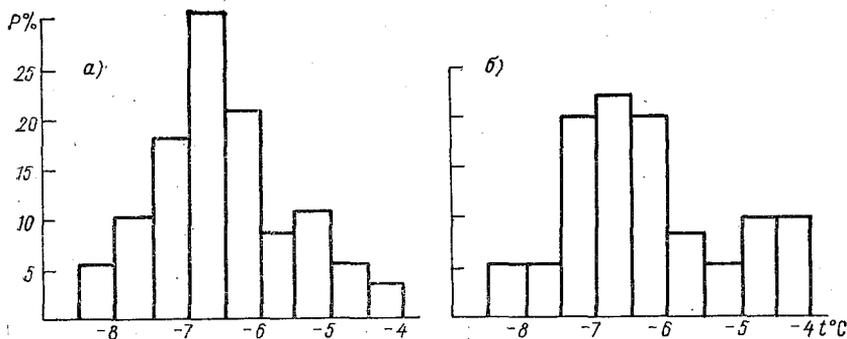


Рис. 1. Распределение средней многолетней температуры января по Белоруссии.

*a* — по данным станций; *б* — по данным в узлах.

ции расположены сугубо неравномерно. На обширной материковой части Камчатской области, где наблюдаются наиболее низкие температуры, станций мало (всего 9).

Интерполяция температуры в узлы координатной сетки позволяет как бы восполнить отсутствующие станции в этой части материка, что приводит к существенному понижению средней температуры и возрастанию среднего квадратического отклонения.

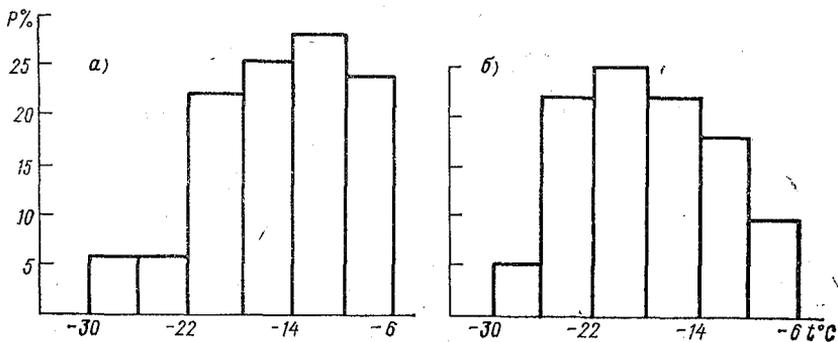


Рис. 2. Распределение средней многолетней температуры января по Камчатке.

*a* — по данным станций; *б* — по данным в узлах.

Асимметрия, наоборот, уменьшается, так как распределение частот по градациям выравнивается вследствие возрастания частот, приходящихся на низкие температуры (в северной материковой части) и высокие (на побережье, где тоже число станций недостаточно). Трансформацию распределений при переходе от данных по станциям к данным в узлах регулярной сетки можно проследить по рис. 1 и 2.

Таким образом, при осреднении температуры воздуха по административно-хозяйственным районам целесообразно пользоваться методом осреднения данных в узлах регулярной сетки, несмотря на возможное возрастание дисперсии данных. Дело в том, что уменьшение значения  $\sigma_{\text{ср}}$  при переходе к осреднению данных по станциям может оказаться формальным, как это и было в нашем случае для Камчатской области.

Рассмотрим теперь вопрос о методах оценки степени неоднородности температурного режима заданного района. Легко понять, что если этот район имеет большую протяженность в меридиональном направлении или характеризуется сложным рельефом местности, близостью больших водоемов и т. п. и дисперсия значений температуры внутри него велика, то среднее значение по всему району не имеет реального смысла и теряет практическую ценность. Значит, необходимо предварительно разделить данный район на сравнительно однородные в смысле термического режима участки с небольшой дисперсией, приемлемой для практических целей, и проводить осреднения по таким участкам. Следует заметить, что дисперсия не должна быть ни слишком малой, так как в этом случае теряет смысл районирование, ни слишком большой по причине, указанной выше. Представляется, что ее величина должна задаваться исходя из практических задач, которые ставятся при осреднении.

В качестве оценки степени неоднородности термического режима может быть использован такой показатель, как число однородных участков с одинаковой дисперсией, на которые разбит район. Разделение на участки выполняется объективным методом кластерного анализа, например с использованием известного алгоритма Прима — Краскала [2].

В соответствии с ним строится кратчайшая связывающая сеть (КСС), элементами которой являются разности температур между пунктами наблюдений. Затем сеть разбивается по наиболее длинным звеньям. Получаемые при этом участки сети можно рассматривать в качестве районов, относительно однородных по температуре.

Применение указанного алгоритма позволяет получить несколько вариантов районирования по различным градациям перепадов температур внутри выделяемых подрайонов. Для опробования данного алгоритма был выбран район освоения БАМ, имеющий значительную протяженность по территории и характеризующийся чрезвычайным разнообразием мезоклиматических условий. В работе использовалось 50 репрезентативных станций в преде-

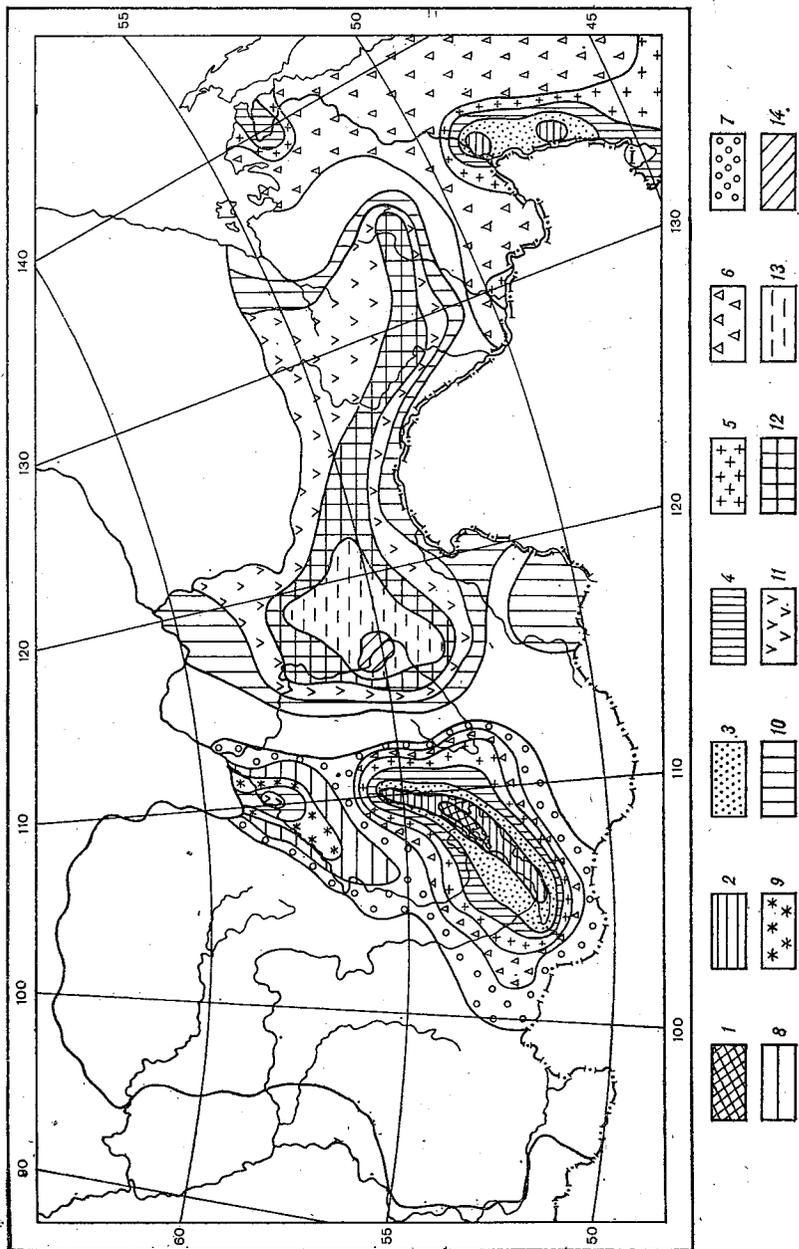


Рис. 3. Районирование по температуре воздуха на территории БАМ. Январь,  $\Delta t = 0,1 \pm 0,3$  °C.  
 Сред: 1) -18,2°C, 2) -22,4°C, 3) -22,9°C, 4) -23,8°C, 5) -24,4°C, 6) -25,2°C, 7) -26,3°C, 8) -26,9°C, 9) 28,0°C, 10) 29,0°C, 11) 31,1°C, 12) 32,8°C, 13) 33,8°C, 14) 34,7°C

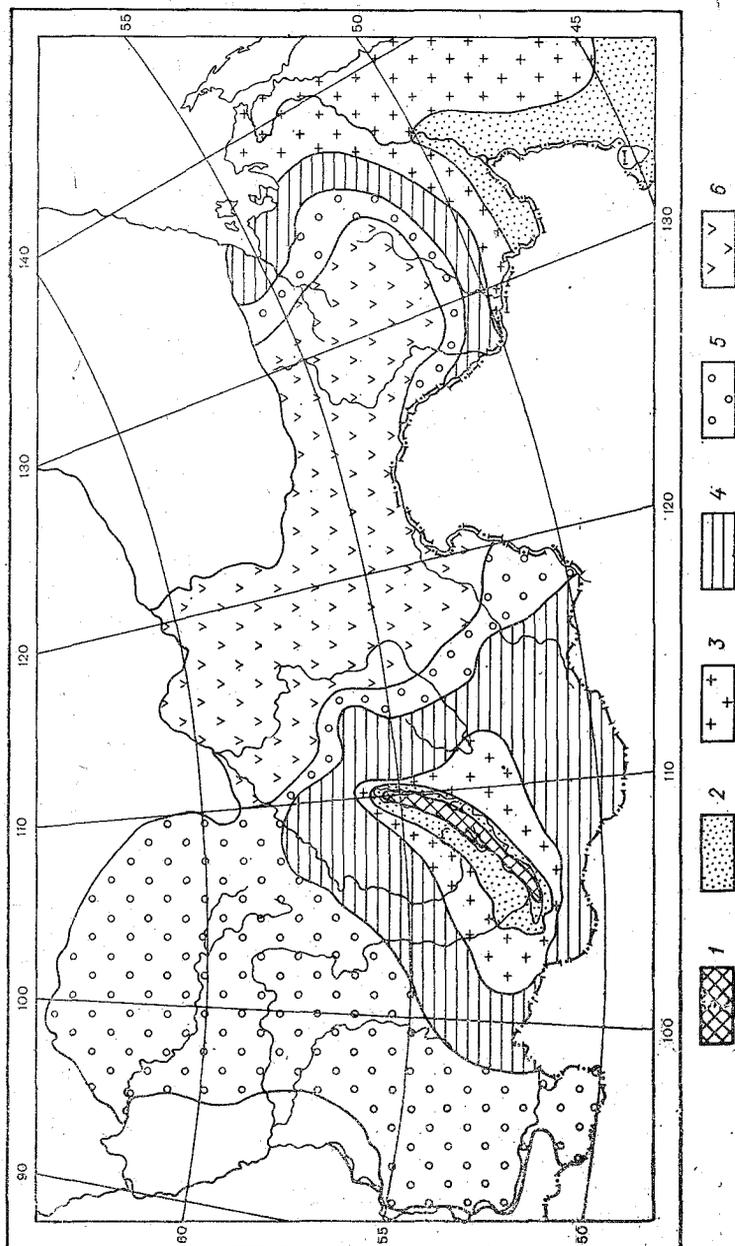


Рис. 4. Районирование по температуре воздуха на территории БАМ. Январь,  $\Delta t = 0,6 \div 1,0$  °С.  
 $\bar{t}_{\text{ср.}}: 1) - 18,2^\circ\text{С}, 2) - 22,6^\circ\text{С}, 3) - 25,1^\circ\text{С}, 4) - 27,1^\circ\text{С}, 5) - 29,0^\circ\text{С}, 6) - 32,7^\circ\text{С}.$

лах данного района. В результате были получены два варианта районирования, отличавшиеся величиной температурных разбросов внутри выделенных подрайонов. С помощью неравенства Чебышева была оценена вероятностная характеристика выделения каждого из них. Для первого варианта районирования она составила 89 %, для второго — 80 %.

Первый вариант с наиболее высокой степенью детализации включал в себя 14 подрайонов, отражавших особенности мезоклимата (рис. 3). Разброс температур внутри подрайона составил 0,1—0,3 °С. Подрайоны с наиболее низкой температурой (32,0—34,0 °С) охватывали холодные котловины и узкие долины. Самыми теплыми оказались острова и плато (18—20 °С). Склоны и широкие долины заняли промежуточное положение.

Поскольку районирование имело своей целью выявление чувствительности выбранного алгоритма к мезоклиматическим особенностям местности, оно выполнялось по данным отдельных станций, физико-географическое описание которых имеется в специальном издании климатического справочника. Однако при данной детализации районирования это привело к тому, что на карте образовались некоторые неосвещенные участки территории (оставлены без штриховки).

Второй вариант районирования включал в себя 6 районов (рис. 4). Разброс температур в них составил 0,6—1,0 °С. Выделенные районы расположены следующим образом:

район 1 — острова на озере Байкал ( $\bar{t}_{\text{ср}} = -18,2$  °С);

район 2 — побережье Байкала и район впадения реки Уссури в реку Амур ( $\bar{t}_{\text{ср}} = -22,6$  °С);

район 3 — район, окаймляющий озеро Байкал, за исключением узкой прибрежной зоны, и долины рек Амур и Уссури;

районы 4 и 5 — горные районы Предбайкалья и Забайкалья и долины рек Зей и Буреи ( $\bar{t}_{\text{ср}} = -27,1...-29,0$  °С);

район 6 — долина реки Витим и истоки рек Олекма, Зей, Бурея и Уда ( $\bar{t}_{\text{ср}} = -32,7$  °С).

Обычно при изучении климатического режима БАМ выделяют субъективно три климатических района, делящих территорию БАМ на три примерно равные части, границами которых служат меридианы. Для температуры воздуха такое районирование непригодно. По карте (рис. 4) видно, что конфигурация этих районов более сложная.

Таким образом, районирование территории методом, принятым в данной работе, позволяет выделить климатические особенности района любого масштаба, от микро- до макроклиматических.

Решая задачу осреднения температуры (или другого элемента) по площади административно-хозяйственного района, следует прежде всего установить допустимую для этой задачи дисперсию данных относительно средней по площади, затем разделить район на однородные подрайоны исходя из принятой дисперсии и, проинтерполировав данные в узлы регулярной сетки, осреднить их для каждого однородного района.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каган Р. Л. Осреднение метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 212 с.
2. Прим Р. К. Кратчайшие связывающие сети и некоторые обобщения. — Кибернетический сборник, 1961, № 2, с. 95—107.
3. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1975, с. 71—72.

*В. Н. Михайлова, Ц. А. Швер*

### СУТОЧНЫЕ МАКСИМУМЫ ЖИДКИХ И ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ

Изучению режима атмосферных осадков, их географического распределения и временных колебаний посвящено большое количество работ, в которых прежде всего рассматриваются средние многолетние месячные, сезонные (за теплый и холодный периоды) и годовые суммы осадков. Работ, где исследуются пространственно-временные изменчивости суточного максимума осадков, немного [3, 4, 8], однако именно эта важная характеристика режима осадков непосредственно используется в расчетах при проектировании дренажных мелиоративных систем, различных гидротехнических сооружений, дорог, подземных, в том числе и городских, коммуникаций и др.

В работах Л. П. Кузнецовой [3, 4] рассмотрена возможность применения определенного типа экстраполяционных кривых для расчета суточного максимума осадков различной обеспеченности, исследован вопрос о необходимом и достаточном периоде наблюдений для построения указанных кривых, показано распределение суточного максимума осадков по территории в зависимости от рельефа на примере Алтая и для этого же района проанализирована зависимость между средним суточным максимумом осадков и суммой осадков за теплый период.

В работе Ц. А. Швер [8] подтверждается зависимость суточного максимума осадков от абсолютной продолжительности периода наблюдений, из которого он определяется, и показана необходимость включения последних лет наблюдений для выборки наблюденного суточного максимума осадков.

Ряды наблюдений были продлены по всем станциям, представленным в «Справочнике по климату СССР» [6], и показано, что на 154 станциях после 1965 г. величина абсолютного из наблюденных суточных максимумов возросла в отдельных случаях более чем на 10 %. С учетом новых значений построена карта распределения суточного максимума осадков 1%-ной обеспеченности для территории СССР.

М. Н. Соседко в [7] показал, что применяющаяся в настоящее время методика обобщения осадкомерных данных не позволяет

получать достоверные сведения о максимальных значениях осадков за определенные интервалы суммирования. Автор приходит к выводу, что генетически и статистически оправданным является обобщение совокупности максимальных величин осадков за временные интервалы, не привязанные к определенным стандартным временным интервалам, например суточным. Необходимо устанавливать эмпирические интервалы с наибольшей интенсивностью дождя по плювиографу.

В данной работе мы исследовали ряды ежегодных суточных максимумов осадков методом скользящего осреднения. В первую очередь интерес представляли ряды наблюдений на тех станциях, где за последние 15 лет выпали ливни, значительно превысившие ранее известные максимумы. Из табл. 1 работы [8] выбрано 14 таких станций, причем предпочтение отдано наиболее длиннорядным, т. е. с 1891 г., и с наименьшим числом пропущенных лет наблюдений. Для наиболее равномерного освещения территории СССР были добавлены ряды еще 43 станций. Практически во всех рядах имелись пропуски в наблюдениях за годы Первой мировой, гражданской и Великой Отечественной войн. Продолжительность перерывов, вызванных войнами, достигает 5 лет. Пропуски в рядах восстанавливались в тех случаях, где это возможно, по соседним станциям или заполнялись средними многолетними значениями суточных максимумов, взятых из табл. 5 «Справочника» [6]. Полученные таким образом непрерывные ряды по 57 станциям с периодами наблюдений от 53 до 90 лет и явились исходным материалом для анализа.

Для каждого ряда была вычислена средняя многолетняя величина суточного максимума  $\bar{x}$  и коэффициент вариации  $s_v$ . Эти данные приведены в табл. 1. Для сравнения здесь же приведены аналогичные величины, полученные по более коротким рядам и опубликованные в «Справочнике» [6]. В большинстве случаев вычисленные с привлечением последних лет средние величины суточного максимума систематически, но всего на 1—2 мм превышают ранее известные. В таких пунктах, как Кола, Ленинград, Калинин, Марьина Горка, Ворошиловград, Сенгилей, Сызрань, Сарапул, Чита, они не изменились совсем. Отмечено несколько станций, где добавление последних 15 лет привело к увеличению среднего суточного максимума на 4—7 мм. Это Лерик, Сочи, Иргиз, Целиноград. Увеличение максимума достигает 10 % его средней величины.

В табл. 1 приведены также данные наблюдений экстремумов суточных максимумов. Интересно отметить, что обнаружилось группы станций, охватывающие достаточно большие площади, на которых абсолютный по величине суточный максимум наблюдался синхронно в пределах одного десятилетия. Например, максимальное за весь период наблюдений количество осадков выпало в первом десятилетии XX в. на станциях Марьина Горка (1903 г.), Киев (1902), Ворошиловград (1906 г.), Кировоград (1906 г.) и в 70-х годах на станциях Кольского полуострова: Кола (1977 г.),

## Характеристики суточных максимумов жидких осадков

| Станция          | УГКС              | Число лет | Максимум, мм |                  | $c_v$       |
|------------------|-------------------|-----------|--------------|------------------|-------------|
|                  |                   |           | $\bar{x}$    | $\bar{x}$ по [6] |             |
| Алма-Ата         | Казахское         | 65        | 38           | 37               | 0,26        |
| Баргузин         | Забайкальское     | 82        | 29           | 28               | 0,43        |
| Владивосток      | ДВ НИИ            | 89        | 84           | 83               | 0,45        |
| Ворошиловград    | Украинское        | 89        | 36           | 36               | 0,35        |
| Горький          | Средне-Волжское   | 89        | 28           | 26               | 0,34        |
| Джамбул          | Казахское         | 89        | 26           | 26               | 0,34        |
| Иргиз            | Казахское         | 57        | 20           | 16               | 0,66        |
| Кабанск          | Забайкальское     | 81        | 42           | 44               | 0,51        |
| Калинин          | Северо-Западное   | 89        | 32           | 32               | 0,36        |
| Керчь            | Украинское        | 70        | 46           | 47               | 0,50        |
| Киев             | Украинское        | 89        | 42           | 41               | 0,38        |
| Киров            | Верхне-Волжское   | 89        | 34           | 33               | 0,50        |
| Кировоград       | Украинское        | 89        | 39           | 37               | 0,47        |
| Кола             | Мурманское        | 90        | 23           | 23               | <b>0,39</b> |
| Ленинград        | Северо-Западное   | 89        | 30           | 30               | <b>0,39</b> |
| Лерик            | Азербайджанское   | 43        | 42           | 35               | 0,47        |
| Марьина Горка    | Белорусское       | 85        | 35           | 35               | <b>0,38</b> |
| Нерчинский Завод | Забайкальское     | 89        | 42           | 43               | <b>0,33</b> |
| Одесса           | Украинское        | 86        | 37           | 35               | 0,43        |
| Омск             | Омское            | 89        | 27           | 28               | 0,45        |
| Порецкое         | Верхне-Волжское   | 88        | 34           | 35               | 0,46        |
| Приморская       | ДВ НИИ            | 88        | 62           | 65               | 0,39        |
| Пулозеро         | Мурманское        | 56        | 23           | 21               | 0,44        |
| Салехард         | Омское            | 89        | 29           | 27               | 0,44        |
| Сенгилей         | Приволжское       | 90        | 32           | 32               | 0,47        |
| Сорочинск        | Приволжское       | 68        | 26           | 26               | <b>0,35</b> |
| Сортавала        | Северо-Западное   | 87        | 28           | 27               | 0,30        |
| Сочи             | Северо-Кавказское | 84        | 85           | 78               | 0,36        |
| Сулак            | Азербайджанское   | 48        | 57           | 53               | 0,32        |
| Сургут           | Омское            | 89        | 31           | 30               | 0,39        |
| Сызрань          | Приволжское       | 54        | 34           | 34               | 0,52        |
| Тобольск         | Омское            | 89        | 34           | 32               | 0,45        |
| Умба             | Мурманское        | 49        | 25           | 23               | 0,35        |
| Целиноград       | Казахское         | 88        | 27           | 23               | 0,34        |
| Хамар-Дабан      | Иркутское         | 45        | 114          | 112              | 0,41        |
| Чита             | Забайкальское     | 88        | 33           | 33               | 0,37        |
| Шира             | Красноярское      | 53        | 31           | 29               | 0,68        |

Пулозеро (1972 г.), Умба (1971 г.). На станциях, расположенных между 50 и 60° с. ш. вдоль 50° в. д. максимальное количество осадков за весь период выпало в 60—70-х годах: Киров (1968 г.), Сарапул (1960 г.), Порецкое (1960 г.), Сенгилей (1963 г.), Сызрань (1974 г.), Сорочинск (1973 г.); на равнинной местности к северу от Каспийского и Аральского морей в 60-х годах: Гурьев (1960 г.), Челкар (1965 г.), Иргиз (1969 г.).

Многолетние колебания, в том числе и осадков, исследуются разными способами. Ф. З. Батталов [1], используя метод разностных интегральных кривых, выделил в многолетнем ходе годовых, сезонных и месячных сумм осадков многоводные и маловодные периоды и по сходству векового хода осадков провел районирование ЕТС. О. А. Дроздов [2] с помощью метода автокорреляционных функций обнаружил в многолетних колебаниях циклы длительностью от 2 до 100 лет.

Нами применялся к исходным рядам метод скользящего осреднения. Расчеты проведены на ЭВМ. Кроме простоты исполнения, достоинство этого метода заключается в том, что с его помощью хорошо выявляются циклы с длиной волны, в 2—3 раза превышающей период осреднения; при этом сохраняется фаза колебаний, а амплитуда заметно уменьшается.

По имеющимся исходным рядам наблюдений 80—90 лет представляло интерес проследить вековой ход колебаний суточного максимума осадков.

Анализ рис. 1 показал, что в многолетних колебаниях суточного максимума можно выделить четыре типа станций: 1) станции, имеющие сравнительно ровный ход в течение всего периода наблюдений, — Киев, Кострома, Сургут, Омск, Чита; 2) станции с ровным ходом, имеющие заметно увеличенную амплитуду колебаний за последние 15—20 лет, — Кола, Киров, Сенгилей, Салехард; 3) станции с резко выраженным периодом и амплитудой колебаний — Ворошиловград, Сочи, Порецкое, Тобольск, Хамар-Дабан, Кабанск, Нерчинский Завод, Владивосток, Анучино, Приморская, Ича, Петропавловск-Камчатский; 4) станции, на которых проявился явно выраженный тренд, — Одесса, Сызрань, Баргузин, Долиновка, Усть-Камчатск.

На рис. 1 приведены кривые скользящих 10-летних средних суточного максимума осадков, объединенные по территориальному признаку. На некоторых станциях, находящихся в сходных физико-географических и барико-циркуляционных условиях, наблюдается синхронность хода многолетних колебаний. Например, на станциях Пулозеро и Умба; Сортавала и Ленинград; Сызрань, Сенгилей, Порецкое, Киров. Необходимо отметить, что эти станции, как правило, расположены по отношению друг к другу в меридиональном направлении.

В многолетнем ходе колебаний суточного максимума на станциях Марьина Горка и Ворошиловград заметен сдвиг по фазе в среднем на 10 лет.

На станциях Одесса и Севастополь наблюдается почти зер-

кально противоположный характер многолетних колебаний суточного максимума, что отражает принадлежность этих станций к разным типам климата. Севастополь с частой повторяемостью максимумов в зимний период относится к средиземноморскому типу климата. На станциях с хорошо выраженной периодичностью колебаний период повторений экстремумов колеблется от 25—

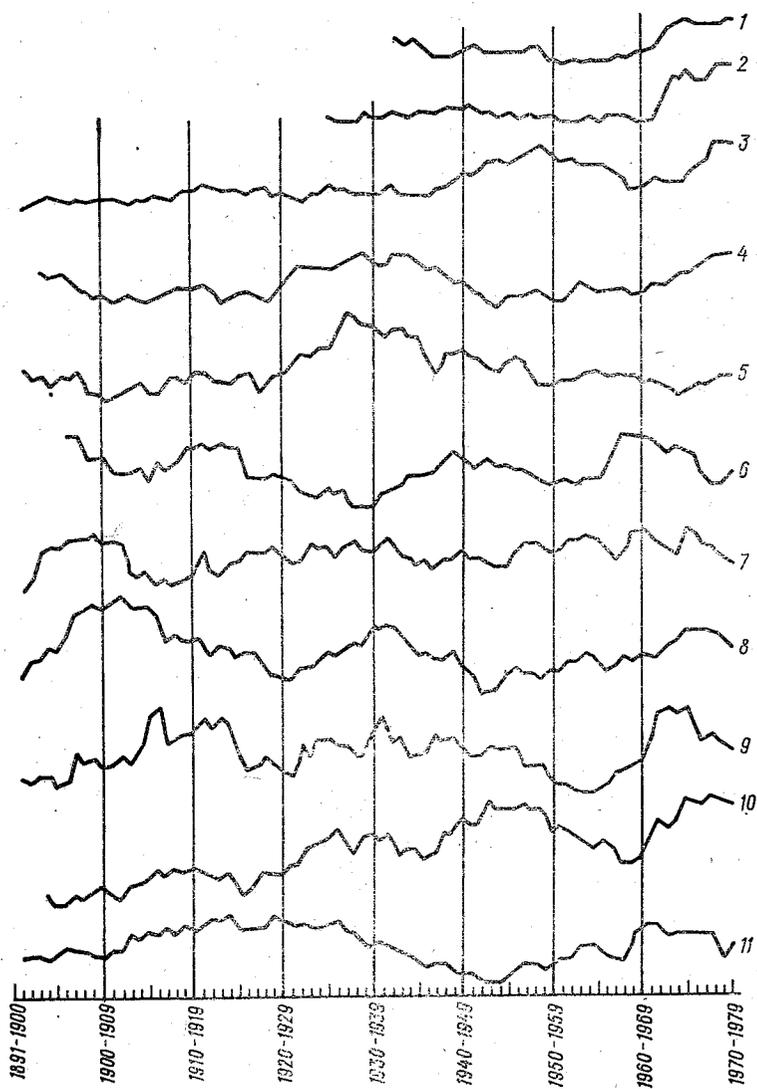


Рис. 1. 10-летние скользящие средние суточного максимума осадков.

1 — Умба, 2 — Пулозеро, 3 — Кола, 4 — Сортавала, 5 — Ленинград, 6 — Марьина Горка, 7 — Киев, 8 — Ворошиловград, 9 — Кировоград, 10 — Одесса, 11 — Севастополь.

30 лет (Ворошиловград) до 40 лет (Кабанск). Проведенный анализ еще раз подтверждает, что суточный максимум осадков в значительной мере связан с процессами общей циркуляции атмосферы [3, 8].

Представляет определенный интерес рассмотреть пространственно-временные закономерности не только жидких, но и твердых осадков.

Для исследования суточных максимумов твердых осадков были составлены ряды наблюдений порядка 15—25 лет по 820 пунктам, в которые введены определенные поправочные коэффициенты, учитывающие:

— разнотипность осадкомерных приборов (дождемер — осадкомер);

— потери измеренных сумм, связанные с влиянием ветра, смачиванием внутренней поверхности осадкомерного сосуда и испарением из него осадков;

— так называемые «ложные» осадки, попадающие в осадкомерные приборы при метелях.

Аппроксимация распределений суточных максимумов твердых осадков, как и жидких осадков, проводилась на сетчатках со значительной асимметрией.

Наиболее интересно рассмотреть данные суточных сумм твердых осадков редкой обеспеченности, например 1%-ной, в сопоставлении с такими же величинами жидких осадков. В [8] показано, что в арктических и субарктических районах, в районах развития вечной мерзлоты и на равнинах Средней Азии и Казахстана суточные максимумы жидких ливневых осадков 1%-ной обеспеченности колеблются от 40 до 60 мм, местами повышаясь до 80 мм. Суточные максимумы твердых осадков в этих районах не превышают 20 мм, но в субарктических районах ЕТС достигают 30 мм. На севере Кольского полуострова, в пунктах Вайда-Губа и остров Харлов один раз в 100 лет возможны снегопады, когда откорректированные суммы осадков достигают соответственно 60 и 50 мм. В Горле Белого моря с такой же вероятностью возможны снегопады, достигающие 50 мм.

На большей части территории СССР величины 1%-ной обеспеченности твердых осадков по откорректированным данным достигают всего 30—40 мм. Причем по конфигурации изолиний поле осадков напоминает пространственное распределение твердых осадков в целом за сезон.

Отметим отдельные пункты, где возможны один раз в 100 лет наибольшие значения ливневых снегопадов. Так, в Приморском крае на станции Золотой мыс за сутки выпало около 100 мм твердых осадков, на станции Советская Гавань 96 мм, во Владивостоке 85 мм, в Краскино 81 мм. В этом последнем пункте по расчетным данным такой же вероятности ливневые дождевые осадки достигают 308 мм. Наибольшая величина в этом регионе зафиксирована на острове Сахалин (станция Ильинский — 114 мм) и на

Камчатке (Петропавловск-Камчатский — 153 мм, Усть-Большерецк и Большерецк — 96 и 98 мм соответственно).

В районах, где трудно было ожидать большие суточные суммы твердых осадков редкой повторяемости, оказались отдельные пункты, где выпадало свыше 50 мм. Так, на станции Иолотань (Мургабский оазис) один раз в 100 лет возможно выпадение за сутки 60 мм твердых осадков. На Копет-Даге в четырех пунктах (Казанджик, Кызыл-Арват, Ходжа-Кала и Фирюза) с такой же повторяемостью возможны снегопады, когда за сутки выпадает свыше 50 мм. В Забайкалье на хребте Хамар-Дабан возможны ливневые снегопады, в результате которых выпадает свыше 50 мм твердых осадков. Такие же суточные значения твердых осадков возможны в районе станций Кабанск (54 мм) и Букукун (свыше 60 мм).

В результате сравнения наблюдаемых дождевых и снеговых суточных максимумов оказалось, что районы с наибольшей повторяемостью и интенсивностью летних ливневых осадков характеризуются и наибольшей повторяемостью и интенсивностью твердых осадков, что особенно характерно для горных районов.

Если на равнинной территории снегопады в основном наблюдаются в холодное полугодие, то в высокогорных районах они могут быть круглый год. Наиболее катастрофические снегопады на территории СССР и снегопады любой величины более чем в 50 % всех случаев территориально приурочены к Западному Кавказу (Грузинская ССР) и Краснодарскому краю. Необходимо подчеркнуть, что несмотря на выборку единичных значений, т. е. по существу отдельных снегопадов, пространственные закономерности поля осадков в горах хорошо прослеживаются. Составление карт не представляет больших затруднений, так как четко выявляется зависимость твердых суточных сумм осадков от высоты над уровнем моря как ведущего фактора, влияние которого накладывается на экстремальные снегопады фронтального происхождения. Если суточные дождевые максимумы имеют ливневый внутримассовый генезис и вследствие этого, как отмечалось неоднократно, слабую пространственную связность, то экстремумы твердых осадков, наоборот, сохраняют большую пространственную корреляцию, так как в основном обусловлены фронтальными осадками.

Рассмотрим расчетные величины суточных сумм твердых осадков 1 %-ной обеспеченности в отдельных горных системах.

В Карпатах при средних величинах суточного максимума твердых осадков от 10 до 20 мм наблюдаемые экстремумы достигают 40 мм, а расчетные, откорректированные всеми видами поправок, возможные один раз в 100 лет, даже 50 мм. На юге Карпат большими наблюдаемыми суточными максимумами твердых осадков выделяется пояс на высоте 750 м в районе Селятина и расчетными величинами на небольших высотах (до 150—200 м) район станции Хуст.

Из рассмотренных нами пунктов на Кавказе наибольшие зна-

чения всех показателей (средние, наблюдаемые и расчетные 1 %-ной обеспеченности) оказались в районе станции Ачишко — соответственно 130, 240 и 213 мм. В этом районе отмечается наибольшая повторяемость обильных снегопадов. Как и по другим характеристикам снегопадов, четко прослеживается ббльшая увлажненность Западного Кавказа (свыше 50 мм в горных районах и 20—30 мм на побережье) по сравнению с Восточным (20 мм в горах и менее 10 мм на Кура-Араксинской низменности). Уже в суточных экстремумах жидких осадков выделяется обильными ливнями район Ткибули. Здесь также зафиксированы и обильные снегопады, близкие к тем, которые отмечались на Ачишко: при средней величине 61 мм откорректированная наблюдаемая величина превысила 200 мм и один раз в 100 лет возможен снегопад до 220 мм.

Следует отметить, что на юго-востоке ЕТС и на Кавказе наблюдается значительная неоднородность в распределении снегопадов, вызванная сложными физико-географическими условиями района. Сам характер распределения отчасти раскрывает механизм воздействия систем Большого и Малого Кавказа: наибольшее количество осадков при снегопадах приурочено к наветренным склонам Большого Кавказа (Черноморское побережье) и Талыша (Ленкоранская зона).

В Средней Азии зимой преобладают континентальные воздушные массы умеренных широт и замечается усиление циклонической деятельности. По мере приближения к предгорьям количество осадков увеличивается. Горные долины и широкие котловины, имеющие выход на запад, также богаты осадками. В Узбекистане к ним относится долина реки Ангрен, где и отмечается наибольшее количество осадков при сильных снегопадах. Например, на станции Кызылча выпало за сутки 86 мм твердых осадков.

Поле средних значений из максимальных величин в этой горной системе не превышает 20 мм, а в защищенных долинах несколько ниже — 10—15 мм. Узел хребтов Западного Памира выделяется несколько повышенными значениями даже средних из максимальных суточных сумм твердых осадков (30 мм). В табл. 2 приведены наблюдаемые максимумы и расчетные величины, встречающиеся один раз в 100 лет.

Несмотря на то что это выборка единичных значений, закономерности поля осадков, формирующиеся под влиянием высотной поясности и экспозиции склонов, прослеживаются достаточно четко. Как и в поле годовых и сезонных (теплый и холодный) сумм осадков, заметно повышенные значения как бы окаймляют огромную территорию горной системы с юго-востока и северо-востока и приурочены к склонам хребтов и отчасти к открытым в указанном направлении долинам.

Средние суточные суммы твердых осадков на Алтае и в Саянских горах наблюдаются на юге Алтайского края (свыше 20 мм, но в долинах менее 20 мм) и на восточных склонах Кузнецкого Алатау (например, станция Полуторник — 32 мм).

В Саянах выделяется пятно повышенных значений снегопадов — 50 мм, а в районе станции Оленья Речка — 54 мм. Отметим большое разнообразие средних величин в зависимости от высоты места и орографии. Так, в горах выше 2000 м средние значения сумм осадков достигают 25 мм, но расположенные поблизости долинные станции (на высоте около 700 м) дают всего 8 мм (Закатуй).

В Забайкалье в районе станции Снежная в среднем экстремальные суточные суммы твердых осадков достигают 28 мм. Наблюденные максимумы твердых осадков, откорректированные поправками, на большей части этой горной территории превышают 50 мм. Данных в этом районе очень мало, но можно предполагать наличие довольно больших участков на западе Алтая, где указанные величины превышают 75 мм. Основание к такому утверждению дают наблюденные данные на долинной (Таштып — 73 мм) и на склоновой (Катон-Карагай — 70 мм) станциях.

Таблица 2

Наблюденные и расчетные суточные максимумы твердых осадков

| Станция       | Хребет       | Высота,<br>м | Максимум, мм     |                                |
|---------------|--------------|--------------|------------------|--------------------------------|
|               |              |              | наблюден-<br>ный | 1 %-ной<br>обеспечен-<br>ности |
| Ургут         | Зеравшанский | 1050         | 107              | 80                             |
| Тюлькубас     | Таласский    | 789          | 74               | 61                             |
| Блинково      | "            | 1122         | 53               | 54                             |
| Четкал        | "            | 1938         | 60               | 65                             |
| Ак-Терек-Гава | Ферганский   | 1748         | 65               | 57                             |

В долинах рек Тубы, Амыла и Кизира наблюденные суточные максимумы твердых осадков не превышают 20 мм, в долине Верхнего Енисея (Улуг-Хем), в Тувинской котловине — 10 мм, в районе станции Снежная — 47 мм. Обильный снегопад наблюдался на Ильчире — 75 мм, к югу от него на станции Монды (1033 м) — 72 мм, т. е. здесь имеется целый компактный район, где суточные максимумы твердых осадков превышают 75 мм. Опять-таки на защищенной долинной станции Закатуй эти величины достигают всего 15 мм. На Кузнецком Алатау на станции Полуторник был снегопад до 80 мм (81 мм), т. е. есть область, где возможны снегопады свыше 75 мм. К востоку от Красноярска (станция Терпеж) на высоте 560 м наблюдался ливневый снегопад, который дал 78 мм осадков при средней величине всего 18 мм.

Самый обильный снегопад из рассмотренных нами в этой горной системе (более 40 станций) наблюдался на станции Оленья Речка — 110 мм. Поле наблюдаемых экстремумов твердых осадков несколько менее закономерное. Есть большие суммы, которые

трудно объяснить. Например, в районе Сорокино (высота 2209 м) при среднем значении 18 мм и 1 %-ной обеспеченности 32 мм наблюдаемая откорректированная величина оказалась сильно завышенной — 78 мм.

Расчетные величины 1 %-ной обеспеченности несколько ниже наблюдаемых, в среднем на 10—15 мм (на станции Оленья Речка — 99 мм, на станции Полуторник — 64 мм).

Составленные карты максимальных суточных сумм твердых осадков различной вероятности в горных районах СССР могут быть использованы для уточнения районов лавинной опасности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 183 с.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 168 с.
3. Кузнецова Л. П. Суточный максимум осадков на Алтае. — Труды ГГО, 1965, вып. 181, с. 167—175.
4. Кузнецова Л. П. Применение кривых суммарной вероятности (обеспеченности) к обработке суточного максимума осадков. — Труды ГГО, 1964, вып. 162, с. 7—21.
5. Материалы по расчетным характеристикам дождевых осадков. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 396 с.
6. Справочник по климату СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1965—1969, вып. 1—34, ч. 4.
7. Соседко М. Н. О принципах определения максимального слоя осадков за расчетный интервал времени. — Метеорология и гидрология, 1980, вып. 10, с. 39—43.
8. Швер Ц. А. Суточный максимум осадков на территории СССР 1 %-ной обеспеченности. — Труды ГГО, 1979, вып. 425, с. 30—35.

## О ВОЗМОЖНОСТИ РАСЧЕТА СНЕГОВЫХ НАГРУЗОК НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В связи с исследованием процессов формирования стока рек большое внимание уделяется вопросам физических свойств снега, одним из которых является запас воды в снежном покрове. Водность и режим многих рек зависят главным образом от количества снега. Кроме того, точное определение мощности залегающего снежного покрова, его территориальное распределение, а отсюда и запас воды в снеге предопределяют правильность предсказания притока талых вод к различным гидротехническим сооружениям. Поэтому учет и прогноз запасов воды в снеге являются важными факторами при прогнозировании весеннего половодья.

В настоящей работе рассматривается вопрос возможности прогнозирования характеристик снежного покрова с годовой заблаговременностью. По методике, изложенной в работе [1], были обработаны ежегодные данные о запасе воды в снежном покрове для 450 станций, расположенных на территории СССР, за период 1936—1973 гг.

Строился хронологический ряд среднегодовых значений запаса воды в снеге для каждой станции. В качестве примера на рис. 1 показан такой ряд, построенный для станции Поломна. Определялись знаки разности значений влагозапасов в смежные годы при допущении абсолютной точности исходных данных. К сериям повышений относились годы с положительными разностями, а соответственно к сериям понижений — с отрицательными. Случаи одинаковых значений запаса воды в снеге в смежные годы считались сериями устойчивого хода.

Одновременно производился учет влияния редких изменений солнечной активности, которые являются одной из возможных причин появления новых серий лет повышения и понижения показателей снежного покрова. Так, для рассматриваемого периода лет отмечались годы солнечных реперов (1936, 1939, 1940, 1946, 1947, 1948, 1950, 1952, 1956, 1961, 1964, 1967, 1971, 1973, 1975). В те из них, когда не начинались новые серии, проверялась точность исходных данных. Если разница величин предыдущего и реперного годов не превышала  $\pm 5\%$  общего размаха колебаний, то реперный год относился к перерывам серий повышений и понижений и он считался началом новой серии.

По исправленному ряду знаков приращений проводился подсчет количества серий различной длительности и их сумма, а также начал новых серий в годы солнечных реперов для каждой станции.

Определялись относительные частоты, т. е. оценки безусловных вероятностей появления одно-, двух-, трехлетних и так далее се-

рий (табл. 1); оценки условных вероятностей непродолжения серий после первого, второго, третьего и так далее года текущей серии (табл. 2); относительные частоты или оценки условных вероятностей начал новых серий в годы солнечных реперов как об-

Таблица 1

Оценки безусловных вероятностей появления одно-, двух-, трехлетних и т. д. серий

| Район (станция)                | Общее количество серий | Оценки безусловных вероятностей — летних серий, % |      |     |     |     |
|--------------------------------|------------------------|---|------|-----|-----|-----|
|                                |                        | 1   | 2    | 3   | 4   | 5   |
| Поломна . . . . .              | 23                     | 60,9  | 21,6 | 8,8 | 8,7 | 0,0 |
| Курск . . . . .                | 22                     | 76,9  | 23,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Иркутское управление . . . . . | 237                    | 71,3  | 23,3 | 4,7 | 0,7 | 0,0 |
| Управление ЦЧО . . . . .       | 289                    | 73,1  | 25,3 | 1,6 | 0,0 | 0,0 |
| АТС . . . . .                  | 3 482                  | 72,6  | 22,0 | 4,4 | 0,9 | 0,1 |
| ЕТС . . . . .                  | 3 266                  | 73,7  | 22,2 | 3,7 | 0,4 | 0,2 |
| СССР . . . . .                 | 67 482                 | 73,2  | 22,1 | 4,0 | 0,6 | 0,1 |

Таблица 2

Оценки условных вероятностей непродолжения серии после первого, второго, третьего и т. д. года текущей серии

| Район (станция)                | Оценки условных вероятностей непродолжения серий после <i>n</i> -го года текущей серии, % |      |      |      |
|--------------------------------|---|------|------|------|
|                                | 1   | 2    | 3    | 4    |
| Поломна . . . . .              | 60,9  | 55,3 | 50,0 | 100  |
| Курск . . . . .                | 77,3  | 100  | 100  | 100  |
| Иркутское управление . . . . . | 71,3  | 81,1 | 86,6 | 100  |
| Управление ЦЧО . . . . .       | 73,0  | 93,0 | 80,4 | 0,0  |
| АТС . . . . .                  | 72,6  | 80,8 | 84,2 | 84,4 |
| ЕТС . . . . .                  | 73,7  | 84,8 | 90,7 | 73,1 |
| СССР . . . . .                 | 73,2  | 82,9 | 87,7 | 80,4 |

щая, так и с дифференциацией после первого, второго, третьего и так далее года текущей серии (табл. 3); оценки условных вероятностей появления серий устойчивого хода после первого, второго, третьего и так далее года текущей серии (табл. 4).

Условная вероятность  $P_{yn}$  продолжения начавшейся серии в *n*-м году вычислялась по формуле

$$P_{yn} = \frac{P_n + P_{n+1} + \dots}{P_{n-1} + P_n + P_{n+1} + \dots}, \quad (1)$$

где  $p_n$  — безусловная вероятность появления  $n$ -летних серий ( $n = 1, 2, 3 \dots$ ), а вероятность непродолжения ее в этом году  $\bar{p}_{yn}$  считалась по формуле

$$\bar{p}_{yn} = 1 - p_{yn}. \quad (2)$$

Например, условная вероятность продолжения начавшейся серии ко второму году  $p_{y2}$  на станции Поломна (табл. 1) может быть определена следующим образом:

$$p_{y2} = \frac{p_2 + p_3 + p_4 + \dots}{p_1 + p_2 + p_3 + \dots} = \frac{21,6 + 8,8 + 8,7}{60,9 + 21,6 + 8,8 + 8,7} = 0,391.$$

Вероятность непродолжения ее  $\bar{p}_{y2} = 1 - 0,391 = 0,609$  (табл. 2). Аналогично  $p_{y3} = \frac{8,8 + 8,7}{21,6 + 8,8 + 8,7} = 0,447$  и  $\bar{p}_{y3} = 0,553$ . Условная вероятность продолжения начавшейся серии в четвертом году вычислялась как  $p_{y4} = \frac{8,7}{8,8 + 8,7} = 0,5$  и соответственно вероятность

Таблица 3

Оценки условных вероятностей начал новых серий в годы солнечных реперов

| Район (станция)                | Оценки условных вероятностей начал новых серий в годы солнечных реперов после $n$ -го года текущей серии, % |      |       |      |     |
|--------------------------------|---|------|-------|------|-----|
|                                | общая   | 1    | 2     | 3    | 4   |
| Поломна . . . . .              | 61,3  | 71,3 | 33,8  | 0,0  | 100 |
| Курск . . . . .                | 80,2  | 78,1 | 100,0 |      |     |
| Иркутское управление . . . . . | 65,8  | 65,5 | 61,1  | 8,3  | 8,3 |
| Управление ЦЧО . . . . .       | 70,3  | 67,7 | 61,7  | 6,7  | 0,0 |
| АТС . . . . .                  | 67,8  | 66,5 | 53,9  | 11,9 | 2,2 |
| ЕТС . . . . .                  | 61,7  | 59,1 | 46,9  | 11,2 | 0,2 |
| СССР . . . . .                 | 64,5  | 62,5 | 50,2  | 11,3 | 1,1 |

непродолжения ее  $\bar{p}_{y4} = 1 - 0,5 = 0,5$ .

Все расчеты проводились сначала для каждой станции, затем осреднялись по управлениям.

Кроме того, производилось обобщение вышеуказанных характеристик для регионов (ЕТС, АТС и всей территории Советского Союза).

В табл. 1—4 в качестве примера приведены полученные данные по станции Поломна Иркутского управления и станции Курск ЦЧО.

По запасам воды в снеге в текущем году и в предшествующие годы устанавливался порядковый номер в текущей серии лет

понижения или повышения. По номеру этого года определялась условная вероятность непродолжения этой серии в будущем году.

Например, при составлении прогноза среднегодовых значений запаса воды в снеге по данным Поломны на 1953 г. следует иметь в виду, что вероятность непродолжения предшествующей четырехлетней серии повышения (рис. 1) равна 100 % (табл. 2) (как по данным станции, так и по Иркутскому управлению в целом), 84,4 % (по АТС) и 80,4 % (по СССР). Кроме того, условная ве-

Таблица 4

Оценки условных вероятностей появления серий устойчивого хода

| Район (станция)                | Оценки условных вероятностей появления серий устойчивого хода после $n$ -го года текущей серии, % |      |      |     |     |
|--------------------------------|---|------|------|-----|-----|
|                                | общая   | 1    | 2    | 3   | 4   |
| Поломна . . . . .              | 4,2   | 100  | 0    | 0   | 0   |
| Курск . . . . .                | 9,1   | 100  | 0    |     |     |
| Иркутское управление . . . . . | 6,8   | 50   | 22,9 | 0   | 0   |
| Управление ЦЧО . . . . .       | 7,9   | 65,0 | 8,3  | 0   | 0   |
| АТС . . . . .                  | 7,5   | 47,4 | 14,9 | 1,8 | 0   |
| ЕТС . . . . .                  | 5,6   | 36,2 | 8,0  | 2,4 | 0,7 |
| СССР . . . . .                 | 6,4   | 41,4 | 11,2 | 2,1 | 0,4 |

роятность появления серий устойчивого хода после четвертого года близка к 0 % (табл. 4). Следовательно, в 1953 г. следовало ожидать начала серии понижения. Как видно из того же рис. 1, действительно, в 1953 г. началась новая серия.

Для прогноза использовалась вероятность начала новых серий в годы солнечных реперов, если следующий год приходился на год солнечного репера. В противном случае прогноз основывался на условных вероятностях непродолжения серий.

Так, при прогнозе на 1961 г. по станции Поломна, согласно данным табл. 2, с вероятностью 60,9 % можно ожидать непродолжение начавшейся в 1960 г. серии понижения. Но учитывая, что 1961 г. считается годом солнечного репера с вероятностью уже 71,3 % (табл. 3), можно ожидать начало новой серии в этом году, что действительно подтверждается (рис. 1).

Количественная оценка прогнозируемых величин будущего года проводилась по следующей методике. Строилось автокорреляционное поле ежегодных значений запаса воды в снежном покрове. По оси абсцисс откладывались величины каждого  $i$ -го элемента (значение влагозапаса за  $i$ -й год), а по оси ординат —  $i+1$ -го и по этим координатам наносились соответствующие точки, образующие автокорреляционное поле смежных элементов (рис. 2).

Сериям лет повышений соответствует верхняя часть, а соответственно сериям понижений — нижняя. Получаемые таким образом части графика разделяются линией равных значений рассматриваемых величин в  $i$ -м и  $i+1$ -м годах.

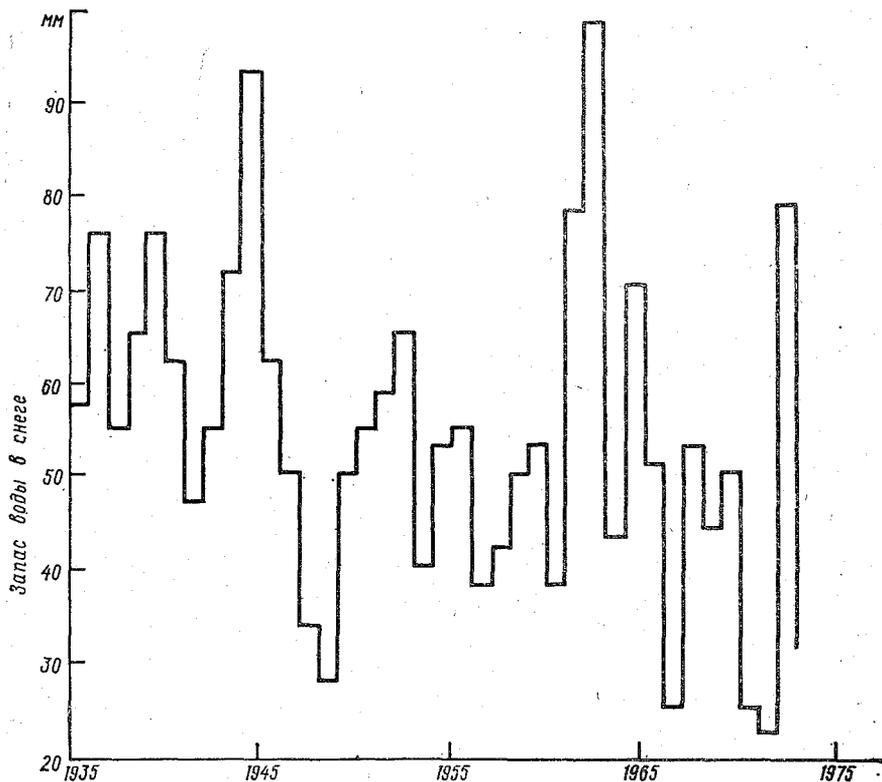


Рис. 1. Хронологический ряд среднегодовых значений запаса воды в снеге на станции Поломна.

Целесообразность дифференциации поля подтверждается данными табл. 5, где представлены общие коэффициенты корреляции среднегодовых значений запаса воды в снеге в смежные годы и коэффициенты корреляции отдельно для серий повышения и понижения, которые вычислялись в целом для управлений.

Как видно, общие коэффициенты корреляции имеют большие среднеквадратические ошибки и не могут быть признаны реаль-

ными. При оценке тесноты связи в сериях лет повышения и понижения видно, что коэффициенты корреляции заметно возрастают и их абсолютные величины превышают их среднеквадратические ошибки.

При определении пределов колебаний прогнозируемых величин запаса воды в снеге использовалась линия равных значений (или раздела серий) и верхняя или нижняя огибающая автокорр-

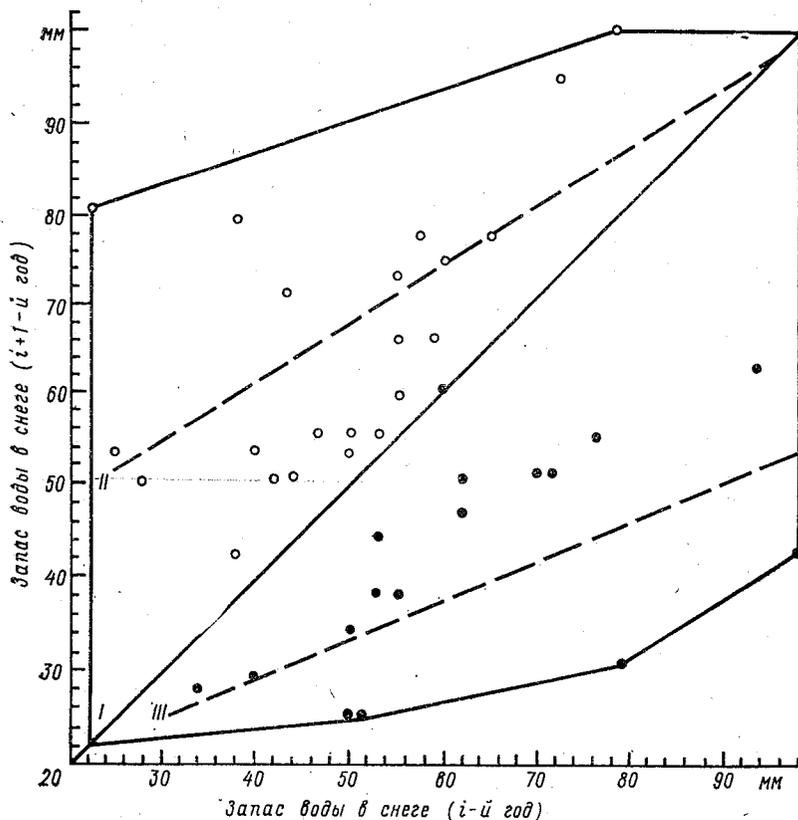


Рис. 2. Связь среднегодовых значений запаса воды в снеге на станции Поломна в смежные годы (автокорреляционное поле) за 1935—1973 гг. I — линия раздела серий, II, III — линии регрессии для зон повышения и понижения.

реляционного поля. Кроме верхней и нижней границ прогнозируемых величин, определялось и условное математическое ожидание. Это было сделано с помощью линий регрессии, которые проводились отдельно для серий повышения и понижения.

Для станции Поломна уравнения линейной регрессии имеют вид  $y = 35,6 + 0,6x$  для серий повышения и  $y = 13,7 + 0,4x$  для серий понижения.

## Средний коэффициент корреляции запаса воды в снеге в смежные годы

| Район                          | Коэффициент корреляции |                 |                 |
|--------------------------------|------------------------|-----------------|-----------------|
|                                | общий                  | серии повышения | серии понижения |
| Иркутское управление . . . . . | $0,002 \pm 0,18$       | $0,63 \pm 0,19$ | $0,41 \pm 0,26$ |
| Управление ЦЧО . . . . .       | $0,088 \pm 0,14$       | $0,56 \pm 0,28$ | $0,39 \pm 0,32$ |
| АТС . . . . .                  | $0,03 \pm 0,23$        | $0,50 \pm 0,27$ | $0,49 \pm 0,29$ |
| ЕТС . . . . .                  | $-0,01 \pm 0,21$       | $0,49 \pm 0,26$ | $0,48 \pm 0,25$ |
| СССР . . . . .                 | $0,01 \pm 0,22$        | $0,50 \pm 0,27$ | $0,49 \pm 0,26$ |

Аналогично для станции Курск соответствующие уравнения линейной регрессии  $y=9,3+1,5x$  для серии повышения и  $y=48,8+0,06x$  для серии понижения.

Например, в конце 1952 г. (см. рис. 1) с условной вероятностью 100 % можно прогнозировать на 1953 г. начало серии понижения, т. е. наибольшее среднегодовое значение запаса воды в снеге

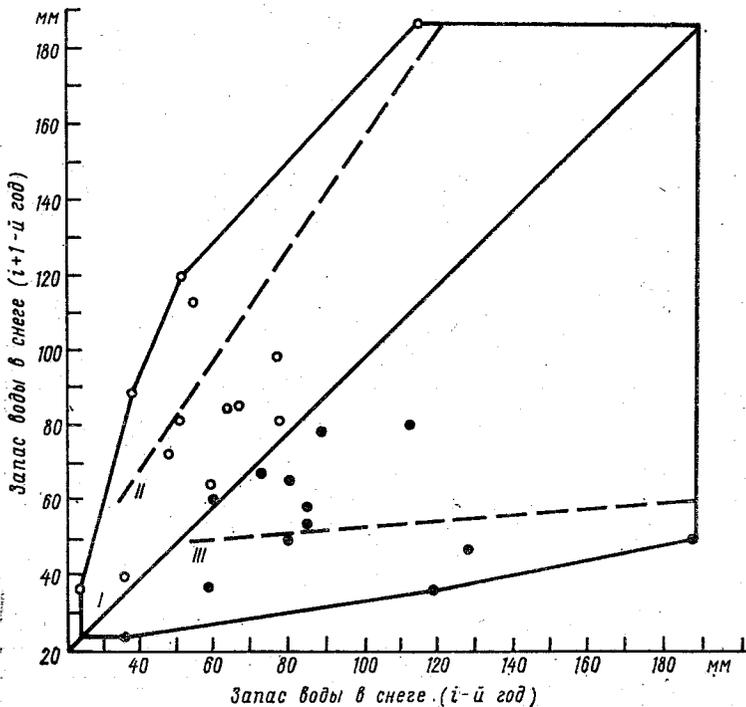


Рис. 3. Связь среднегодовых значений запаса воды в снеге на станции Курск в смежные годы за 1935—1973 гг.

Усл. обозначения см. рис. 2.

в 1953 г. должно быть не выше уровня 1952 г. — 65 мм, а наименьшее — не ниже 27 мм (определяется нижней огибающей при  $i$ -м значении запаса воды в снеге, равном 65 мм). Условное математическое ожидание прогнозируемой величины, определяемое по линии регрессии серий понижения, равно 40 мм, что точно совпадает с действительным значением запаса воды в снеге в 1953 г. Аналогично на 1961 г. с условной вероятностью 71,3 % можно ожидать среднегодовое значение запаса воды в снеге в пределах от 38 мм (1960 г.) до 84 мм с условным математическим ожиданием 60 мм. Действительное значение исследуемой величины 78 мм, что не выходит за прогнозируемые пределы.

По данным станции Курск, на 1961 г. с условной вероятностью 78,1 % (табл. 3) можно ожидать среднегодовое значение запаса воды в снеге в пределах от 47 мм (1960 г.) до 110 мм с условным математическим ожиданием 79 мм (рис. 3). Действительное значение исследуемой величины в 1961 г. равно 72 мм.

Итак, вероятностный расчет снеговых нагрузок по вышеуказанной методике имеет смысл. Однако необходимо дальнейшее изучение данного вопроса как с точки зрения оценки эффективности и оправдываемости полученных результатов, так и в плане выбора формы прогноза, уточнения размера района, по данным которого составляется ожидаемый результат, а также учет и привлечение дополнительной информации, оказывающей влияние на прогнозируемую величину.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дружинин И. П., Хамьянова Н. В., Лобановская Ю. А. Прогноз гидрометеорологических элементов (с годовой заблаговременностью). — Новосибирск: Наука, СО, 1977. — 165 с.

*Р. П. Бернгардт*

### ВОССТАНОВЛЕНИЕ ОДНОРОДНОСТИ РЯДОВ МАКСИМАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА

Ветер оказывает непосредственное силовое давление на строительные сооружения и природные объекты. При расчетах силы ветра пользуются, согласно СНиП [3], характеристиками максимумов скорости, возможными один раз в заданное число лет. Эти вероятностные характеристики, в свою очередь, определяются путем статистической обработки рядов наблюдений за скоростью ветра [2, 3, 6]. Для ускорения расчетов удобно пользоваться распределениями месячных или годовых максимумов скорости ветра [2, 3, 6], а также повторяемостями числа случаев по градациям скоростей [3, 6].

Таблица 1

Годовые максимумы скорости ветра (м/с) в Южно-Сахалинске (I)  
и Александровске-Сахалинском (II)

| Год                | Данные наблюдений |      |          | Приведенные данные |      |          | Примечания  |
|--------------------|-------------------|------|----------|--------------------|------|----------|---|
|                    | I                 | II   | разность | I                  | II   | разность |   |
| 1954               | 40                | 34   | 6        | 24                 | 20   | 4        | Наблюдения по флюгеру   |
| 1955               | 34                | 28   | 6        | 20                 | 18   | 2        |   |
| 1956               | 24                | 28   | -4       | 16                 | 18   | -2       |   |
| 1957               | 20                | 24   | -4       | 15                 | 16   | -1       |   |
| 1958               | 24                | 28   | -4       | 16                 | 18   | -2       |   |
| 1959               | 28                | 28   | 0        | 18                 | 18   | 0        |   |
| 1971               | 20                | 34   | -14      | 20                 | 20   | 0        | Наблюдения в Южно-Сахалинске по М-63М1, в Александровске-Сахалинском по флюгеру |
| 1972               | 17                | 28   | -11      | 17                 | 18   | -1       |   |
| 1973               | 17                | 28   | -11      | 17                 | 18   | -1       |   |
| 1974               | 15                | 28   | -13      | 15                 | 18   | -3       |   |
| 1975               | 13                | 34   | -21      | 13                 | 20   | -7       |   |
| 1976               | 11                | 34   | -23      | 11                 | 20   | -9       |   |
| 1977               | 13                | 18   | -5       | 13                 | 18   | -5       | Наблюдения по М-63М1  |
| 1978               | 13                | 23   | -10      | 13                 | 23   | -10      |   |
| 1979               | 13                | 18   | -5       | 13                 | 18   | -5       |   |
| Среднее за периоды |                   |      |          |                    |      |          |   |
| 1954—59            | 28,3              | 28,3 | 0        | 18,2               | 18,0 | 0,2      |   |
| 1971—76            | 15,5              | 31,0 | -15,5    | 15,5               | 19,0 | -3,5     |   |
| 1977—79            | 13,0              | 20,7 | -6,7     | 13,0               | 20,7 | -6,7     |   |
| 1954—74            |                   |      |          | 17,8               | 18,2 | -0,4     |   |
| 1975—79            |                   |      |          | 12,6               | 19,8 | -7,2     |   |

Рассмотрим табл. 1 с рядами годовых максимумов скорости ветра, составленную по наблюдениям метеорологических станций Южно-Сахалинск и Александровск-Сахалинский.

По данным табл. 1 можно сделать следующие выводы.

В период с 1954 по 1959 г. материалы наблюдений на обеих станциях однородны. Нарушение однородности на гмс Южно-Сахалинск отмечается с 1971 г., а на гмс Александровск-Сахалинский — с 1977 г. Основной причиной нарушения однородности явилась смена ветроизмерительных приборов на станциях.

Так как в настоящее время на метеорологических станциях флюгеры повсеместно заменяются анеморумбометрами М-63М1, на всех без исключения метеорологических станциях отмечается нарушение однородности рядов наблюдений за максимальной скоростью ветра.

На ведомственных метеостанциях наиболее частое нарушение однородности рядов наблюдений за скоростью ветра происходит в связи с произвольной заменой одного ветроизмерительного прибора другим. Например, флюгер заменяется анеморумбометром М-47 или электромеханическим самописцем ветра М-12. Возможны и другие замены. Главными причинами нарушения однород-

Таблица 2

Экспериментальные коэффициенты для приведения измеренных скоростей ветра к показаниям М-63М1.

| Измеренная скорость, м/с | Коэффициенты для приборов |      |      |      |       |
|--------------------------|---------------------------|------|------|------|-------|
|                          | М-27С                     | ФВЛ  | ФВТ  | М-12 | МС-13 |
| 5                        | 1,12                      | 0,86 | —    | 0,96 | 1,02  |
| 6                        | 1,08                      | 0,95 | —    | 0,95 | 1,03  |
| 7                        | 1,04                      | 0,93 | —    | 0,95 | 1,04  |
| 8                        | 1,01                      | 0,90 | —    | 0,95 | 1,03  |
| 9                        | 0,98                      | 0,91 | —    | 0,96 | 1,02  |
| 10                       | 0,95                      | 0,94 | 0,90 | 0,96 | 1,01  |
| 12                       | 0,88                      | 0,94 | 0,88 | 0,96 | 1,00  |
| 14                       | 0,83                      | 0,93 | 0,85 | 0,96 | 0,99  |
| 16                       | 0,79                      | 0,93 | 0,85 | 0,95 | 0,95  |
| 17                       | 0,78                      | 0,93 | —    | 0,93 | 0,93  |
| 18                       | 0,77                      | —    | 0,82 | 0,91 | —     |
| 20                       | 0,76                      | —    | 0,79 | 0,89 | —     |
| 22                       | 0,75                      | —    | —    | 0,86 | —     |
| 24                       | 0,73                      | —    | 0,73 | 0,85 | —     |
| 26                       | 0,72                      | —    | —    | 0,84 | —     |
| 28                       | 0,71                      | —    | 0,69 | 0,82 | —     |
| 30                       | 0,71                      | —    | —    | 0,81 | —     |
| 32                       | 0,70                      | —    | —    | 0,80 | —     |
| 34                       | 0,70                      | —    | 0,65 | 0,80 | —     |

ности в таких случаях являются, во-первых, расхождения в показаниях различных ветроизмерительных приборов при одной и той же скорости ветра, исследованные различными авторами в работах [1—5, 7]; и, во-вторых, различные периоды осреднения скорости в момент наблюдений — 100 с по МС-13, 2 мин по флюгеру, 5 мин по М-61, 10 мин по М-12 и М-63М1.

По материалам сравнительных наблюдений, а также опубликованных в работах [1, 2, 4, 5, 7] и имеющихся в ГМО Александр-

ровск-Сахалинский и на отдельных станциях СахУГКС составлена табл. 2, где приведены экспериментальные коэффициенты, с помощью которых можно рассчитать скорости ветра, соответствующие измеренным по прибору М-63М1, даже в тех случаях, когда фактические наблюдения проводились разными приборами: флюгером, М-12, МС-13 и т. д.

В первой графе табл. 2 помещены фактические скорости ветра, измеренные прибором, установленным на станции. В последующих графах даны коэффициенты для основных ветроизмерительных приборов.

Приведение измеренных на станции скоростей ветра к показаниям анеморумбометра М-63М1 осуществляется следующим образом.

Допустим, на гмс скорость ветра измерена флюгером и равна 28 м/с. В первой графе табл. 2 находим строку со скоростью ветра 28 м/с и, смещаясь по строке вправо, в четвертой графе находим величину переводного коэффициента ФВТ, равного 0,69. Умножив 28 на 0,69, находим скорость 19,3 м/с, или округленно 19 м/с. Такая скорость была бы получена, если бы измерения велись прибором М-63М1.

Если наблюдения на станции велись прибором, для которого в табл. 2 нет коэффициента, то приведение можно осуществить, опираясь на знания конструкции прибора. Показания чашечных анемометров, таких, как АРИ-49, АРМЭ, М-61, М-92 и т. д., следует приводить к значениям коэффициентов для М-12 или МС-13. Показания винтовых анемометров, таких, как М-47 или датчик ветра КРАМС, следует приводить к значениям коэффициентов для М-63М1, равным 1,00. Изменяются лишь дисперсия, минимум и максимум скорости.

Покажем на примере, как осуществляется приведение флюгерных наблюдений к показаниям М-63М1. В табл. 1 за 1955 г. максимум скорости по флюгеру при 2-минутном осреднении в срок наблюдений в Южно-Сахалинске равен 34 м/с и в Александровске-Сахалинском 28 м/с. По табл. 2 находим переводные коэффициенты от флюгера с тяжелой доской (ФВТ) к М-63М1: для 28 м/с коэффициент равен 0,69, для 34 м/с — 0,65. Умножив 28 на 0,69, получаем округленно 19, умножив 34 на 0,65, получаем округленно 22 м/с. Скорости 19 и 22 м/с соответствуют наблюдениям по М-63М1 с 2-минутным осреднением в срок наблюдений.

Чтобы получить скорости при 10-минутном осреднении, нужно умножить 19 и 22 м/с на коэффициент 0,92. Они будут равны 17 и 20 м/с. Расчеты без округления дают 18 и 20 м/с соответственно.

Таким путем удастся полностью восстановить однородность рядов наблюдений в Александровске-Сахалинском. В Южно-Сахалинске ряд наблюдений остается однородным по 1974 г. включительно. Дальнейшее восстановление однородности ряда наблюдений можно осуществить, пользуясь известными методами климатологии [6].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернгардт Р. П., Заварина М. В. Климатологическая оценка точности измерения больших скоростей ветра. — Труды ГГО, 1974, вып. 333, с. 121—129.
2. Гарцман Л. Б. Исследование ветровых нагрузок на линии электропередачи. — Ташкент: Фан, 1967.—157 с.
3. Заварина М. В. Строительная климатология. — Л.: Гидрометеоздат, 1976.—312 с.
4. Иконникова Л. Н. К вопросу об измерении скорости ветра флюггером: Метеорология и гидрология, 1960, № 4, с. 48—50.
5. Керимов А. А., Исраилов А. А. Сравнение результатов измерений скорости ветра, осуществленных различными приборами. — Метеорология и гидрология, 1970, № 11, с. 102—104.
6. Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик. — Л.: Гидрометеоздат, 1971.—192 с.
7. Торочков В. Ю., Суражский Д. Я. Ветроизмерительные приборы. — Л.: Гидрометеоздат, 1970.—103 с.

*Н. В. Кобышева, Г. А. Степанская, З. Е. Чмутова*

### **О ТОЧНОСТИ РАСЧЕТА КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА ДЛЯ НАУЧНО-ПРИКЛАДНОГО СПРАВОЧНИКА ПО КЛИМАТУ СССР**

В практике климатологической обработки скорость ветра не принято приводить к длинному ряду [4]. Причиной этого до сих пор служило не столько отсутствие необходимости приведения, сколько трудность подбора станции с длинным рядом в пару короткорядной. Ветер так сильно зависит от степени защищенности ветроизмерительного прибора, что корреляция даже очень близко расположенных станций, как правило, не является тесной.

Однако наблюдения последних лет показали, что скорость ветра испытывает существенные изменения от одного периода лет к другому. Так, например, за последние 15 лет на всей территории Советского Союза, за исключением крайних южных районов, общий уровень скоростей ветра резко понизился [1]. Если понижение уровня, вокруг которого происходят колебания скорости ветра, вызвано естественной изменчивостью атмосферных процессов и не связано с климатологической неоднородностью ряда, подлежащей устранению, то методика климатологической обработки рядов ветра, вытекающая из стационарности рядов, должна быть пересмотрена. Прежде всего в этом случае 20-летний ряд данных, который до сих пор считался достаточным для расчета средней месячной скорости ветра, следует увеличить, и характеристики ветра, входящие в расчеты объектов строительного проектирова-

ния, оценки ветроэнергоресурсов и т. п., получать с учетом колебаний уровня ряда.

Посмотрим, какие факторы могли влиять на уровень ряда и вызвали его уменьшение в последние 15 лет. Как показал анализ материалов наблюдений, это не связано с изменением метода наблюдений, как можно было предполагать. На тех станциях, где флюгер не был заменен анемометрами, скорость ветра также уменьшилась.

Проверка рядов ветра на наличие в них «ползучей неоднородности» за счет усиливающегося влияния городской застройки не подтвердила этого вида неоднородности.

Таблица 1

Распределение скорости ветра на ст. Каргополь (%)

| Скорость<br>ветра, м/с | Период        |               |               |               |
|------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
|                        | 1885—1977 гг. | 1885—1935 гг. | 1936—1965 гг. | 1965—1977 гг. |
| <b>Январь</b>          |               |               |               |               |
| 0—1                    | 23,9          | 25,7          | 17,6          | 27,8          |
| 2—3                    | 28,2          | 26,3          | 27,6          | 31,7          |
| 4—5                    | 21,3          | 19,8          | 23,4          | 21,5          |
| 6—7                    | 13,4          | 13,6          | 14,1          | 12,3          |
| 8—9                    | 6,6           | 7,0           | 7,9           | 4,6           |
| 10—11                  | 2,6           | 1,4           | 5,6           | 1,2           |
| 12—13                  | 2,3           | 3,5           | 2,3           | 0,6           |
| 14—15                  | 0,9           | 1,3           | 0,9           | 0,2           |
| 16—17                  | 0,5           | 0,8           | 0,5           | 0,1           |
| 18—19                  | 0,0           | 0,0           | —             | —             |
| 20—21                  | 0,3           | 0,6           | 0,1           | —             |
| 24                     | 0,0           | 0,0           | —             | —             |
| <b>Июль</b>            |               |               |               |               |
| 0—1                    | 31,2          | 33,1          | 24,1          | 36,3          |
| 2—3                    | 32,4          | 29,0          | 36,1          | 33,4          |
| 4—5                    | 21,4          | 21,0          | 23,1          | 20,1          |
| 6—7                    | 9,7           | 9,8           | 11,4          | 7,6           |
| 8—9                    | 3,3           | 3,6           | 3,9           | 2,3           |
| 10—11                  | 0,6           | 0,6           | 0,9           | 0,3           |
| 12—13                  | 0,9           | 1,8           | 0,3           | —             |
| 14—15                  | 0,3           | 0,6           | 0,1           | —             |
| 16—17                  | 0,2           | 0,4           | 0,1           | —             |
| 18—19                  | 0,01          | 0,02          | —             | —             |
| 20—21                  | 0,03          | 0,1           | —             | —             |

Другой причиной, которая могла повлиять на уровень скорости ветра, является изменение сроков наблюдений. По времени период ослабления ветров можно считать примерно совпадающим со временем перехода от четырехсрочных к восьмисрочным наблюдениям.

Авторы настоящей работы оценили возможность влияния смены сроков на уровень ряда.

По данным длинного ряда срочных наблюдений (с 1885 по 1977 г.) на метеостанции Каргополь составлены распределения скоростей ветра за периоды трех-, четырех-, восьмисрочных наблюдений (табл. 1), а также за весь период для января и июля. Распределения различаются между собой как в январе, так и в июле. О том, что эти различия статистически значимы, свидетельствует величина  $\chi^2$  (табл. 2), которая вычислялась при сопостав-

Таблица 2

Значения  $\chi^2$   
(рассчитанные и предельно допустимые)

|                   | Январь    |           |           | Июль      |           |           |
|-------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|                   | период    |           |           |           |           |           |
|                   | 1885—1935 | 1936—1965 | 1966—1977 | 1885—1935 | 1936—1965 | 1966—1977 |
| $\chi^2$          | 106       | 142       | 146       | 87        | 113       | 640       |
| $\chi_0^2(p=5\%)$ | 19,7      | 18,3      | 14,1      | 18,3      | 15,5      | 9,5       |
| $\chi_0^2(p=1\%)$ | 17,3      | 16,0      | 12,0      | 16,0      | 13,4      | 7,8       |

лении каждого из распределений трех-, четырех- и восьмисрочных с распределением за весь период. При числах степеней свободы, характерных для рассматриваемых распределений, предельные значения  $\chi_0^2$ , соответствующие уровням значимости 5 и 1 %, значительно меньше  $\chi^2$ . Это значит, что различия между распределениями нельзя считать случайными.

Является ли это различие следствием изменения сроков наблюдений?

При трехсрочных наблюдениях выпадают из рассмотрения скорости ветра в ночные часы, когда они малы, и поэтому есть основания думать, что благодаря этому обстоятельству средние суточные скорости за период трехсрочных наблюдений завышены. Несомненно, данный эффект имеет место, но значение его несущественно. В этом убеждают нас данные табл. 1, 3, 4.

Если сопоставить суточный ход средних скоростей ветра за период трехразовых и четырехразовых наблюдений, то легко видеть, что максимумы скорости одинаковы и приходятся на один и тот же срок, а минимумы, хотя и приходятся на разные часы,



но тоже очень близки по величине. В результате средняя суточная скорость ветра различается всего на 0,1 м/с летом и на 0,2 м/с зимой. При этом за период четырехразовых наблюдений, несмотря на включение ночного срока, когда ветер ослабевает, средняя суточная скорость ветра больше, чем за период трехразовых наблюдений.

С 1966 г., когда скорости ветра стали измеряться восемь раз в сутки, уровень скоростей заметно уменьшился. Как максимум, так и минимум в суточном ходе имеют меньшую величину. По данным последнего периода можно видеть, что хотя самым слабым ветер бывает ночью в период 0—3 ч (особенно хорошо это видно летом), но в 21 ч его скорость близка к минимальной, в то время как в 19 ч она близка к утренней скорости. Поэтому включение в расчеты скорости ветра за 1 ч при четырехразовых наблюдениях вместо скорости в 21 ч при трехразовых, существенно не меняет средней суточной скорости ветра.

Таким образом, если бы в тот период, когда велось трехразовое наблюдение, они были бы четырехразовыми, средняя суточная скорость ветра уменьшилась бы на очень малую величину, не более чем на 0,1—0,2 м/с, и различие скоростей сохранилось бы.

Переход к восьмисрочным наблюдениям, казалось бы, должен был привести к некоторому увеличению скорости, а в действительности за последние 15 лет средняя скорость уменьшилась на 1—2 м/с. Понять, почему, несмотря на увеличение сроков, наблюдалось такое уменьшение скорости, позволяет анализ распределений скорости ветра в целом за сутки и по срокам. Судя по данным табл. 1, уменьшение средней скорости в последний период связано в первую очередь не с увеличением повторяемости малых скоростей, а с уменьшением больших. В этот период значительно уменьшились наибольшие скорости ветра, которые не превышают 17 м/с зимой и 11 м/с летом, тогда как в период трехразовых наблюдений экстремумы достигали 24 м/с зимой и 21 м/с летом, а в период четырехразовых — соответственно 21 и 17 м/с. Повторяемость малых скоростей в последний период хотя и возросла, но значительно меньше. Кроме того, при переходе от трехсрочных наблюдений к четырехсрочным зимой повторяемость малых скоростей даже уменьшилась, а летом почти не изменилась.

Распределение скоростей ветра по срокам наблюдений (табл. 4) характеризуется примерно одинаковым рассеиванием и асимметрией в сроки 03 и 21 ч, что подтверждает вывод о показателности трехсрочных наблюдений. Наблюдения в 21 ч практически заменяют отсутствие ночных наблюдений.

Можно, следовательно, вполне уверенно утверждать, что уменьшение скорости ветра в последние 15 лет не связано с изменением сроков наблюдений.

Вместе с тем на станции Каргополь уменьшение скорости ветра в последний период отчасти вызвано сменой ветроизмерительных приборов. Именно в 1966 г. на станции Каргополь флюгер,

который располагался на высоте 14,6 м, был заменен анеморумбометром, установленным на стандартной высоте 10 м.

Если воспользоваться переводными коэффициентами от флюгера к анемометру, которые примерно равны 0,95, то скорости ветра несколько повысятся за последний период, но и тогда уменьшение уровня скорости ветра сохранится.

Следовательно, и после восстановления климатологической однородности ряда он останется статистически неоднородным. Это объясняется естественной изменчивостью атмосферных процессов. В частности, ослабление ветра в последнее 15-летие есть результат возросшей повторяемости восточной формы циркуляции [2, 3].

Считая нестационарность процесса изменения скорости ветра от года к году доказанной, рассмотрим те изменения, которые целесообразно ввести в практику климатологической обработки ветра и принять при составлении нового научно-прикладного справочника по климату СССР.

Во-первых, начало периода обработки ветра по реперным станциям следует относить к промежутку лет от 1890 до 1900 г. В противном случае можно получить недостаточно обоснованные величины прикладных климатических параметров. Так, максимальные скорости ветра заданной вероятности, включаемые в расчеты ветровых нагрузок, могут оказаться существенно заниженными. По станции Каргополь, например, максимальные скорости ветра, возможные один раз в 5 лет, при расчете их за последний 15-летний период более чем на 10 м/с отличаются от таковых за период четырехсрочных наблюдений. Эти различия еще больше, если сопоставлять более редкие большие скорости.

Во-вторых, при замене флюгера анеморумбометром необходимо исправлять данные, устраняя климатологическую неоднородность ряда.

В-третьих, суточный ход скорости ветра целесообразно рассчитывать в отклонениях от средней суточной скорости. Тогда можно проводить расчеты только за период восьмисрочных наблюдений, а также не вносить поправок на неоднородность за счет смены прибора. Иначе период обработки должен быть тем же, что и при расчете максимальных скоростей ветра.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антоневич В. Д., Литвякова Л. А. Особенности временных рядов скорости ветра. — Труды ГГО, 1979, вып. 425, с. 42—46.
2. Гирс А. А. Особенности внутригодовых преобразований макросиноптических процессов в различные циркуляционные эпохи. — Труды ААНИИ, 1963, т. 255, с. 47—85.
3. Дзердзеевский Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. — М.: Наука, 1975. — 288 с.
4. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. — Изд. ЛГУ, 1956. — 301 с.

## ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ СУТОЧНЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Экстремальные значения, характеризуя возможные пределы колебания той или иной метеорологической величины, являются показателями меры рассеяния или изменчивости статистического ряда.

В данной работе приводятся наблюдаемые экстремумы суточных сумм суммарной радиации на территории Советского Союза. Мы не касаемся вопроса, связанного с предсказанием тех экстремумов, которые могут иметь место при последующих наблюдениях. Рассматриваются средние и абсолютные экстремальные значения суточных сумм суммарной радиации за период наблюдений, относящийся в основном к 1955—1975 гг. Данные семи станций имеют ряд наблюдений с конца 30-х годов (табл. 2).

Средние максимумы и средние минимумы дают представление о среднем суточном приходе суммарной радиации в наиболее солнечные и наиболее пасмурные дни. Абсолютные величины характеризуют наибольшую и наименьшую суточные суммы радиации, которые наблюдались в данном месте за период наблюдений. Экстремумы не являются фиксированными величинами, а зависят от объема выборки. Естественно, что для получения достоверных абсолютных значений необходимо наличие длинных рядов.

Исходным материалом для исследования послужили ежедневные суммы суммарной радиации за четыре месяца (представители сезонов) по 78 актинометрическим станциям, на которых ведется регистрация этого элемента. К сожалению, не на всех из них имеются длинные ряды наблюдений. Для получения средних максимальных и минимальных сумм суммарной радиации были использованы данные и тех станций, на которых длина ряда не превышала 10 лет, для абсолютных значений — длина ряда не менее 18 лет. Станции с короткими рядами наблюдений не были сосредоточены в каком-либо одном месте и потому не могли исказить общую картину выявленных закономерностей. Используемая в работе информация могла бы быть более полной за счет привлечения данных, полученных по интегратору X-603, особенно в районах северо-востока и востока ЕТС, Забайкалья, Амурской области, где очень мало актинометрических станций с самописцами. Предварительный анализ суточных сумм суммарной радиации, полученных по интеграторам, показал, что они, как правило, завышены, и могут быть использованы только после тщательного контроля.

В табл. 1 приводятся средние за период наблюдений максимальные и минимальные суточные суммы  $Q$ , обобщенные по широтным зонам. Учет различий в прозрачности атмосферы, залегающих снежного покрова, особенностях циркуляции атмосферы по-

Средние максимумы и минимумы суточных сумм суммарной радиации при реальной облачности (МДж/м<sup>2</sup>)

| Широта, ... | I                 |           | IV                |           | VII               |           | X                 |           | I    | IV   | VII  | X    |
|-------------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|------|------|------|------|
|             | ЕТС. Средняя Азия | Казахстан |      |      |      |      |
| 38          | 12,6              |           | 27,7              |           | 31,4              |           | 19,0              |           | 10,4 | 25,6 | 28,7 | 16,8 |
| 40          | 11,5              |           | 26,8              |           | 31,0              |           | 18,7              |           | 9,3  | 25,4 | 28,8 | 15,9 |
| 42          | 10,5              |           | 26,2              |           | 30,6              |           | 17,4              |           | 8,2  | 25,1 | 28,8 | 15,0 |
| 44          | 9,4               | 11,3      | 25,6              | 28,1      | 30,2              | 32,3      | 16,3              | 18,2      | 7,3  | 24,7 | 28,8 | 14,0 |
| 46          | 8,6               | 9,8       | 25,1              | 27,2      | 29,9              | 31,6      | 15,7              | 17,4      | 6,3  | 24,5 | 28,8 | 13,2 |
| 48          | 7,5               | 9,0       | 24,7              | 26,4      | 29,5              | 31,2      | 14,7              | 16,3      | 5,5  | 23,9 | 28,8 | 12,2 |
| 50          | 6,7               | 7,8       | 24,1              | 25,8      | 29,3              | 30,8      | 13,6              | 15,1      | 4,7  | 23,7 | 28,8 | 11,3 |
| 52          | 5,9               | 7,1       | 23,5              | 25,1      | 29,0              | 30,6      | 12,6              | 14,0      | 3,9  | 23,5 | 28,8 | 10,4 |
| 54          | 5,0               | 6,3       | 23,3              | 24,5      | 28,8              | 30,2      | 11,7              | 13,0      | 3,1  | 23,3 | 28,8 | 9,4  |
| 56          | 4,2               |           | 22,6              |           | 28,5              |           | 10,9              |           | 2,4  | 22,9 | 28,8 | 8,5  |
| 58          | 3,4               |           | 22,2              |           | 28,3              |           | 9,4               |           | 2,0  | 22,6 | 28,9 | 7,7  |
| 60          | 2,3               |           | 21,8              |           | 28,1              |           | 8,4               |           | 1,1  | 22,1 | 28,9 | 6,8  |
| 62          | 1,7               |           | 21,4              |           | 27,9              |           | 7,5               |           |      | 21,6 | 28,9 | 6,0  |
| 64          | 1,3               |           | 21,0              |           | 27,9              |           | 6,9               |           |      |      |      |      |
| 66          | 1,0               |           | 20,5              |           | 27,7              |           | 6,3               |           |      |      |      |      |
| 68          |                   |           | 20,3              |           | 27,7              |           | 5,5               |           |      |      |      |      |

Средние максимумы

Сибирь, Дальний Восток

| Широта, ... | I                 |           | IV                |           | VII               |           | X                 |           | I                      |                                  | IV                     |                    | VII                    |                    | IX                     |                                  |
|-------------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|------------------------|--------------------|------------------------|--------------------|------------------------|----------------------------------|
|             | ЕТС, Средняя Азия | Казахстан | Сибирь, Дальний Восток | Юг Хабаровского края, Забайкалье | Сибирь, Дальний Восток | Забайкалье, Якутия | Сибирь, Дальний Восток | Забайкалье, Якутия | Сибирь, Дальний Восток | Юг Хабаровского края, Забайкалье |
| 38          | 1,9               |           | 5,9               |           | 18,6              |           | 4,9               |           |                        |                                  |                        |                    |                        |                    |                        |                                  |
| 40          | 1,7               |           | 5,3               |           | 16,8              |           | 4,1               |           |                        |                                  |                        |                    |                        |                    |                        |                                  |
| 42          | 1,5               |           | 4,7               |           | 14,9              |           | 3,2               |           |                        |                                  |                        |                    |                        |                    |                        |                                  |
| 44          | 1,3               | 3,1       | 4,2               |           | 13,0              |           | 2,7               |           | 2,7                    |                                  |                        |                    | 4,4                    |                    | 2,2                    |                                  |
| 46          | 1,2               | 2,7       | 3,9               | 7,4       | 11,0              | 13,7      | 2,4               | 3,9       | 2,4                    | 4,0                              |                        |                    | 4,3                    |                    | 2,1                    | 2,6                              |
| 48          | 1,1               | 2,4       | 3,7               | 6,7       | 9,3               | 12,6      | 2,0               | 3,0       | 2,1                    | 4,3                              |                        |                    | 4,2                    |                    | 1,9                    | 2,4                              |
| 50          | 1,0               | 2,0       | 3,4               | 6,0       | 7,5               | 11,5      | 1,6               | 2,3       | 1,8                    | 4,4                              |                        |                    | 4,1                    |                    | 1,8                    | 2,2                              |
| 52          | 0,8               | 1,7       | 3,4               | 5,5       | 6,8               | 10,7      | 1,3               | 2,0       | 1,5                    | 5,0                              |                        |                    | 4,1                    |                    | 1,7                    | 2,6                              |
| 54          | 0,8               | 1,5       | 3,4               | 5,2       | 6,3               | 9,6       | 1,1               | 1,7       | 1,3                    | 5,0                              |                        |                    | 3,9                    |                    | 1,7                    | 2,4                              |
| 56          | 0,6               |           | 3,3               |           | 5,9               |           | 0,8               |           | 1,1                    | 5,5                              |                        |                    | 3,9                    |                    | 1,5                    | 2,2                              |
| 58          | 0,4               |           | 3,3               |           | 5,8               |           | 0,7               |           | 0,9                    | 5,7                              |                        |                    | 3,7                    |                    | 1,3                    | 2,1                              |
| 60          | 0,3               |           | 3,4               |           | 5,8               |           | 0,5               |           | 0,6                    | 6,0                              |                        |                    | 3,4                    |                    | 1,2                    | 1,9                              |
| 62          | 0,2               |           | 3,4               |           | 5,7               |           | 0,5               |           | 0,4                    | 6,5                              |                        |                    |                        |                    | 1,1                    | 1,8                              |
| 64          | 0,1               |           | 3,6               |           | 5,7               |           | 0,4               |           | 0,3                    | 6,8                              |                        |                    |                        |                    | 1,0                    |                                  |
| 66          | 0,08              |           | 3,9               |           | 5,7               |           | 0,3               |           | 0,1                    | 7,1                              |                        |                    |                        |                    | 0,9                    |                                  |
| 68          |                   |           | 4,2               |           | 5,6               |           | 0,3               |           | 0,08                   | 7,7                              |                        |                    |                        |                    | 0,9                    |                                  |

Средние минимумы

зволил дать указанные характеристики отдельно для Европейской и Азиатской территории СССР. Европейская территория рассматривалась вместе с Казахстаном и Средней Азией, Азиатская включала Сибирь и Дальний Восток. Для отдельных месяцев была сделана некоторая детализация по более мелким районам.

Максимальные суммы суммарной радиации характерны для дней, когда сочетается высокий приход прямой радиации (открытый от облаков диск солнца) и большая рассеянная радиация (облака  $C_u$  и  $A_c$  или  $C_u$  и  $Sc$ , 8—9 баллов) [5]. В связи с этим максимальная сумма оказывается выше так называемой «возможной» суммы при безоблачном небе. Минимальные суммы радиации наблюдаются в дни со сплошной облачностью нижнего яруса. Наиболее низкие суммы относятся к дням с осадками [6].

В распределении средних максимумов по территории СССР прослеживается четкая зависимость их от широты — возрастание с севера на юг (за исключением июля на АТС). Низкие значения средних максимумов в южных широтах Дальнего Востока связаны с влиянием летнего муссона. Уменьшение суммарной радиации происходит за счет общего повышения влагосодержания воздуха летом в этих районах [4]. Кроме того, вымывание пыли во время летних муссонных осадков снижает рассеянную радиацию, а следовательно, и суммарную. Низкие максимумы на юге и высокие на севере (большая продолжительность дня, высокая прозрачность атмосферы, небольшая облачность) создают малую географическую изменчивость средних максимумов в июле на территории Сибири и Дальнего Востока. Если в южных районах ЕТС и Средней Азии уменьшение максимального суточного прихода  $Q$  при продвижении к северу происходит на 0,4—0,3 МДж/м<sup>2</sup>, в умеренных широтах на 0,2 МДж/м<sup>2</sup> на 2° широты, то на территории Сибири и Дальнего Востока эта характеристика практически не меняется.

Из табл. 1 видно, что в целом значения средних максимумов на АТС выше, чем на ЕТС (в июле это соотношение выполняется только к северу от 54° с. ш.). Указанная закономерность отмечалась также в распределении коэффициента прозрачности атмосферы и сумм радиации при безоблачном небе [5]. Наибольшие различия (до 25—30%) между средними суточными максимумами в этих двух больших географических районах отмечаются в январе в широтной зоне 60—64° с. ш. Несмотря на некоторое увеличение аэрозоля (в основном искусственного происхождения) в подынверсионном слое в условиях устойчивого антициклона, эти широты АТС отличаются высокой прозрачностью. В результате здесь имеет место повышенный приход прямой радиации, а увеличение аэрозольной мутности приводит к росту рассеянной радиации.

При обобщении средних максимумов по широтам особо выделялись Северный Казахстан и примыкающие к нему степные районы юга Западной Сибири. Исключительно высоким приходом

суммарной радиации отличается район от оз. Балхаш до Аральского моря (станции Айдарлы, Балхаш и Аральское море). Этот район характеризуется высокой прозрачностью атмосферы в течение года [5] и сухостью воздуха. Небольшая аэрозольная мутность летом, по-видимому, объясняется особенностями подстилающей поверхности. Солончаковые почвы не дают такого количества пыли в атмосферу, как пустыни в южных районах Средней Азии. Кроме того, в летние месяцы в условиях термической депрессии здесь преобладает малооблачная и сухая погода. Повышенный приход радиации, а следовательно, и высокие максимумы в этом районе отмечаются во все рассматриваемые месяцы. Средние максимумы в районе оз. Балхаш и Аральского моря являются самыми высокими во всем Советском Союзе.

Распределение средних минимумов суточных сумм  $Q$  по территории СССР носит более сложный характер. Поскольку, как уже упоминалось выше, минимальные суммы радиации за сутки относятся к пасмурным дням, то наряду с особенностями циркуляции, а следовательно, и влагосодержания воздушных масс имеет значение и структура облачности — форма, плотность, пропускная способность облаков. Средние минимумы, так же как и максимумы на АТС, выше, чем на ЕТС, за исключением июля. Особенно это проявляется в январе и апреле, а в октябре — в умеренных и северных широтах. Наиболее высокие значения средних минимумов характерны для районов Казахстана и юга Западной Сибири, Хабаровского края, Якутии и Забайкалья — районов с повышенной прозрачностью атмосферы, небольшим содержанием влаги и аэрозольной мутности и меньшей плотностью облаков. Самые низкие минимумы отмечаются на севере ЕТС зимой и осенью, а на Дальнем Востоке — летом.

При получении данных табл. 1 использовался метод сглаживания. При этом не учитывались местные факторы и, как правило, приход радиации в крупных промышленных центрах (городах «миллионерах»). Средняя величина отклонения ( $MДж/м^2$ ) для конкретных станций от среднеширотных значений составляет:

| Для максимумов<br>ЕТС (АТС) |                                     | Для минимумов<br>ЕТС (АТС) |                                     |
|-----------------------------|-------------------------------------|----------------------------|-------------------------------------|
| I                           | $\pm 0,4(0,2)$ ; VII $\pm 0,4(0,7)$ | I                          | $\pm 0,2(0,1)$ ; VII $\pm 0,5(0,4)$ |

Абсолютные экстремумы суточных сумм суммарной радиации для ряда станций приведены в табл. 2. По данным этой таблицы может быть получена амплитуда колебаний суточных сумм суммарной радиации.

Следует отметить исключительно высокие значения абсолютных максимумов в районе оз. Балхаш и Аральского моря (об особенностях этого района уже говорилось) и на северо-востоке Западной Сибири в районе Салехарда. Суточный приход суммарной радиации в Салехарде 5 июля 1969 г. —  $36,5 MДж/м^2$  (или  $872 \text{ кал}/\text{см}^2$ ) — по имеющимся данным является самым макси-

Абсолютные экстремумы суточных

| Станция                      | Период наблюдений | Январь |      |      |      | Апрель |      |      |      | ЕТС |
|------------------------------|-------------------|--------|------|------|------|--------|------|------|------|-----|
|                              |                   | макс.  | год  | мин. | год  | макс.  | год  | мин. | год  |     |
| Архангельск                  | 1958—75           | 1,9    | 1973 | 0,04 | 1959 | 24,1   | 1969 | 1,3  | 1970 |     |
| Воейково                     | 1950—75           | 3,7    | 1960 | 0,2  | 1964 | 24,7   | 1965 | 1,4  | 1949 |     |
| Ленинград                    | 1958—75           | 2,7    | 1972 | 0,08 | 1959 | 23,0   | 1975 | 0,9  | 1967 |     |
| Тарту                        | 1953—75           | 4,6    | 1960 | 0,2  | 1971 | 25,5   | 1953 | 1,6  | 1959 |     |
| Высокая Дубрава              | 1935—75           | 7,0    | 1939 | 0,5  | 1948 | 26,5   | 1957 | 2,5  | 1951 |     |
| Москва, МГУ                  | 1955—75           | 4,9    | 1968 | 0,3  | 1961 | 28,7   | 1965 | 1,6  | 1958 |     |
| Каунас                       | 1957—75           | 5,8    | 1960 | 0,3  | 1973 | 26,0   | 1961 | 1,1  | 1975 |     |
| Куйбышев                     | 1955—75           | 6,9    | 1955 | 0,3  | 1965 | 28,1   | 1961 | 1,6  | 1974 |     |
| Киев                         | 1955—75           | 7,9    | 1973 | 0,3  | 1970 | 25,8   | 1964 | 2,4  | 1964 |     |
| Кишинев                      | 1955—75           | 10,0   | 1969 | 0,4  | 1959 | 26,7   | 1958 | 1,0  | 1958 |     |
| Цимлянск                     | 1957—75           | 9,1    | 1965 | 0,5  | 1963 | 29,0   | 1970 | 2,6  | 1964 |     |
| Одесса                       | 1950—75           | 9,5    | 1952 | 0,2  | 1951 | 30,5   | 1956 | 1,9  | 1965 |     |
| Тбилиси                      | 1937—75           | 12,7   | 1942 | 0,7  | 1945 | 29,3   | 1941 | 1,5  | 1973 |     |
| Карадаг                      | 1934—75           | 11,3   | 1936 | 0,4  | 1948 | 28,6   | 1968 | 1,6  | 1963 |     |
| АТС                          |                   |        |      |      |      |        |      |      |      |     |
| о. Диксон                    | 1938—75           |        |      |      |      | 24,9   | 1938 | 4,7  | 1975 |     |
| Верхоянск                    | 1957—75           | 0,8    | 1961 | 0,04 | 1959 | 24,8   | 1975 | 4,5  | 1973 |     |
| Салехард                     | 1961—76           | 1,4    | 1964 | 0,04 | 1966 | 24,8   | 1974 | 4,9  | 1973 |     |
| Туруханск                    | 1957—76           | 1,4    | 1974 | 0,04 | 1964 | 25,2   | 1959 | 2,8  | 1968 |     |
| Оймякон                      | 1957—76           | 3,4    | 1966 | 0,3  | 1969 | 27,5   | 1972 | 2,7  | 1964 |     |
| Якутск                       | 1937—75           | 3,1    | 1949 | 0,2  | 1941 | 26,1   | 1959 | 4,5  | 1948 |     |
| Охотск                       | 1957—76           | 4,1    | 1970 | 0,3  | 1959 | 27,5   | 1966 | 3,3  | 1971 |     |
| Омск                         | 1954—76           | 6,5    | 1954 | 0,9  | 1960 | 26,8   | 1958 | 2,1  | 1969 |     |
| Огурцово                     | 1957—76           | 5,7    | 1965 | 0,8  | 1966 | 25,8   | 1958 | 2,3  | 1975 |     |
| Иркутск                      | 1938—75           | 7,8    | 1966 | 0,6  | 1939 | 27,9   | 1942 | 1,7  | 1972 |     |
| Чита                         | 1957—76           | 6,8    | 1961 | 1,2  | 1974 | 28,5   | 1966 | 4,7  | 1972 |     |
| Хабаровск                    | 1957—76           | 9,5    | 1959 | 1,6  | 1971 | 27,3   | 1976 | 0,8  | 1976 |     |
| Южно-Сахалинск               | 1957—76           | 9,6    | 1964 | 1,1  | 1965 | 26,9   | 1960 | 1,6  | 1958 |     |
| Сад-город                    | 1957—76           | 11,9   | 1966 | 1,1  | 1964 | 27,2   | 1971 | 1,4  | 1974 |     |
| Казахстан                    |                   |        |      |      |      |        |      |      |      |     |
| Семипалатинск                | 1957—75           | 9,4    | 1960 | 0,8  | 1975 | 27,9   | 1958 | 2,3  | 1959 |     |
| Аральское море               | 1957—75           | 11,0   | 1965 | 0,9  | 1968 | 28,8   | 1968 | 2,0  | 1970 |     |
| Балхаш                       | 1963—75           | 10,8   | 1965 | 1,6  | 1968 | 28,2   | 1973 | 4,4  | 1965 |     |
| Айдарлы                      | 1962—79           | 12,0   | 1972 | 1,3  | 1966 | 30,8   | 1973 | 2,5  | 1979 |     |
| Кайрак-Кумское водохранилище | 1959—75           | 13,2   | 1969 | 1,1  | 1966 | 30,3   | 1961 | 3,4  | 1968 |     |
| Ташкент                      | 1936—75           | 12,6   | 1947 | 0,4  | 1953 | 30,5   | 1968 | 1,3  | 1944 |     |

сумм суммарной радиации (МДж/м<sup>2</sup>)

| Июль            |      |      |      | Октябрь |      |      |      |
|-----------------|------|------|------|---------|------|------|------|
| макс.           | год  | мин. | год  | макс.   | год  | мин. | год  |
| 31,7            | 1959 | 2,9  | 1974 | 9,0     | 1975 | 0,3  | 1975 |
| 31,9            | 1975 | 2,8  | 1974 | 11,1    | 1965 | 0,3  | 1958 |
| 29,9            | 1972 | 2,6  | 1966 | 10,2    | 1975 | 0,2  | 1965 |
| 31,7            | 1955 | 3,3  | 1960 | 11,6    | 1965 | 0,4  | 1972 |
| 32,7            | 1940 | 2,1  | 1971 | 13,3    | 1935 | 0,6  | 1961 |
| 30,9            | 1973 | 1,6  | 1973 | 16,9    | 1962 | 0,5  | 1974 |
| 31,8            | 1963 | 3,3  | 1975 | 13,9    | 1972 | 0,6  | 1969 |
| 32,8            | 1955 | 3,2  | 1962 | 14,2    | 1956 | 0,6  | 1956 |
| 29,9            | 1963 | 2,2  | 1974 | 17,2    | 1965 | 0,8  | 1970 |
| 32,3            | 1957 | 2,0  | 1976 | 18,2    | 1965 | 1,1  | 1957 |
| 33,0            | 1958 | 5,2  | 1974 | 17,1    | 1958 | 0,8  | 1957 |
| 33,3            | 1952 | 3,7  | 1965 | 17,1    | 1954 | 0,6  | 1950 |
| 33,0            | 1942 | 1,6  | 1948 | 20,3    | 1941 | 0,5  | 1947 |
| 31,0            | 1944 | 6,8  | 1960 | 22,8    | 1947 | 1,3  | 1944 |
| 32,1            | 1939 | 3,2  | 1972 | 5,2     | 1950 | 0,1  | 1953 |
| 31,5            | 1964 | 2,4  | 1961 | 9,5     | 1967 | 0,5  | 1968 |
| 36,5            | 1969 | 2,4  | 1965 | 8,0     | 1961 | 0,5  | 1962 |
| 34,2            | 1976 | 2,5  | 1959 | 8,4     | 1963 | 0,3  | 1965 |
| 31,6            | 1973 | 4,0  | 1965 | 11,2    | 1966 | 0,7  | 1968 |
| 33,2            | 1957 | 3,3  | 1945 | 10,9    | 1960 | 0,9  | 1948 |
| 30,7            | 1963 | 2,1  | 1965 | 12,7    | 1973 | 0,4  | 1965 |
| 29,1            | 1960 | 3,5  | 1968 | 14,2    | 1953 | 0,7  | 1970 |
| 31,6            | 1957 | 4,2  | 1959 | 14,1    | 1974 | 0,8  | 1970 |
| 32,8            | 1946 | 0,5  | 1967 | 16,2    | 1943 | 0,8  | 1967 |
| 32,5            | 1975 | 2,1  | 1972 | 19,4    | 1961 | 1,1  | 1969 |
| 32,3            | 1962 | 1,6  | 1969 | 16,6    | 1960 | 0,7  | 1972 |
| 33,4            | 1960 | 2,1  | 1976 | 18,8    | 1961 | 0,8  | 1970 |
| 32,2            | 1968 | 2,1  | 1963 | 18,9    | 1961 | 0,5  | 1971 |
| и. Средняя Азия |      |      |      |         |      |      |      |
| 33,7            | 1957 | 4,9  | 1975 | 16,8    | 1959 | 1,3  | 1969 |
| 33,5            | 1959 | 2,5  | 1960 | 18,2    | 1964 | 1,4  | 1959 |
| 33,8            | 1970 | 5,6  | 1969 | 17,9    | 1967 | 1,6  | 1969 |
| 33,9            | 1971 | 7,5  | 1974 | 19,4    | 1963 | 1,4  | 1977 |
| 32,8            | 1967 | 6,5  | 1966 | 21,9    | 1969 | 1,8  | 1966 |
| 33,1            | 1952 | 2,9  | 1936 | 19,4    | 1961 | 0,6  | 1951 |

мальным на территории Советского Союза. Характеристики облачности и состояние солнечного диска в этот день были следующие: в срок 6 ч 30 мин солнце открыто, облачность 1/1 С<sub>i</sub>; 9 ч 30 мин солнце просвечивает, 7/0 С<sub>i</sub>, Ас; 12 ч и 30 мин солнце просвечивает,  $\frac{10}{10}$  /2 С<sub>i</sub>, Ас, С<sub>u</sub>; 15 ч 30 мин — пасмурно, 10/10, Ас, С<sub>b</sub>; 18 ч 30 мин — пасмурно,  $\frac{10}{10}$  /6 С<sub>i</sub>, Ас, С<sub>b</sub>. В дневные сроки, когда солнце просвечивает, наблюдалось увеличение облачности. Как показали исследования, увеличение количества облаков при открытом солнце и в случае, когда солнце просвечивает, приводит к возрастанию суммарной радиации [3]. Увеличение количества облаков до отметки  $\frac{10}{10}$  баллов при любом состоянии солнечного

Таблица 3

Отклонения экстремальных значений суточных сумм суммарной радиации от нормы (в долях  $\sigma$ )

| Январь    |            |             |            | Июль      |            |             |            |
|-----------|------------|-------------|------------|-----------|------------|-------------|------------|
| абс. мин. | сред. мин. | сред. макс. | абс. макс. | абс. мин. | сред. мин. | сред. макс. | абс. макс. |

ЕТС, Средняя Азия

|                |              |                  |                  |                |                |                |                |
|----------------|--------------|------------------|------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1,5—2 $\sigma$ | 1—2 $\sigma$ | 2,5 $\sigma^1$   | 3,5—5 $\sigma$   | 2,5 $\sigma^1$ | 2—2,5 $\sigma$ | 1—1,5 $\sigma$ | 1,5—2 $\sigma$ |
| 2—3 $\sigma^2$ |              | 1,5—2 $\sigma^2$ | 2—2,5 $\sigma^2$ | 3—4 $\sigma^2$ | 3 $\sigma^3$   |                |                |
|                |              |                  |                  | 5—6 $\sigma^3$ |                |                |                |

Сибирь, Дальний Восток

|                |                  |                |                |                |                |              |            |
|----------------|------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|--------------|------------|
| 2—3 $\sigma$   | 1,5—2,5 $\sigma$ | 2—2,5 $\sigma$ | 3—3,5 $\sigma$ | 2—2,5 $\sigma$ | 1,5—2 $\sigma$ | 1,5 $\sigma$ | 2 $\sigma$ |
| 1,5 $\sigma^5$ | $\sigma^5$       | 1,5 $\sigma^4$ | 2,5 $\sigma^4$ |                |                |              |            |

<sup>1</sup> Север ЕТС.

<sup>2</sup> Юг ЕТС.

<sup>3</sup> Юг Средней Азии.

<sup>4</sup> Дальний Восток.

<sup>5</sup> Западная Сибирь.

диска ведет к непрерывному возрастанию рассеянной радиации. Максимальные величины рассеянной радиации наблюдаются при облачности, когда солнце просвечивает,  $\frac{10}{10}$  Ас (Sc) [3]. Вероятно, такие благоприятные условия для роста рассеянной радиации 5 июля 1969 г. и привели к очень высокому суммарному приходу суммарной радиации (почти на 30 % выше, чем возможная сумма). Можно думать, что аналогичные условия отмечались и на других станциях, где зафиксированы высокие суточные суммы суммарной радиации.

Что касается исключительно низких минимумов радиации, то можно сказать, что в январе на севере страны абсолютные минимумы, равные 0,04 МДж/м<sup>2</sup> (1 кал/см<sup>2</sup>), находятся на пределе точности определения сумм радиации и относятся, как правило, к первым дням месяца, когда отмечаются низкая высота солнца и сплошная облачность нижнего яруса. Очень низкие минимумы

летом наблюдались при дожде и облачности 10/10 Ns. Такие условия отмечались, например, в Иркутске 12 июля 1967 г., что и привело к очень низкой суточной сумме радиации — 0,5 МДж/м<sup>2</sup> (11 кал/см<sup>2</sup>).

Представляет интерес сопоставить экстремальные величины суммарной радиации, приведенные в табл. 1 и 2, с нормой [6]. В связи с асимметричностью распределения суточных сумм суммарной радиации различна величина отклонения экстремальных значений от средней (табл. 3).

В январе, особенно на севере ЕТС, абсолютные максимальные суточные суммы суммарной радиации могут отличаться от нормы на 3—5  $\sigma$ , в то время как абсолютные минимумы только на 1,5—2  $\sigma$  (отчетливое проявление положительной асимметрии в распределении). В июле на юге Средней Азии отклонение абсолютных минимумов от средней находится в области 5—6  $\sigma$ , а абсолютный максимум отстоит от нормы только на 1,5—2  $\sigma$  (отрицательная асимметрия).

Выявленные особенности в распределении экстремальных значений суммарной радиации по территории и их структуру следует учитывать при решении практических задач как научного, так и прикладного характера.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актинометрический ежемесячник. ГГО. Л., 1962—1980.
2. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Рассеянная и суммарная солнечная радиация при различных облаках. — Труды ГГО, 1964, вып. 152, с. 96—109.
3. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Основные закономерности коротковолновой радиации и дневного радиационного баланса при различной облачности. — Труды ЛГМИ, 1964, вып. 22, с. 11—34.
4. Комаров В. С. Статистические параметры общего влагосодержания атмосферы и их применение в некоторых прикладных задачах. — Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1976, вып. 28. — 50 с.
5. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 335 с.
6. Стадник В. В. Статистические характеристики суточных сумм суммарной радиации. — Труды ГГО, 1980, вып. 412, с. 41—51.

*Н. Г. Горышина*

### **К ОЦЕНКЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ В ЗОНЕ БАМ**

Физическая интерпретация основных закономерностей формирования микроклимата в зависимости от неоднородностей подстилающей поверхности позволяет обобщать имеющуюся гидрометеорологическую информацию и распространять ее на террито-

рии, непосредственно не обеспеченные гидрометеорологическими наблюдениями.

Среди метеоэлементов температура почвы отличается значительной пространственно-временной изменчивостью, особенно в районах с достаточно сложным почвенно-орографическим строением подстилающей поверхности, каким является зона БАМ.

Интерполяция данных гидрометеорологической сети по температуре почвы обусловлена практической необходимостью оценки вновь осваиваемых территорий с точки зрения перспективы их сельскохозяйственного использования. Оценка агроклиматических ресурсов районов строительства БАМ показала, что для создания сельскохозяйственной базы в этом районе наиболее перспективны условия широких долин крупных рек, равнин и относительно пологих склонов [1].

Мезо- и микроклиматическая характеристика этих условий может быть получена на основании анализа данных гидрометеорологической сети, опубликованных в «Справочнике по климату СССР». Наряду с режимными данными при выполнении настоящей работы учитывалось и местоположение гидрометеорологических станций (гмс). С этой целью была использована классификация реперных климатических станций (ркс) в зоне БАМ, разработанная Е. Н. Романовой на основании метода кодовой ти-

Таблица 1

Изменение средней месячной температуры почвы и воздуха  
в широких долинах (июль)

| Физико-географический район | Станция       | Вид почвы                      | Температура          |         | Разность температур  |         |
|-----------------------------|---------------|--------------------------------|----------------------|---------|----------------------|---------|
|                             |               |                                | почвы в слое 5—20 см | воздуха | почвы в слое 5—20 см | воздуха |
| Предбайкалье                | Залари        | Суглинок                       | 19,0                 | 17,7    | 0,4                  | 0,5     |
|                             | Орлинга       | "                              | 18,6                 | 17,2    |                      |         |
| Забайкалье                  | Красный Чикой | "                              | 19,1                 | 17,2    | -0,7                 | -2,8    |
|                             | Борзя         | Песок с примесью мелкой гальки | 19,8                 | 20,0    |                      |         |
| Забайкалье                  | Красный Чикой | Суглинок                       | 19,1                 | 17,2    | -2,0                 | -1,6    |
|                             | Чита          | Супесь                         | 21,1                 | 18,8    |                      |         |
| Зейско-Бурейская равнина    | Мазаново      | "                              | 21,7                 | 20,0    | 2,0                  | 0,4     |
|                             | Черняево      | "                              | 19,7                 | 19,6    |                      |         |
| Долина реки Уссури          | Бикин         | Суглинок                       | 21,9                 | 21,0    | 0,1                  | 0,3     |
|                             | Лермонтовка   | "                              | 21,8                 | 20,7    |                      |         |

пизации местоположений гмс [2]. Анализ данных ркс выявил полную аналогию местоположений «широкие долины» условиям открытого ровного места, принятого в микроклиматологии за фоновое.

При оценке изменчивости показателей термического режима почвы был использован метод пар станций. В представленных парах гмс выдержан единый принцип распределения станций по широте (с юга на север).

Рассмотрены изменения средней температуры почвы слоя 5—20 см за июль, т. е. период, когда термические ресурсы находятся в максимуме (табл. 1).

На примере пяти пар станций показаны отклонения средней температуры почвы для условий широких долин ( $>4-5$  км) в различных физико-географических районах БАМ. В первой из представленных пар разность температур суглинистой почвы  $\Delta T_{\text{п}}$  между станциями Залари и Орлинга не более  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Отклонение средней температуры воздуха  $\Delta T_{\text{в}}$  в этой паре станций составило  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Разности такого порядка свидетельствуют о наличии мезо- и микроклиматической однородности рассматриваемых долин. В этом случае термические ресурсы почвы практически одинаковы.

В парах станций по Забайкалью не исключено влияние широтного градиента ( $\Delta\phi$  между станциями порядка  $1-2^{\circ}$ ). Однако уровень средней температуры не соответствует нормальному широтному распределению гмс, в связи с чем  $\Delta T$  получились отрицательными. На разностях представленных пар станций сказывается и различный механический состав почв.

Некоторые особенности термического режима почвы могут быть выявлены при сопоставлении температур почвы и воздуха. Например, в условиях открытого ровного места при нормальном увлажнении температура песчаной и супесчаной почв в июле обычно на  $2-4^{\circ}\text{C}$  выше температуры воздуха [3]. Так, в Чите разность температур почвы и воздуха  $\Delta T_{\text{п-в}}$  составила  $2,3^{\circ}\text{C}$ . На гмс Борзя  $\Delta T_{\text{п-в}} = -0,2^{\circ}\text{C}$ , т. е. песчаная почва с примесью гальки оказалась холоднее воздуха, в связи с чем  $\Delta T_{\text{п}}$  между гмс Красный Чикой — Борзя, составившая  $-0,7^{\circ}\text{C}$ , оказалась уменьшенной. Рассматривая абсолютную величину  $\Delta T_{\text{п}}$  между гмс Красный Чикой — Чита, следует заключить, что гмс с супесчаной почвой расположена почти на  $2^{\circ}$  севернее гмс с суглинком, поэтому  $\Delta T_{\text{п}}$  между этими станциями также несколько уменьшена. На Зейско-Буреинской равнине в качестве пары использована гмс с супесчаной почвой.

Сравнение температур почвы и воздуха показывает, что на гмс Черняево  $\Delta T_{\text{п-в}}$  составляет  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Пониженный уровень температуры супесчаной почвы в Черняево объясняется несколько повышенным ее влагосодержанием в связи с влиянием реки Амур. В этом случае мезо- и микроклиматические условия широких долин различаются за счет особенностей климата супесчаных почв на гмс Мазаново и Черняево.

На гмс Бикин и Лермонтовка, расположенных в долине реки Уссури, температура почвы и воздуха практически не различалась.

Рассмотрим теперь порядок изменения средней температуры почвы по парам станций, одна из которых расположена в широкой долине, вторая — в некоторых других местоположениях (табл. 2). В пары подобраны станции с близкими по составу почвенными разностями и относительно малыми различиями по широте.

Таблица 2

Изменение средней месячной температуры почвы и воздуха в различных условиях местоположения станций (июль)

| Физико-географический район           | Станция, тип местоположения | Вид почвы        | Температура          |         | Разность температур  |         |
|---------------------------------------|-----------------------------|------------------|----------------------|---------|----------------------|---------|
|                                       |                             |                  | почвы в слое 5—20 см | воздуха | почвы в слое 5—20 см | воздуха |
| Предбайкалье                          | Баяндай, склон              | Суглинок         | 18,4                 | 16,8    | -0,6                 | -0,9    |
|                                       | Залари, широкая долина      | "                | 19,0                 | 17,7    |                      |         |
| Забайкалье                            | Чита, широкая долина        | Супесь           | 21,1                 | 18,8    | 2,6                  | 1,7     |
|                                       | Сосново-Озерск, побережье   | Супесь с гумусом | 18,5                 | 17,1    |                      |         |
| Зейско-Бурейнская равнина, Забайкалье | Черняево, широкая долина    | Супесь           | 19,7                 | 19,6    | 2,4                  | 2,4     |
|                                       | Могоча, узкая долина        | "                | 17,3                 | 17,2    |                      |         |
| Забайкалье                            | Чита, широкая долина        | "                | 21,1                 | 18,8    | 2,9                  | -0,3    |
|                                       | Зюльзя, котловина           | Суглинок         | 18,2                 | 19,1    |                      |         |

В Предбайкалье  $\Delta T_{\text{в}}$  (широкая долина — склон) на станциях Залари и Баяндай составляет около  $1,0^{\circ}\text{C}$ . Почва по сравнению с воздухом прогревается более интенсивно, в особенности на склоне:  $\Delta T_{\text{п-в}}$  для широкой долины составляет  $1,3^{\circ}\text{C}$ , а для склона —  $1,6^{\circ}\text{C}$ . В связи с этим разность температур суглинистой почвы для широкой долины и склона несколько меньше, чем воздуха.

На примере станций Чита — Сосново-Озерск рассматриваются особенности термического режима супесчаной почвы в широкой долине и на побережье сравнительно небольшого водоема. Если в долине почва в июле в среднем на  $2,3^{\circ}\text{C}$  теплее воздуха, то на

по побережью эта величина уменьшается до  $1,4^{\circ}\text{C}$ . В условиях побережья уровень средней температуры несколько ниже, чем в широкой долине. Особенно велики различия в температуре почвы, где  $\Delta T_{\text{п}}=2,6^{\circ}\text{C}$ , что почти на  $1^{\circ}\text{C}$  больше, чем  $\Delta T_{\text{в}}$ .

По данным гмс Черняево и Могоча, изменчивость температуры воздуха и почвы в широких и узких долинах Зейско-Буреинской равнины достигает  $2,4^{\circ}\text{C}$ . В этом случае под влиянием широтного градиента ( $\Delta\varphi=1^{\circ}$ ) разность несколько увеличивается.

Таблица 3

Даты наступления средней суточной температуры  $10^{\circ}\text{C}$  (дни)  
и суммы температур выше  $10^{\circ}\text{C}$  для почвы (1) и воздуха (2)

| Станция        | Дата наступления средней суточной температуры $10^{\circ}\text{C}$ |      | Сумма температур $>10^{\circ}\text{C}$ |      |
|----------------|--|------|--|------|
|                | 1  | 2    | 1                                      | 2    |
| Бикин          | 14 V   | 5 V  | 2670                                   | 2500 |
| Лермонтовка    | 15 V   | 9 V  | 2580                                   | 2390 |
| Разность       | 1  | 4    | 90                                     | 110  |
| Красный Чикой  | 23 V   | 27 V | 1870                                   | 1510 |
| Борзя          | 21 V   | 19 V | 1980                                   | 1950 |
| Разность       | -2   | -8   | -110                                   | -440 |
| Борзя          | 21 V   | 19 V | 1980                                   | 1950 |
| Чита           | 16 V   | 23 V | 2130                                   | 1700 |
| Разность       | -5   | 4    | -150                                   | 250  |
| Мазаново       | 15 V   | 17 V | 2460                                   | 2040 |
| Черняево       | 25 V   | 20 V | 1960                                   | 1900 |
| Разность       | 10   | 3    | 500                                    | 140  |
| Чита           | 16 V   | 23 V | 2130                                   | 1700 |
| Сосново-Озерск | 27 V   | 3 V  | 1710                                   | 1330 |
| Разность       | 11   | 11   | 420                                    | 370  |

В последней паре станций Чита—Зюльзя термические различия складываются под влиянием двух факторов: особенностей местоположения и различий механического состава почвы. В широкой долине температура супесчаной почвы была на  $2,3^{\circ}\text{C}$  выше, чем в воздухе; в котловине же суглинистая почва была на  $0,9^{\circ}\text{C}$  холоднее. Температура воздуха в широкой долине и котловине различалась незначительно ( $\Delta T_{\text{в}}=0,3^{\circ}\text{C}$ ), причем котловина была теплее. В то же время условия термического режима почвы в широкой долине оказались значительно более благоприятными, разность  $\Delta T_{\text{п}}$  долина—котловина составила около  $3^{\circ}\text{C}$ .

Представление о термической неоднородности почвы в условиях БАМ может быть дополнено анализом изменчивости некоторых показателей ее термического режима. К их числу относятся даты наступления средней суточной температуры почвы  $10^{\circ}\text{C}$  и суммы температур выше  $10^{\circ}\text{C}$  ( $\Sigma T > 10^{\circ}\text{C}$ ). В основу расчета показателей термического режима положены данные «Справочника по климату СССР» по средней месячной температуре почвы.

В ряде случаев, например, изменчивость показателей термического режима почвы пар станций Бикин — Лермонтовка, Красный Чикой — Борзя, невелика и вполне сопоставима с изменчивостью соответствующих показателей воздуха (табл. 3). В то же время сроки прогревания почвы могут различаться на 10 дней и более, а  $\Sigma T > 10^{\circ}\text{C}$  — на  $500^{\circ}\text{C}$  и более, что имеет место в данных пары гмс Мазаново — Черняево при малых различиях соответствующих величин в воздухе.

В условиях широкой долины и побережья различия в сроках прогревания и суммах температур, по данным станций Чита — Сосново-Озерск, значительны как в почве, так и в воздухе. В целом изменчивость показателей термического режима почвы определяется влиянием рассмотренных выше факторов. Анализ изменений температуры по парам станций, основанный на учете мезо- и микроклиматических особенностей территории, позволяет судить о целесообразности интерполяции данных о температуре почвы, полученных на гмс.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы районов строительства БАМ. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 143 с.
2. Романова Е. Н., Васильева Л. Г. Кодовая типизация местоположений метеорологических станций. — Труды ГГО, 1976, вып. 375, с. 14—36.
3. Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 341 с.

*И. А. Береснева, Е. Н. Попова*

### ТЕМПЕРАТУРА И ВЛАЖНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ПОЧВЫ В ИЗРЕЗАННОМ РЕЛЬЕФЕ БАДХЫЗА

Почвенный климат, по А. М. Шульгину [11], оказывает большое влияние на происходящие в почве биологические и биохимические процессы, ускоряя или замедляя их течение и обуславливая плодородие почвы. Образование гумуса, синтез и разложение в почве органических веществ, жизнедеятельность микроорганиз-

мов и всей почвенной фауны происходит при активном участии тепла, влаги и воздуха в самой почве.

Термический режим почвы оказывает большое влияние на развитие растений. В совокупности с влажностью почвы он определяет темпы их развития, численность видов, продуктивность фитоценоза, сохранение семян в неблагоприятный период и др. Термические характеристики почвы обладают весьма большой микроклиматической чувствительностью, что позволяет более дифференцированно подходить к оценке термических ресурсов [1].

В связи с тем что поток тепла перераспределяется главным образом в поверхностном 20-см слое почвы, по данному слою можно получить наиболее четкое представление о влиянии рельефа на термический режим почвы. На юге Средней Азии этот слой имеет особое значение в связи с тем, что в нем располагается основная масса корней доминант и эдификаторов растительности, а также значительная масса корней эфемеров. Так, в Бадхызе в этом слое находится 95 % подземной массы мятлика и осоки (по данным Б. К. Ганнибала). В других районах это количество может достигать 98—99 % [10].

До сих пор на юге Средней Азии термический режим поверхностного слоя почвы в условиях изрезанного рельефа не изучался. Наши исследования были проведены на территории Бадхызского государственного заповедника в предгорьях Паропамиза в Пульи-Хатумской фисташковой роще.

Фисташка настоящая является единственным деревом в роще. Она не образует сомкнутых насаждений, среднее расстояние между деревьями 14—16 м. В межкроновом пространстве, не подвергающемся затенению кроной фисташки, произрастают различные травы с господством мятлика, осоки и эфемеров.

Задачей работы было изучить термический режим почвы именно межкроновых пространств в различных формах рельефа. Исследования проводились путем маршрутных микроклиматических съемок по методике, изложенной в [7, 8], при помощи колечатых термометров Савинова, помещенных на стандартные глубины (5, 10, 15, 20 см). Повторность микросъемок — в среднем три раза в декаду в течение марта — июня 1978 и 1979 гг.

Рельеф исследуемого района представлен густой сетью долин, а также холмов и гряд, которые здесь носят название байров. Абсолютная высота местности 700—800 м, относительное превышение холмов до 50—100 м. Крутизна склонов байров 20—30° в средней части.

Почвенный покров в фисташковой роще образован сероземами песчаными, легкосуглинистыми и даже среднесуглинистыми [6]. В поверхностном слое почв Бадхыза содержание частиц диаметром менее 0,01 мм составляет 20—28 %, диаметром 1,0—0,01 мм — 72—80 % [5, 6].

Для микроклиматических наблюдений были выбраны две типичные долины: широкая долина I порядка, ориентированная с юга на север, и узкая долина III порядка, ориентированная

с востока на запад. Через эти долины были проложены два профиля, на которых в межкромовом пространстве деревьев располагались 11 точек наблюдений (рис. 1).

Профиль I (рис. 1, I) охватывал склоны южной и северной экспозиций, платообразную вершину над склоном южной экспозиции и узкую долину.

Точка 1. Платообразная вершина склона южной экспозиции. Травяной покров густой (80—100 % проективного покрытия) высотой до 30—40 см, отдельные растения могут достигать большей высоты. Точка 2. Верхняя треть склона южной экспозиции. Кру-

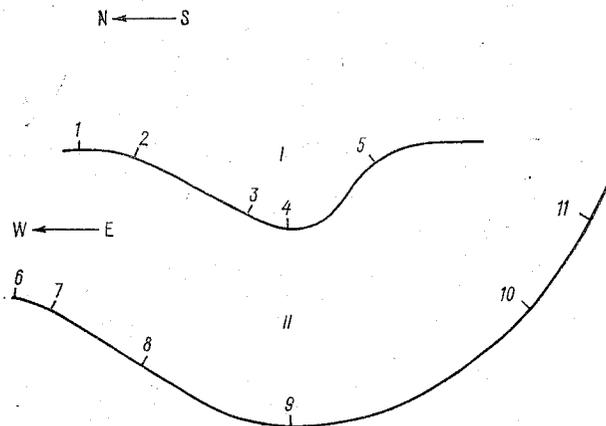


Рис. 1. Схема расположения точек микроклиматических наблюдений.

Долины: I — широкая, северо-западной ориентации; II — узкая, западно-восточной ориентации.

тизна 18—20°. Травяной покров очень разрежен (общее проективное покрытие 5—10 %) до высоты 30 см. Точка 3. Нижняя треть склона южной экспозиции. Крутизна 20°. Общее проективное покрытие травяного яруса до 50 %, высота 20—25 см. Точка 4. Дно узкой долины. Травяной ярус густой (проективное покрытие 95—100 %), высота до 80 см. Точка 5. Верхняя треть склона северной экспозиции, крутизна 30°. Травяной покров густой (покрытие 90—95 %), высота 15—20 см, отдельные растения до 35 см. Обильный моховый и лишайниковый покров (10—15 % покрытия).

Профиль II (рис. 1, II) проходит по склонам западной и восточной экспозиции и широкой долине между ними.

Точка 6. Выраженная вершина увала со склоном западной экспозиции. При общем проективном покрытии 50 % более густые участки чередуются с изреженными. Травяной ярус, высота которого до 20 см. Обильны лишайники (около 40 % покрытия). Точка 7. Верхняя треть склона западной экспозиции. Крутизна

22°. Травяной ярус 70 % покрытия и высотой 30 (35) см, на ридинах — мхи и лишайники. Точка 8. Середина склона западной экспозиции, крутизна 20°. Растительность разрежена (покрытие 25—30 %), на почве пятна мхов и лишайников.

Точка 9. Широкая долина, ориентированная с севера на юг. При общем проективном покрытии встречаются пятна с покрытием от 50—60 до 90 %. Травяной покров достигает высоты 30—35 см. Точка 10. Нижняя часть склона восточной экспозиции, крутизна 18—20°. Общее проективное покрытие травяного покрова 50—60 %. Травяной ярус достигает высоты 30—40 см. Точка 11. Верх склона восточной экспозиции, крутизна 18—20°. Травяной ярус достигает 75 % покрытия, высота 30—35 см.

На формирование почвенного климата плоскогорья Бадхыз влияет несколько факторов:

- 1) географическое положение стационара — юг Туркмении (36° с. ш.);
- 2) местоположение ключевых участков, т. е. форма рельефа и экспозиция склонов;
- 3) механический состав почвы;
- 4) влажность почвы;
- 5) общее проективное покрытие растительности.

В пересеченном рельефе существенное влияние на термический режим верхних слоев почвы оказывают различия в поступлении солнечной радиации. Различия в приходе радиации на склоны разной экспозиции и крутизны наибольшие весной и осенью, летом они уменьшаются. В районе исследований в течение всего года, за исключением конца мая — июля, больше всего радиации получают южные склоны, в мае — июле — горизонтальная поверхность. Наименьшее количество лучистой энергии приходит на склоны северных экспозиций; западные и восточные экспозиции занимают промежуточное положение, получая приблизительно одинаковое количество тепла.

Такое перераспределение солнечной радиации на склонах разной экспозиции обуславливает термическую неоднородность верхних слоев почвы. В табл. 1 приведены средние за март — июнь 1979 г. показатели температуры почвы на склонах четырех основных экспозиций.

Самая теплая почва на склоне южной экспозиции, самая холодная — на склоне северной экспозиции (средняя разница в средних суточных температурах за март — июнь на глубине 5 см 4,3°C, на глубине 20 см 6,0°C). Западные и восточные склоны занимают промежуточное положение, разница температур на них меньше. На глубине 5 см западный склон чуть теплее восточного, на глубине 20 см — наоборот.

Распределение максимальных и минимальных температур на склонах разных экспозиций такое же, за исключением восточного склона, который нагревается больше, чем западный, а на глубине 20 см охлаждается так же, как и западный. Большее нагревание восточного склона по сравнению с западным хорошо вид-

но по кривой дневного хода температуры почвы на разных склонах. Закономерности распределения тепла на южном, западном и северном склонах проявляются в течение всего дня, восточный же склон теплее западного на глубине 20 см с 11 до 21 ч, а на глубине 5 см он даже теплее, чем южный (9—15 ч) (рис. 2).

Таблица 1

Средние температуры почвы на глубинах 5 и 20 см на склонах разных экспозиций

| Глубина | Экспозиция, точка       | Температура, °С |             |         |           |
|---------|-------------------------|-----------------|-------------|---------|-----------|
|         |                         | максимальная    | минимальная | средняя | Амплитуда |
| 5 см    | Южная, 2 . . . . .      | 25,8            | 14,9        | 20,4    | 11,0      |
|         | Западная, 7 . . . . .   | 25,0            | 13,6        | 19,3    | 12,1      |
|         | Восточная, 11 . . . . . | 25,4            | 12,2        | 18,8    | 13,2      |
|         | Северная, 5 . . . . .   | 20,2            | 11,9        | 16,1    | 8,2       |
| 20 см   | Южная, 2 . . . . .      | 20,9            | 16,1        | 18,5    | 4,8       |
|         | Западная, 7 . . . . .   | 18,0            | 15,1        | 16,6    | 2,9       |
|         | Восточная, 11 . . . . . | 18,5            | 15,1        | 16,8    | 3,4       |
|         | Северная, 5 . . . . .   | 14,1            | 10,9        | 12,5    | 3,2       |

Термический режим почвы зависит от многих факторов, однако одним из важнейших является механический состав почвы. В зависимости от механического состава при одинаковом количестве осадков влажность почвы может существенно различаться (влажность песчаной почвы в среднем в 1,5 раза меньше влажности суглинистой почвы [9]). При одинаковой влажности более легкие почвы быстрее проводят тепло, поэтому они нагреваются

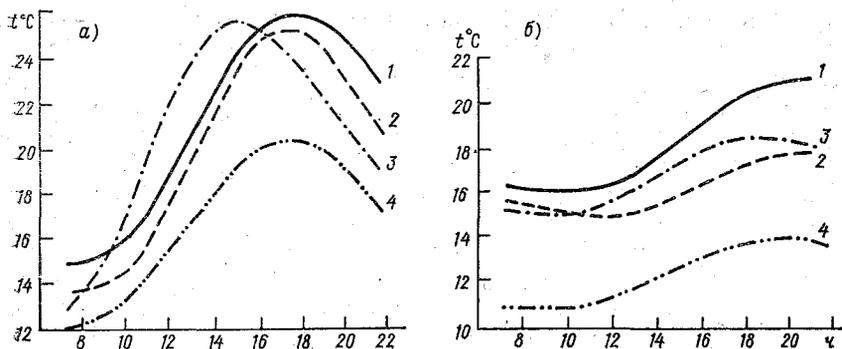


Рис. 2. Дневной ход температуры почвы.

а — на глубине 5 см, б — на глубине 20 см. Склоны: 1 — южный, 2 — западный, 3 — восточный, 4 — северный.

(и охлаждаются) в течение суток и всего сезона сильнее, чем тяжелые почвы. В целом же они являются и более теплыми [1, 2, 3, 4].

В соответствии с установленными для других районов закономерностями [7] восточный склон должен быть несколько холоднее западного, так как в утренние часы, когда на восточный склон приходится максимум радиации, часть ее тратится на испарение росы, в вечерние же часы, когда максимум лучистой энергии приходится на западный склон, росы нет и вся поглощенная радиация идет на нагрев почвы. Аномалии в термическом режиме поч-

Таблица 2

Температуры почвы разных горизонтальных участков  
(средние за март — июнь)

| Глубина | Участок, точка           | Температура, °С |             |                  |           |
|---------|--------------------------|-----------------|-------------|------------------|-----------|
|         |                          | максимальная    | минимальная | средняя суточная | амплитуда |
| 5 см    | Узкая долина, 4          | 23,8            | 16,0        | 19,9             | 7,8       |
|         | Широкая долина, 9        | 28,2            | 13,8        | 21,0             | 14,4      |
|         | Вершина увала, 6         | 27,9            | 14,1        | 21,1             | 13,8      |
|         | Платообразная вершина, 1 | 25,2            | 14,4        | 19,8             | 10,8      |
| 20 см   | Узкая долина, 4          | 19,5            | 17,3        | 18,4             | 2,2       |
|         | Широкая долина, 9        | 20,0            | 17,1        | 18,6             | 2,9       |
|         | Вершина увала, 6         | 20,5            | 16,9        | 18,7             | 3,6       |
|         | Платообразная вершина, 1 | 20,4            | 16,5        | 18,5             | 3,9       |

вы восточного и западного склонов в данном случае объясняются более легким механическим составом почвы на восточном склоне.

В соответствии со временем наступления дневного максимума прихода радиации на склоны минимальные и максимальные температуры раньше всего наблюдаются на склонах восточных экспозиций, позднее всего — на западных.

Обычно в пересеченной местности термический режим на склонах сравнивают с термическим режимом на горизонтальных участках. В связи с этим особый интерес представляет сопоставление температуры почвы на разных ровных площадках. Наши данные (табл. 2) показывают, что температура почвы горизонтальных участков отличается значительно, что связано с разной степенью затенения холмами, механическим составом почвы, растительностью, особенностями турбулентного обмена и т. д.

Обе вершины (точки 1 и 6, рис. 1) по сравнению с соответствующими им долинами (точки 4 и 9) характеризуются большим прогревом и большими колебаниями температур. Средние суточные температуры практически не различаются. Если на глубине

5 см наибольшая разница в максимальных температурах почвы на всех четырех участках составляет 4,4 °С, то на глубине 20 см — 1,0 °С. Максимальная разница в средних суточных температурах на глубине 5 см равна 1,2 °С, на глубине 20 см — лишь 0,3 °С. Таким образом, если на глубине 5 см различия в средних суточных температурах между участками заметны, то на глубине 20 см они не выражены. На этой глубине максимальные и минимальные температуры различаются в пределах 1,0 °С. Отсюда следует, что термический режим долины и вершины нужно изучать в каждом конкретном случае.

Важным фактором, определяющим термический режим почвы, является ее влажность. По исследованиям Е. Н. Романовой [8], особенности перераспределения осадков на склонах и у их подножий, изменения испарения в зависимости от местоположения, а также обобщение экспериментальных данных по влагозапасам в разных формах рельефа и т. п. позволили оценить влажность почвы в условиях холмистого рельефа и учесть ее изменения при изучении термического режима. Различия во влажности почв в значительной степени определяют изменчивость теплофизических характеристик во времени и в пространстве, а тем самым и термический режим почвы. При высокой и низкой влажности почвы амплитуды изменений термического режима в разных условиях рельефа уменьшаются, а при влажности 50—80 % полной влагоемкости наблюдается самая большая изменчивость теплофизических и термических характеристик в верхнем слое почвы.

Как известно, сильнее всего различается влажность на склонах северных и южных экспозиций: северные склоны, как правило, более влажные и летом они иссушаются значительно позже. Когда осадки отсутствуют, различия во влажности почвы на этих склонах сглаживаются.

В районе исследований хорошо выражены два периода: влажный (ноябрь — май) с максимальным количеством осадков в феврале — марте и сухой (июнь — октябрь), когда количество осадков или существенно уменьшается, или их совсем не бывает. В сухой период влажность поверхностных слоев почвы падает до 1 % и менее. С началом влажного периода влажность почвы повышается, в феврале — марте она наибольшая, затем почва иссушается.

Вследствие малого количества осадков и глубокого залегания грунтовых вод почвы предгорий Паропамиза характеризуются водным режимом непромывного типа и водный баланс почвы в данном районе определяется в основном количеством выпавших за год осадков. На жидкие осадки в Бадхызе приходится 60 %, на твердые — 10 % и на смешанные — 30 %.

В районе исследований осадки приносятся северными ветрами, поэтому на южных подветренных склонах несколько больше снега (табл. 3). Длительность залегания снега на склонах резко различается. На южном склоне сход снежного покрова наблюдается

сразу при появлении солнца, на северных склонах, особенно крутых, он сохраняется 2—3 дня.

За 20 дней — с 18 февраля по 10 марта 1979 г. — суммарная продолжительность залегания снега на южном склоне составила 4 дня, на северном — 15 дней.

Таблица 3

Масса снега (кг/м<sup>2</sup>) в разных местоположениях, 1979 г.  
(по Б. К. Ганнибалу)

| Местоположение           | Дата |      |       |
|--------------------------|------|------|-------|
|                          | 13/1 | 28/1 | 24/II |
| Вершина . . . . .        | 15,1 | 13,3 | 14,6  |
| Долина . . . . .         | 14,0 | 12,8 | 13,5  |
| Северный склон . . . . . | 13,2 | 11,0 | 10,3  |
| Южный склон . . . . .    | 14,0 | 12,4 | 7,8   |

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что высокая интенсивность впитывания сероземов (1,2 мм/мм) и низкая влажность почвы приводит к частичному перераспределению осадков вдоль склона (табл. 4).

Таблица 4

Влажность почвы на глубине 20 см в разных местоположениях

| Местоположение                | Склоны |          |          |           |
|-------------------------------|--------|----------|----------|-----------|
|                               | южный  | северный | западный | восточный |
| Вершина над склоном . . . . . | 7,4    | 11,9     | 11,5     | —         |
| Верх склона . . . . .         | 9,7    | 13,1     | 12,2     | 10,5      |
| Середина склона . . . . .     | —      | 14,3     | —        | —         |
| Низ склона . . . . .          | 12,9   | 19,6     | 13,3     | 12,3      |
| Долина . . . . .              | 10,8   | 10,8     | 11,2     | 11,2      |

Таким образом, величины влажности почвы в разных местоположениях в период максимального развития травостоя свидетельствуют о том, что наиболее увлажненными оказываются нижние части северных склонов, наименее увлажненными — верхние части южных склонов. Ориентировочные коэффициенты увлажнения (отношение влажности почвы в данном местоположении к влажности на плакорах) приведены в табл. 7.

Уменьшение различий в приходе солнечной радиации и во влажности почв от зимы к лету приводит к уменьшению микроклиматических различий и выравниванию термического режима на склонах в пересеченной местности. По мере прогревания почвы

различия в термическом режиме между склонами южной и северной ориентации сглаживаются. Наибольшие различия в температуре почвы между южными и северными склонами наблюдаются в дневное время весной и осенью. Ночью эти различия меньше. Летом разности дневных и ночных температур между склонами южных и северных экспозиций, по-видимому, не превышают 2—3 °С, в то время как осенью и весной они составляют 9—12 °С (рис. 3, табл. 5).

Таблица 5

Разности максимальных и минимальных температур почвы (°С) между южным и северным склонами в ясные сутки

| Температура  | Дата  |        |           |          |         |        |       |
|--------------|-------|--------|-----------|----------|---------|--------|-------|
|              | 22 XI | 21 XII | 20—24 III | 21—22 IV | 26—27 V | 5—6 VI | 25 VI |
| 1978 г.      |       |        |           |          |         |        |       |
| Максимальная | 12,4  | 8,0    | 12,4      | 8,0      | 7,4     | 5,2    | —     |
| Минимальная  | 1,3   | 0,2    | 3,4       | 5,1      | 4,3     | —3,5   | —     |
| 1979 г.      |       |        |           |          |         |        |       |
| Максимальная | —     | —      | 9,1       | 5,8      | 4,8     | 3,1    | 2,3   |
| Минимальная  | —     | —      | 5,2       | 3,4      | 4,0     | 2,9    | 2,4   |

На разницу в максимальных дневных температурах почвы между склонами влияет общий характер года: 1979 г. был более влажным, чем 1978 (384 и 261,6 мм осадков соответственно по данным метеостанции Кызыл-Джар). Термический режим южного и северного склонов в 1979 г. различался меньше, чем в 1978 г.

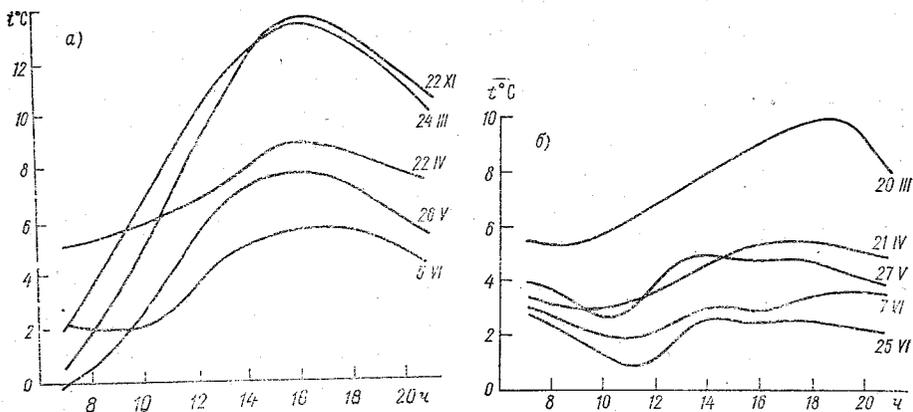


Рис. 3. Дневной ход разностей температуры почвы между южным и северным склонами на глубине 5 см.

а — 1978 г., б — 1979 г.

(средние максимальные различия за март — июнь составляют 9,3 °С в 1978 г. и 5,3 °С в 1979 г., см. табл. 5).

Наибольшие различия наблюдаются в ноябре и марте, по мере иссушения почвы они уменьшаются.

Аналогичный характер имеет сезонный ход различий между другими точками на склонах, но вследствие меньшей изменчивости приходящей радиации и влажности почвы на этих склонах различия термического режима менее выражены.

Важным фактором, влияющим на температурный режим почвы, является растительность. Действие травяной растительности

Таблица 6

Температура почвы в зависимости от общего проективного покрытия растительности (ОПП) (глубина 20 см)

| Экспозиция | Точки наблюдений (см. рис. 1) | Температура, °С |             |                  |           | ОПП, % |
|------------|-------------------------------|-----------------|-------------|------------------|-----------|--------|
|            |                               | максимальная    | минимальная | средняя суточная | амплитуда |        |
| Южная      | 2                             | 20,9            | 16,1        | 18,5             | 4,8       | 5—10   |
|            | 3                             | 19,7            | 16,2        | 18,0             | 3,5       | 50     |
| Западная   | 8                             | 18,2            | 14,7        | 16,5             | 3,5       | 25—30  |
|            | 7                             | 18,0            | 15,1        | 16,6             | 2,9       | 70     |
| Восточная  | 10                            | 18,5            | 15,1        | 17,0             | 3,7       | 50—60  |
|            | 11                            | 18,7            | 15,1        | 16,8             | 3,4       | 75     |

выражено меньше, чем древесной, однако в пределах каждого склона оно хорошо прослеживается: увеличение общего проективного покрытия растительности ведет к уменьшению максимальной и увеличению минимальной температуры почвы, т. е. к уменьшению ее амплитуды и, как правило, к понижению средних суточных температур под более густым растительным покровом (табл. 6).

Термический режим почвы зависит от многих факторов, влияние которых, накладываясь друг на друга, может усиливать или уменьшать различия в термическом режиме отдельных участков.

В холмистом рельефе основным фактором, определяющим микроклиматическую изменчивость температуры верхних слоев почвы, является приходящая солнечная радиация. Механический состав почвы, ее влажность, а также изменение общего проективного покрытия растительности существенно влияют на сезонный и суточный ход температуры почвы в разных местоположениях (табл. 7).

Самыми холодными местоположениями во все сезоны года в рассматриваемом районе являются верхние и средние части северных склонов. Это очень характерная особенность района.

Микроклиматическая изменчивость температуры и влажности почвы  
в холмистом рельефе Бадхыза (на глубине 20 см)

| Местоположение   | Температура, °С |           |           | Коэффициент<br>увлажнения <sup>1</sup> |
|--|-----------------|-----------|-----------|--|
|  | XII—II          | III—IV    | V—VI      |  |
| Верхние и средние части<br>крутых южных склонов                                | 6,0—8,0         | 12,5—20,5 | 33,0—37,0 | 0,7—0,8                                |
|  |                 |           |           | 1,2—1,5                                |
| Пологие и нижние части<br>крутых южных склонов                                 | 5,5—7,5         | 11,5—19,5 | 33,0—37,0 | 0,8—1,0                                |
|  |                 |           |           | 1,3—1,8                                |
| Возвышенности, продуваемые<br>долины   | 2,0—4,0         | 10,0—18,0 | 32,0—36,0 | 1,0—1,2                                |
|  |                 |           |           | 1,0                                    |
| Непродуваемые долины   | 4,0—6,0         | 10,7—18,7 | 30,0—34,0 | 1,3—1,6                                |
|  |                 |           |           | 1,5—2,7                                |
| Западные и восточные склоны<br>крутизной 5—30°                                 | 1,5—3,5         | 9,5—17,5  | 30,5—34,5 | 0,9—1,2                                |
|  |                 |           |           | 1,4—1,8                                |
| Средние части пологих и<br>нижние части пологих и кру-<br>тых северных склонов | 0,5—2,5         | 7,5—15,5  | 30,0—34,0 | 1,4—1,6                                |
|  |                 |           |           | 1,9—2,4                                |
| Верхние части пологих и кру-<br>тых, средние части крутых<br>северных склонов  | 0,5—2,5         | 7,0—15,0  | 29,5—33,5 | 1,3—1,6                                |
|  |                 |           |           | 1,5—2,7                                |

<sup>1</sup> В числителе приведен коэффициент увлажнения на глубине 5 см, в знаменателе — на глубине 20 см.

Все рассмотренные данные свидетельствуют о том, что температура почвы наравне с влажностью почвы является очень чувствительным микроклиматическим элементом. Проведенные наблюдения показывают ее большую изменчивость как в пространстве, так и во времени.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Термический режим почвы. — В кн.: Микроклимат СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1967, с. 139—155.
2. Архипова Е. П. Метод косвенного определения температуры поверхности оголенной почвы. — Труды ГГО, 1951, вып. 92, с. 37—40.
3. Архипова Е. П. Карты географического распределения температуры почвы под черным паром на территории СССР. — Труды ГГО, 1958, вып. 85, с. 122—130.
4. Архипова Е. П. и др. Микроклиматические наблюдения в совхозах и колхозах. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. — 58 с.
5. Лавров А. П. К характеристике почв Бадхыза. — Изв. АН ТуркмССР, сер. биол. наук, 1964, вып. 3, с. 37—43.
6. Линчевский И. А. Растительность Бадхыза. — В кн.: Растительные ресурсы Туркменской ССР, т. 1. Л.: Наука, 1935, с. 185—291.
7. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. — 250 с.

8. Романова Е. Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 280 с.

9. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. — Л.: Гидрометеоздат, 1950. — 300 с.

10. Шамсутдинов З. Ш., Чалбаш Р. Изучение экологических особенностей ранговой растительности и влажности почвы в связи с задачами улучшения полынно-эфемеровых пастбищ. — Труды Всес. ин-та каракулеводства, 1960, вып. 10, с. 15—20.

11. Шулъгин А. М. Климат почвы и его регулирование. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 341 с.

*И. А. Береснева, О. А. Дейч, А. К. Шкадова*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА С ВЫСОТОЙ В ГОРНЫХ СИСТЕМАХ КАВКАЗА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

При построении карт термического режима зимнего периода были использованы данные из Справочников по климату СССР [5, 6] и из работ [2, 3, 7]. Поскольку до настоящего времени обоснованного критерия для определения границ зимнего сезона не существует, в процессе работы применялась методика, изложенная в [4], но далее по мере возможности она уточнялась. Особенно большое внимание было обращено на анализ и распределение характеристик температурного режима зимнего периода в горных районах.

Известно, что горные районы неодинаково освещены по температурному режиму, особенно это относится к Саянам, Тянь-Шаню и Памиру. В горных районах влияние оказывают не только высота и широта места, но и формы рельефа. Поэтому вертикальные градиенты определялись по парным станциям у подножия гор и на склонах.

В работе приведены основные выводы по расчету вертикальных градиентов для горных систем Кавказа и Средней Азии.

На Кавказе температура самого холодного месяца колеблется от  $-6^{\circ}\text{C}$  на склонах, обращенных к побережью Черного моря, до  $-16$  и  $-24^{\circ}\text{C}$  на высотах более 3500 м. Сумма отрицательных температур в этой сложной в орографическом отношении области распределяется в основном согласно существующему в настоящее время физико-географическому районированию. Выделяются значительные области, где сумма отрицательных температур воздуха близка к  $0^{\circ}\text{C}$ . Это территории, узкой полосой примыкающие к Черному морю, от  $44^{\circ}$  с. ш. до государственной границы на юге. Сюда же включены долина реки Риони, южные склоны Большого Кавказа и северные склоны Малого Кавказа примерно до высоты 200—300 м.

Кроме того, к этой же области отнесено побережье Каспийского моря от 43° с. ш. до предгорий Талышских гор на юге, обширная территория долины реки Куры (начиная с 45° в. д. до побережья моря, Апшеронский полуостров). Сумма отрицательных температур воздуха до 200—300°С в основном характерна для предгорий Закавказья примерно до высот 300—500 м, такие же суммы могут наблюдаться на северных склонах Большого Кавказа как на западе, так и на востоке, за исключением Ставропольской возвышенности, где они значительно больше (до 400—

Таблица 1

Вертикальные градиенты длительности периода со средней суточной температурой ниже 0°С и их суммы. Кавказ

| Район | Горная система, хребет  | Градиенты                            |                                     |
|-------|---|--------------------------------------|-------------------------------------|
|       |   | периода<br>с $t < 0^{\circ}\text{C}$ | с суммой<br>$t < 0^{\circ}\text{C}$ |
| I     | Северный склон Главного Кавказского хребта  | 6                                    | 70—80                               |
| II    | Южный склон Главного Кавказского хребта   | 8                                    | 40—50                               |
| III   | Западная часть Главного Кавказского хребта (южный склон и побережье Черного моря) | 7                                    | 50—60                               |
| IV    | Северный склон восточной части Главного Кавказского хребта                        | 5                                    | 40—50                               |
| V     | Южный склон восточной части Главного Кавказского хребта                           | 8                                    | 40—50                               |
| VI    | Западный склон Малого Кавказа   | 5—6                                  | 50—60                               |
| VII   | Северный склон Шахдагского хребта   | 7                                    | 40—50                               |
| VIII  | Северный склон (у Батуми)   | 5                                    | 30—40                               |
| IX    | Южная часть Закавказья  | 8                                    | 70—80                               |

600°С). С возрастанием высоты растут и суммы, но градиент для каждого диапазона высот имеет свое, вполне определенное значение. Так, от 500 до 1500 м нарастание на каждые 100 м не превышает 50—60°С, от 1500 до 3000 м градиент увеличивается до 70—80°С. На высоте более 3000 м нарастание сумм увеличивается до 100—120°С и более на каждые 100 м. Четко проявляется и влияние экспозиции склонов: на северных склонах Большого Кавказа нарастание сумм значительно больше, чем на южных. Выделяются высокогорные области Большого (1500—1700°С) и Малого Кавказа (1000—1200°С), Армянского нагорья (1000—1200°С). Теплым пятном выделяется озеро Севан, где сумма отрицательных температур не более 400—500°С, в то время как на прилегающих возвышенностях она на 200—300°С больше.

Вертикальные градиенты и уровни прохождения изолиний в разных частях Кавказа приведены в табл. 1 и 2. Величины градиентов, а также высота прохождения той или иной изолинии за-

висят от расположения хребтов, условий континентальности и уровня увлажнения.

В высокогорных районах в Средней Азии разница в абсолютной высоте местности, степени континентальности климата, изменении глубины и мощности приземных инверсий в разных частях рассматриваемых горных систем приводит к разнообразию в уровнях прохождения изолиний на разных склонах (табл. 3).

Таблица 2

Уровни прохождения изолиний длительности периода с температурой воздуха ниже 0°C (м). Кавказ

| Район | Горная система, хребет   | Длительность периода (дни) |      |      |      |      |      |      |
|-------|--|----------------------------|------|------|------|------|------|------|
|       |  | 90                         | 120  | 150  | 180  | 210  | 240  | 240  |
| I     | Северный склон Главного Кавказского хребта                           | 750                        | 1300 | 1900 | 2500 | 3000 | 3200 | 3600 |
| II    | Южный склон Главного Кавказского хребта                              | 1250                       | 1650 | 2000 | 2400 | 2900 |      |      |
| III   | Западная часть Главного Кавказского хребта . . .                     | 1200                       | 1600 | 2150 |      |      |      |      |
| IV    | Северный склон восточной части Главного Кавказского хребта . . . . . | 1300                       | 1750 | 2400 |      |      |      |      |
| V     | Южный склон восточной части Главного Кавказского хребта . . . . .    | 1300                       | 1650 | 2100 | 2500 | 2850 |      |      |
| VI    | Западный склон Малого Кавказа . . . . .                              | 1200                       | 1800 | 2250 | 2700 |      |      |      |
| VII   | Северный склон Шахдагского хребта . . . . .                          | 1500                       | 1900 |      |      |      |      |      |
| VIII  | Северный склон (у Батуми) . . . . .                                  | 1100                       | 1700 | 2250 |      |      |      |      |
| IX    | Южная часть Закавказья   | 1500                       | 1900 | 2300 |      |      |      |      |

Горные системы Тянь-Шаня по суммам отрицательных температур сильно различаются в зависимости от ориентации хребтов. Высотный градиент на северных склонах более резко выражен, чем на южных, особенно на высотах до 1000 м. Далее нарастание сумм идет примерно одинаково (100—120°C) на каждые 100 м, на большей высоте возрастает до 150°C. Особенно выделяется долина озера Иссык-Куль и не только северное и южное побережья озера (200 и 400°C), но также западное и восточное (400 и 600°C).

В Центральном Тянь-Шане выделяется по суммам его восточная (2000—3000°C) и западная (1500—2000°C) части. Внутренние горные долины очень сухие и холодные (Джунгальская, Нарынская, Артабашинская). Западный Тянь-Шань обрамляет Фер-

ганскую долину, где перепады сумм отрицательных температур очень резкие. Внутри долины суммы не превышают 100—150 °С, но постепенно нарастают к северу и югу и на высоте 500—800 м достигают 300—500 °С.

На западе Ферганской долины (на границе с Голодной степью) суммы отрицательных температур не более 50 °С. Южный Тянь-Шань простирается в основном в широтном направлении, долины также врезаются в широтном направлении и суммы температур также резко возрастают к северу и к югу уже начиная с высот 500—600 м. Внутри долин суммы не более 100—200 °С.

Рассмотренные горные области Кавказа и Средней Азии дали возможность судить о том, что зимой на распределение температурных характеристик влияют не только общие закономерности

Таблица 3

Уровни прохождения изолиний длительности периода с температурой воздуха ниже 0 °С (м). Средняя Азия

| Район | Горная система, хребет                            | Длительность периода (дни) |      |      |      |      |      |      |      |
|-------|---|----------------------------|------|------|------|------|------|------|------|
|       |   | 60                         | 90   | 120  | 150  | 180  | 210  | 240  | 270  |
| I     | Юго-восточный склон Киргизского Ала-Тау           |                            |      | 1500 | 2200 | 2800 | 3400 |      |      |
| II    | Северо-восточный склон Киргизского Ала-Тау        |                            | 900  | 1600 | 2150 | 2800 | 3400 | 3600 |      |
| III   | Юго-восточный склон Ферганской долины             | 950                        | 1400 | 1900 | 2350 | 2750 | 3150 |      |      |
| IV    | Западный склон Ферганского хребта                 | 900                        | 1450 | 1800 | 2250 | 2700 | 3150 |      |      |
| V     | Северный склон Зайлийского Ала-Тау                |                            |      | 900  |      |      |      |      |      |
|       |   |                            | 400  | 1750 | 2150 | 2600 | 3000 | 3200 | 3700 |
| VI    | Северный склон Туркестанского и Алайского хребтов | 1000                       | 1600 | 2200 | 2800 | 3400 | 4000 | 4600 |      |
| VII   | Южный склон Терского Ала-Тау и хребта Кетмень     |                            |      | 1500 | 1900 | 2300 | 2700 | 3000 | 3500 |
| VIII  | Зеравшанский хребет                               |                            |      |      |      |      |      |      |      |
|       | северный склон                                    | 1200                       | 1700 | 2200 | 2700 | 3200 | 3700 | 4200 | 4400 |
|       | южный склон                                       | 1200                       | 2000 | 2400 | 2800 | 3200 | 3600 | 4000 | 4400 |
| IX    | Западный склон Памира                             |                            | 1900 | 2250 | 2600 | 3000 | 3400 | 3750 | 4200 |
| X     | Долина р. Нарын высокогорная узкая часть          |                            |      |      | 2150 | 2600 | 3000 | 3400 | 3800 |
|       | широкая часть                                     |                            | 650  | 1050 | 1500 | 2600 | 3000 | 3400 | 3800 |
| XI    | Долина р. Вахш                                    | 1250                       | 1500 | 1950 | 2400 | 2800 | 3300 |      |      |

климата, но и мезо- и микроклиматические особенности, которые могут весьма существенно изменять направление изолиний.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматический атлас мира.— ГУГиК. М.— Л., 1972.
2. Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР.— М.: Наука, 1966.— 482 с.
3. Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4. Западная Сибирь.— Л.: Гидрометеиздат, 1962— 360 с.
4. Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждение, вып. 29. М., Ин-т географии АН СССР, 1977, с. 53—144.
5. Справочник по климату СССР. Вып. 1—34, ч. 2. Температура воздуха и почвы.— Л.: Гидрометеиздат, 1964—1969.
6. Справочник по климату СССР. Т. 1. Устойчивость и точность климатических характеристик.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 396 с.
7. Тушинский Г. К., Давыдова М. И. Физическая география СССР.— М.: Просвещение, 1976.— 543 с.

*О. Д. Кодрау*

### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ ИНДИИ

Особенности годового хода температуры воздуха в Индии определяются ее географическим расположением в экваториальных и тропических широтах азиатского региона. Январь в Индии является наиболее холодным месяцем года и почти на всей территории Индии отмечается ясное и полужасное состояние неба. В это время облачность в районе Дели и Ахмадабада составляет 1—3 балла. В январе на севере Индии, приблизительно вдоль параллели 29—30° с. ш., проходит полярный фронт. В течение января и февраля на севере Индии отмечается около двенадцати атмосферных возмущений, при прохождении которых в Пенджабе и Кашмире идут дожди, а в Гималаях выпадает снег. В отдельные годы в районе станции Лех облачность в январе составляет 7,5 балла, а в Сринагаре достигает 9,4 балла [1, 2]. В январе в штатах Джамму и Кашмир на высоте 2000 м над уровнем моря средняя месячная температура воздуха близка к 0°C, а в районе станции Лех, расположенной на высоте 3500 м над уровнем моря, — к 8°C.

Климат горных районов Индии изучен слабо, так как здесь слишком мало метеорологических станций. Для более точной характеристики температуры воздуха в этом районе Индии нами были учтены соответствующие данные метеорологических стан-

ций, расположенных в северной и центральной частях Пакистана и на территории Непала [4, 5]. По этим данным были построены графики, позволяющие определять среднюю месячную температуру воздуха в горных районах [4] (рис. 1).

В субтропических широтах Индии в январе выделяются три основных района с различным уровнем средней месячной темпе-

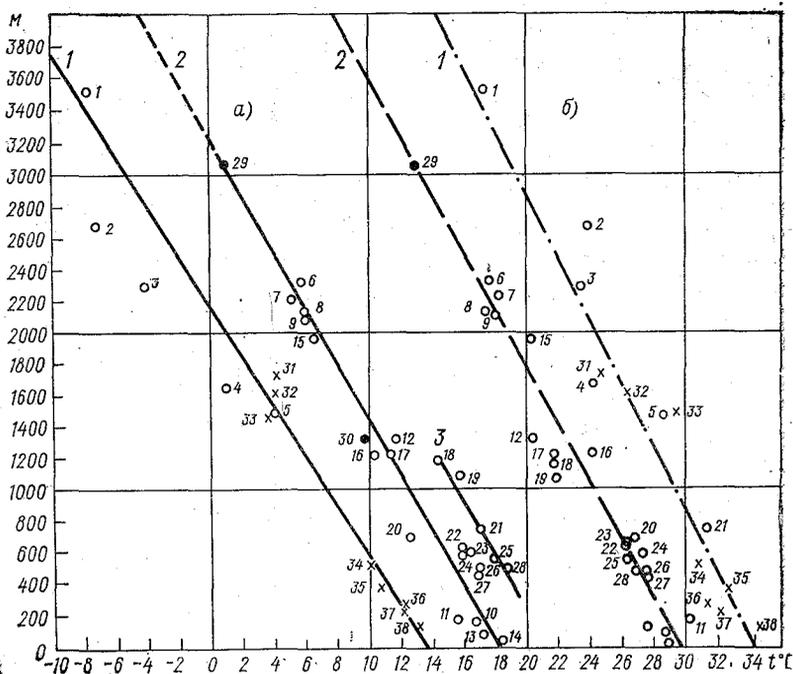


Рис. 1. Зависимость средней месячной температуры воздуха от высоты места над уровнем моря.

а — январь: 1 — штаты Джамму и Кашмир и северные районы Пакистана, 2 — Гималаи и гора Шиллонг, 3 — плато Малва; б — июль: 1 — штаты Джамму и Кашмир и северные районы Пакистана, 2 — Гималаи, гора Шиллонг и плато Малва. Цифры у кривых — номера станций.

ратуры воздуха. Наиболее теплым из них является плато Малва. Здесь на высоте 1000 м над уровнем моря средняя месячная температура воздуха близка к 16°С. В январе положение изотермы 20°С приблизительно совпадает с географической параллелью 22°.

В тропических широтах Индии результирующие ветры на высоте изобарической поверхности 700 мбар в январе имеют восточную составляющую, и в южной Индии хорошо выражен зимний муссон, вертикальная мощность которого около 2 км. Здесь преобладают континентальные воздушные массы с низким влагосодержанием. В январе наиболее высокая средняя месячная темпе-

ратура воздуха отмечается на Малабарском побережье и составляет 27 °С, а в штате Майсур и на плоскогорье Декан 20—22 °С.

Наиболее теплым временем года на территории Индии является один из месяцев весны или лета. Наступление наиболее высокой температуры воздуха зависит как от перемещения максимума поступающей солнечной радиации летом северного полушария в более северные широты, так и от особенностей муссонной циркуляции атмосферы. С марта по май продолжается переходный сезон, который характеризуется жаркой погодой, быстрым нарастанием температуры воздуха и почти безоблачным небом. На картах приземного давления в апреле появляется переднеазиатская депрессия. На побережье Бенгальского залива и в штате Андхра-Прадеш средняя месячная температура воздуха в марте, апреле и мае находится в пределах 28—34 °С. На побережье Аравийского моря она составляет 28—29 °С, а на территории Западных Гат — 25—29 °С. На Малабарском побережье наиболее высокая средняя месячная температура воздуха отмечается в апреле — 28,6 °С.

В июне на Коромандельском берегу средняя месячная температура воздуха 30—32 °С, на плато Малва в мае и июне она несколько выше — 33—34 °С. К северу от Черапунджи и севернее рек Норбада и Сон наиболее высокая средняя месячная температура воздуха отмечается в июне, а южнее этой границы — в мае — апреле.

Образование в июне струйного течения на северном склоне Тибета и перемещение в северные широты полярного фронта благоприятствуют перемещению междутропической зоны конвергенции из южного полушария в северное. Одновременно с этим в среднем с 5 июня по 15 июня начинаются дожди в Южной Индии и Бирме, которые затем быстро распространяются в северные районы Индии. В июне в штате Андхра-Прадеш средняя месячная температура воздуха на 2—4 °С ниже, чем в мае, и составляет здесь 28—30 °С, а на Малабарском побережье на 2—3 °С ниже, чем в мае, так как преобладает пасмурная и дождливая погода. В это время отмечаются значительные горизонтальные градиенты и средняя месячная температура воздуха в Западных Гатах на 8—9 °С ниже, чем на Коромандельском берегу, а в высокогорьях Западных Гат остается ниже 20 °С.

В июле междутропическая зона конвергенции располагается в северных широтах Индии и определяет проникновение экваториального муссона в северные районы Индии и Пакистана. Начало влажного периода в Центральной Индии в 65 % случаев отмечается в июне и июле. В июле наиболее теплыми районами являются штаты Джамму и Кашмир и районы, пограничные с Пакистаном. Здесь на равнинах средняя месячная температура в июле превышает 33 °С.

На северо-западе Индии муссон отступает в середине сентября, и здесь вплоть до середины декабря стоит ясная и прохладная погода. Октябрь и ноябрь являются месяцами отступающего муссона в Индии. К концу октября область низкого давления

перемещается из Северной Индии к центру Аравийского моря и Бенгальского залива. В октябре на побережье Бенгальского залива и Аравийского моря средняя месячная температура воздуха составляет 27—28°C, на территории Западных Гат—20—24°C, а в Восточных Гатах—22—25°C. Такое распределение температуры воздуха в октябре аналогично здесь распределение средней годовой температуры воздуха. В ноябре на Малабарском побе-

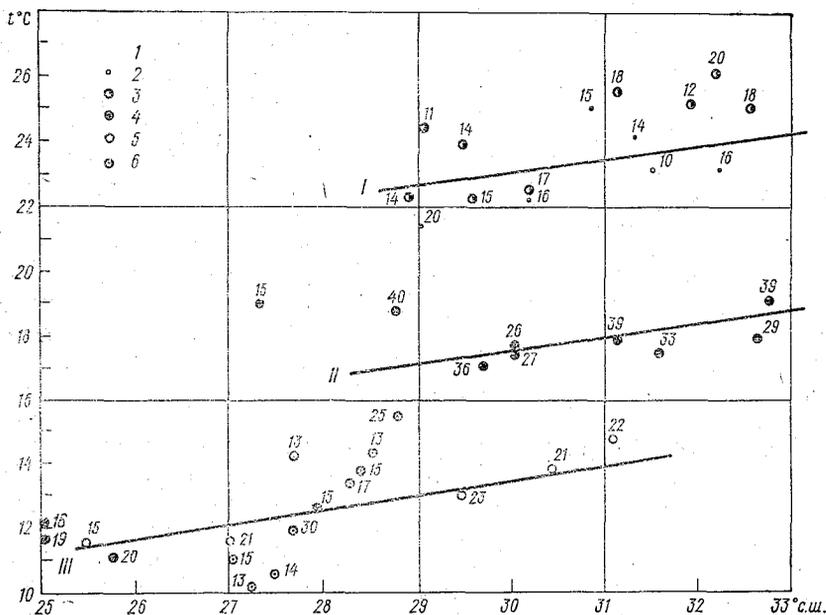


Рис. 2. Зависимость годовой амплитуды средней месячной температуры воздуха от широты места.

Субтропическая климатическая зона: I — Иранское нагорье, II — Цинхай-Тибетское нагорье и юг Тибетского автономного района; субэкваториальная климатическая зона (климатическая зона тропических муссонов): III — Гималаи. Данные метеорологических станций по странам: 1 — Пакистан, 2 — Афганистан, 3 — Иран, 4 — Китай, 5 — Индия, 6 — Непал. Цифры у точек — высота станции в сотнях метров.

реже средняя месячная температура воздуха составляет 26—27°C, на Коромандельском берегу—25—26°C, на территории Западных Гат—20—23°C, а в Восточных Гатах—20—21°C.

С середины декабря в северной части Индии наблюдается депрессия и волновые возмущения, приходящие сюда с запада через Иран. В конце декабря на севере Индии западные возмущения приносят похолодания. На рис. 1 отчетливо виден диапазон изменения средней месячной температуры воздуха в субтропических широтах Индии. На рис. 2 показана годовая амплитуда средней месячной температуры воздуха для тропических и субтропических широт Азии, здесь же прослеживается зависимость

амплитуды температуры воздуха главным образом от широты. Так, на Малабарском побережье годовая амплитуда средней месячной температуры воздуха близка к 2°C, а возрастающая в направлении северных широт, достигает в пустынях на границе с Пакистаном 23°C. Вертикальный градиент амплитуды температуры воздуха наиболее отчетливо выражен в пограничном слое тропосферы.

Рассмотренные здесь данные использовались при подготовке климатических карт средней месячной температуры воздуха по месяцам и за год для территории Индии и пограничных с ней государств [3].

В заключение отметим, что выбор района обусловлен отсутствием в литературе обобщенных сведений о внутригодовом распределении температуры воздуха в горных районах Северной Индии и на территории Иранского и Цинхай-Тибетского нагорий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кодрау О. Д. Атмосферные осадки и циркуляция над Южной Азией.— Труды ГГО, 1969, вып. 247, с. 10—20.
2. Климатический справочник зарубежной Азии. Ч. 1. Под ред. А. И. Лебедева и О. Д. Кодрау.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.
3. Климатический атлас Азии. Т. 1. ГУГК при СМ СССР, 1981.
4. Кодрау О. Д. Комплексный учет широтного и вертикального градиентов температуры воздуха на территории Иранского нагорья.— Труды ГГО, 1978, вып. 404, с. 107—114.
5. Шарова В. Я. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории северного полушария.— Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 58—60.

*Е. М. Карапетьянц, В. С. Морозов*

### **ВЗАИМОСВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ЗНАКОВ АНОМАЛИЙ МАКСИМАЛЬНОГО ЗАПАСА ВОДЫ В СНЕГЕ С ИЗМЕНЕНИЯМИ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ УСЛОВИЙ**

Исследование многолетнего хода повторяемости и продолжительности действия различных элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), проведенное под руководством Б. Л. Дзердзевского [1], позволило выделить эпохи, в которых в одном случае преобладали зональные, в другом — меридиональные циркуляционные процессы в атмосфере.

Установлено, что различие в характере циркуляции по эпохам хорошо согласуется с изменениями климатического режима.

В работе [3] помещен график, где представлен ход годовых величин отклонений широтной составляющей циркуляции атмосферы от многолетней средней. С этого графика были сняты границы эпох для всего северного полушария за рассматриваемый период. Под эпохой понимается тот период времени, в течение которого отклонения широтной циркуляции от средней многолетней либо положительны (зональная эпоха), либо отрицательны (меридиональная эпоха). 1924 г. считается началом зональной эпохи, а начало 50-х годов (1951—1953 гг.) относят к эпохе, когда преобладают меридиональные формы циркуляции в атмосфере.

Задача данной работы — попытаться установить связь между изменениями распределения знаков аномалий максимального запаса воды в снежном покрове и изменениями циркуляционных условий на территории СССР. Основная цель обработки — выявление главных и устойчивых свойств многолетнего климатического режима. Даваемый по этим данным климатический прогноз сводится к представлению возможных величин тех или иных климатических элементов.

При решении этой задачи необходимо рассматривать атмосферные процессы как в планетарном масштабе, так и по отдельным частям (секторам) полушария.

В нашей работе были использованы ежегодные данные максимального запаса воды в снеге для 150 станций, расположенных на территории Советского Союза, за 1936—1973 гг., т. е. проведен анализ за вторую половину зональной циркуляционной эпохи и за первую половину меридиональной. Рассматриваемые периоды для каждой из эпох выбраны таким образом, что в первой из них отсчет ведется от времени, на которое выпадает максимум повторяемости форм зональной циркуляции до смены на следующую эпоху, характеризующуюся большим числом выходов южных циклонов с сопряженными северными вторжениями и блокировками. В конце же рассматриваемого периода (начало 70-х годов) меридиональные процессы достигают наибольшего развития.

Итак, в работе для каждой станции вычислялись следующие характеристики:

1) общая средняя многолетняя величина запаса воды в снежном покрове за весь рассматриваемый период (1936—1973 гг.) —  $\bar{x}_0$ ;

2) средняя многолетняя величина за каждую циркуляционную эпоху (зональную и меридиональную) —  $\bar{x}_z$ ;  $\bar{x}_m$ ;

3) среднее многолетнее отклонение от общего среднего за каждую эпоху:

$$\Delta_z = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{iz} - \bar{x}_0), \quad \Delta_m = \frac{1}{N'} \sum_{i=1}^{N'} (x_{im} - \bar{x}_0),$$

где  $x_{iz}$ ,  $x_{im}$  — максимальные запасы воды в снеге за годы, относящиеся к зональной или меридиональной циркуляционной эпохе,

Критерий Фишера  $F$  и его предельная граница  $F'$  для 5%-ного уровня значимости

| Станция<br>(управление)        | $I^\circ$ | $F$  | $F'$ | Число<br>степеней<br>свободы |
|--------------------------------|-----------|------|------|------------------------------|
| Башанта<br>(Северо-Кавказское) | 46        | 3,75 | 3,38 | 25                           |
| Сватово<br>(Украина)           | 49        | 3,50 | 3,35 | 24                           |
| Актюбинск<br>(Казахстанское)   | 50        | 3,30 | 3,32 | 30                           |
| Шилка<br>(Забайкальское)       | 52        | 3,31 | 3,31 | 31                           |
| Нора<br>(Дальневосточное)      | 53        | 3,30 | 3,35 | 27                           |
| Полтавка<br>(Омское)           | 54        | 4,11 | 3,28 | 34                           |
| Чулым<br>(Западно-Сибирское)   | 55        | 5,03 | 3,32 | 30                           |
| Бирск<br>(Уральское)           | 55        | 4,71 | 3,35 | 27                           |
| Ижевск<br>(Верхне-Волжское)    | 57        | 4,75 | 3,34 | 28                           |
| Соболево<br>(Камчатское)       | 58        | 5,10 | 3,42 | 23                           |
| Гонда<br>(Красноярское)        | 58        | 4,42 | 3,34 | 28                           |
| Берелех<br>(Колымское)         | 62        | 4,73 | 3,29 | 33                           |
| Сегежа<br>(Петрозаводское ГМО) | 64        | 5,09 | 3,35 | 27                           |
| Архангельск<br>(Северное)      | 64        | 4,05 | 3,27 | 35                           |
| Эйн<br>(Якутское)              | 66        | 7,23 | 3,37 | 26                           |

$N, N'$  — число лет, по которым имеются данные для каждой эпохи (зональной, меридиональной);

4) среднее квадратическое отклонение, как общее за весь рассматриваемый период  $S_0$ , так и за каждую эпоху  $S_3; S_M$ ;

5) оценка значимости расхождений между средними запасами воды в снежном покрове за разные циркуляционные эпохи  $F'$  (по критерию Фишера).

Доверительные границы для  $F'$  при 5 %-ном уровне значимости при степенях свободы для большей дисперсии 2 и для меньшей дисперсии от 24 до 36 (крайние значения по полученным

Средние многолетние аномалии запасов воды в снеге и средние квадратические отклонения за весь период наблюдений и за каждую циркуляционную эпоху

| УГКС                            | $ \bar{\Delta}_M _{\text{мм}}$ | $\Delta_M$ мм | $ \bar{\Delta}_3 _{\text{мм}}$ | $\bar{\Delta}_3$ мм | $S_0$ | $S_M$ | $S_3$ |
|---------------------------------|--------------------------------|---------------|--------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|
| Северное                        | 6,8                            | 5,1           | 15,9                           | -12,7               | 46,9  | 58,6  | 34,1  |
| Мурманское                      | 8,0                            | 8,0           | -40,0                          | -40,0               | 54,0  | 55,3  | 23,3  |
| Северо-Западное                 | 5,0                            | 0,0           | 12,0                           | 2,0                 | 39,5  | 39,6  | 37,6  |
| Литовское                       | 2,5                            | 2,5           | 17,0                           | -17,0               | 28,5  | 31,3  | 15,9  |
| Белорусское                     | 3,4                            | 3,4           | 15,8                           | -15,8               | 31,0  | 32,4  | 16,2  |
| Уральское                       | 6,3                            | 3,8           | 19,8                           | -2,8                | 34,8  | 34,6  | 25,1  |
| Украинское                      | 3,5                            | -1,5          | 10,5                           | 5,5                 | 10,0  | 21,1  | 25,1  |
| Приволжское                     | 7,0                            | 7,0           | 12,0                           | -12,0               | 43,0  | 40,6  | 34,0  |
| Северо-Кавказское               | 4,0                            | -4,0          | 12,0                           | 12,0                | 24,7  | 27,0  | 20,7  |
| Омское                          | 5,8                            | 3,0           | 17,4                           | -7,0                | 29,6  | 29,3  | 23,4  |
| Казахское                       | 3,9                            | -2,2          | 25,2                           | 10,8                | 33,8  | 34,1  | 20,4  |
| Западно-Сибирское               | 4,9                            | 1,1           | 20,9                           | -2,3                | 32,1  | 35,3  | 19,6  |
| Красноярское                    | 4,3                            | -1,4          | 12,4                           | 2,4                 | 23,3  | 29,5  | 25,0  |
| Иркутское                       | 2,5                            | -2,5          | 6,0                            | 6,0                 | 16,5  | 16,2  | 19,3  |
| Забайкальское                   | 2,3                            | -2,3          | 9,0                            | 9,0                 | 12,3  | 11,1  | 13,9  |
| Якутское                        | 4,5                            | 3,0           | 12,2                           | -8,7                | 21,3  | 22,0  | 18,9  |
| Дальневосточное                 | 4,4                            | -1,6          | 7,0                            | -0,4                | 31,0  | 35,7  | 33,1  |
| Приморское                      | 4,0                            | -1,3          | 18,3                           | 7,0                 | 23,7  | 17,6  | 16,4  |
| Камчатское                      | 10,0                           | 3,3           | 35,7                           | -13,0               | 66,0  | 16,2  | 19,3  |
| Центрально-Черноземных областей | 5,0                            | -0,3          | 18,7                           | -1,0                | 32,7  | 32,6  | 19,2  |
| Верхне-Волжское                 | 5,7                            | -0,6          | 17,7                           | 1,4                 | 40,7  | 41,2  | 28,0  |
| Колымское                       | 10,0                           | 8,4           | 21,6                           | -15,6               | 37,0  | 37,0  | 27,7  |

данным) составляют от 3,89 до 3,26 (табл. 19 в [5]). Полученные значения  $F$  соответственно равны 4,53 (ст. Томмот) и 4,33 (ст. Канин Нос).

Таким образом, сопряженность многолетнего хода климатических показателей, т. е. влагозапасов в снежном покрове в отдельных пунктах, с циркуляционными характеристиками всего полушария проявилась достаточно хорошо. Причем она выражена ярче в высоких широтах, так как умеренные широты характеризуются большей разнохарактерностью процессов. Это подтверждается данными табл. 1, где представлены величины  $F$  для ряда станций, расположенных по степени возрастания географической ши-

роты места  $I^\circ$ , и предельные величины  $F'$  для 5 %-ного уровня значимости.

Проведенный дисперсионный анализ позволил выявить влияние изменений циркуляционных условий на распределение запасов воды в снеге.

Как известно, различия между эпохами проявляются в заметном увеличении в меридиональных эпохах повторяемости ЭЦМ продолжительностью 2—3 дня, а в зональной — более продолжительных (4—5 дней).

Чередование более коротких ЭЦМ в меридиональных эпохах сопровождается частыми и резкими сменами погоды, т. е. в целом зональная эпоха ровнее и теплее меридиональной [1]. Это действительно подтверждается данными, помещенными в табл. 2, из которых видно, что в основном средние квадратические отклонения, вычисленные за период лет меридиональной циркуляционной эпохи, превышают соответствующие им значения характеристик изменчивости, относящихся к зональной эпохе. Кроме того, большая устойчивость процессов в зональной эпохе приводит к заметному росту аномалий запаса воды в снеге (табл. 2). Так, среднее из абсолютных отклонений (без учета знака) для зональной эпохи в 3 раза превышает соответствующую величину в меридиональной ( $|\Delta|_з = 16,8$  мм,  $|\Delta|_м = 5,3$  мм).

В работе [3] также установлено, что с увеличением продолжительности действия меридиональной циркуляции и соответственным уменьшением зональной происходит понижение температуры (в среднем на  $0,8^\circ\text{C}$  за год). Этот факт, в свою очередь, находит отражение в увеличении запасов воды в снеге в целом за рассмотренный период меридиональной эпохи по сравнению с общей многолетней средней ( $\Delta_m = +1,7$  мм,  $\Delta_z = -3,6$  мм).

Однако один и тот же механизм циркуляции над северным полушарием неизбежно проявляется в разных частях последнего по-разному. Такие закономерные различия обусловлены особенностями географического положения и подстилающей поверхности, и это увеличивает разнообразие проявления одного и того же воздействия, осуществляемого в глобальном масштабе. Иллюстрацией может послужить рис. 1, на котором представлены области положительных или отрицательных аномалий средних многолетних величин запаса воды в снеге для меридиональной эпохи. Схема аномалий за период лет, характеризующихся преобладанием зональных форм циркуляции, имеет соответственно противоположный вид (рис. 2).

Основные признаки, положенные в основу типизации Дзердзевского, нашли отражение в полученных данных.

С начала 50-х годов происходит смена преобладания зональных форм циркуляции на меридиональные, что вызывает ослабление смягчающего воздействия Атлантики в зимний период на западном побережье ЕТС. На рис. 1 видно, что северо-западные и западные районы ЕТС отличаются положительными отклонениями от общей средней многолетней величины запаса воды в сне-

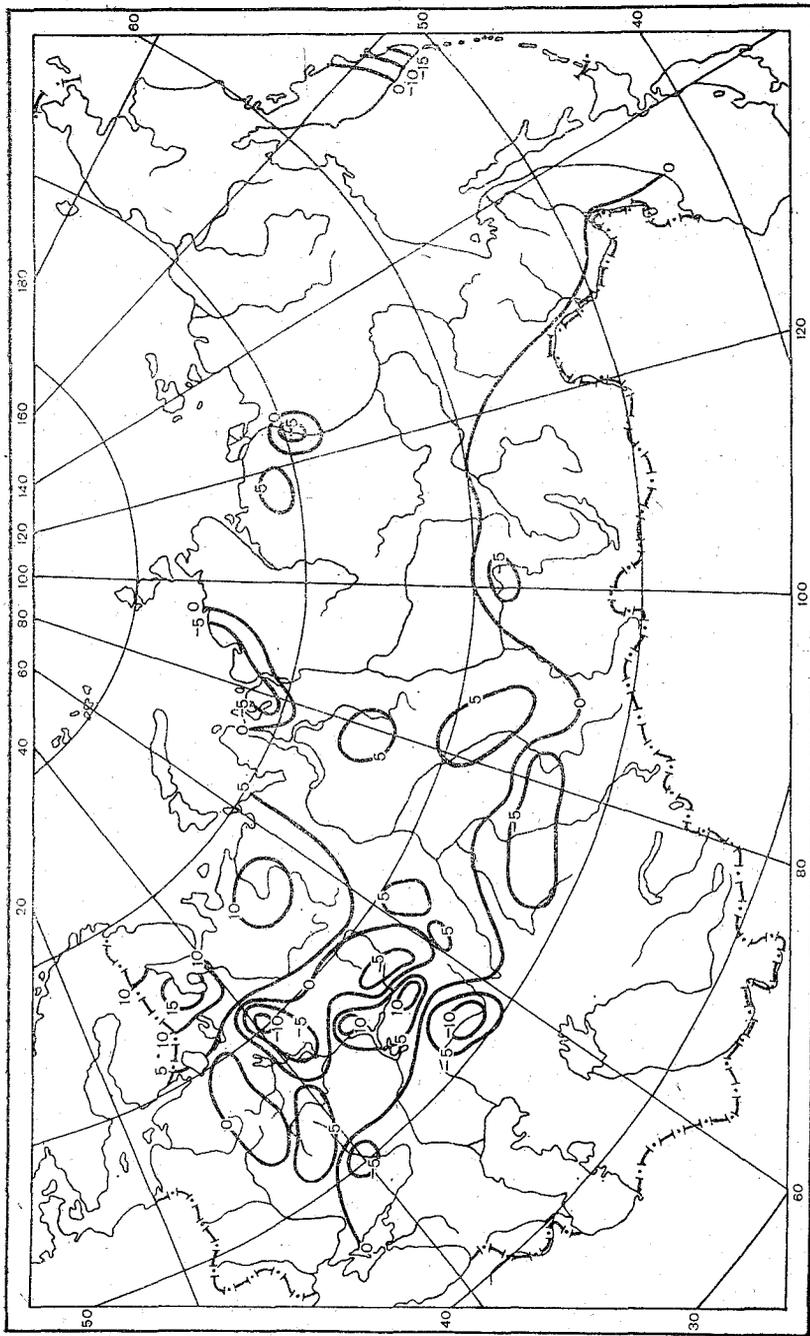


Рис. 1. Аномалии средних многолетних величин запаса воды в снеге за меридиональную циркуляционную эпоху.

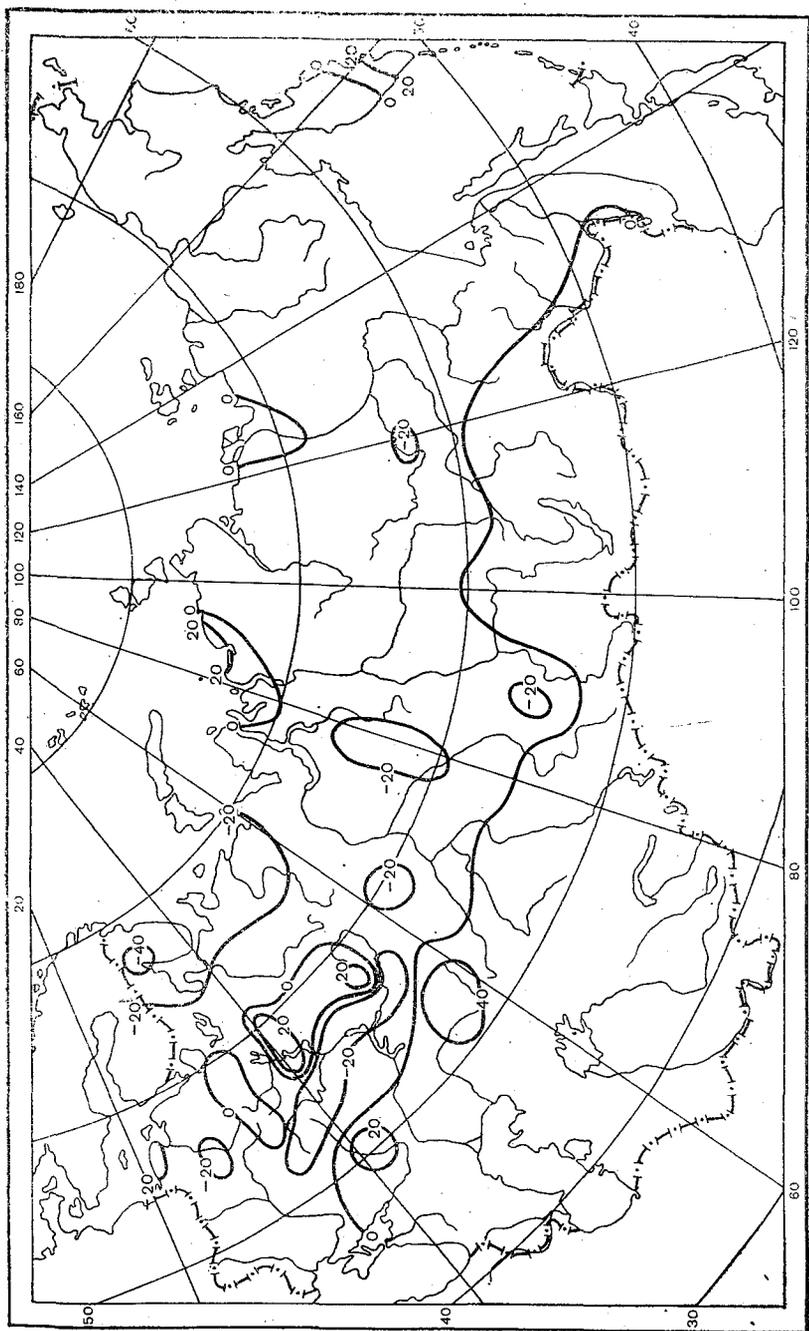


Рис. 2. Аномалии средних многолетних величин запаса воды в снеге за зональную циркуляционную эпоху.

ге, так как процессы снеготаяния в эту эпоху проходят менее интенсивно. Ослабление циклонической деятельности и распространение ее на меньшую часть рассматриваемой территории приводит к тому, что основное количество приносимых с Атлантики осадков в зимний период выпадает на побережье, а более континентальные районы ЕТС остаются с меньшим их количеством. Следствием этого являются отрицательные аномалии влагозапасов в снеге в центральных районах ЕТС ( $\Delta_m = -10$  мм). Кроме того, в работе [2] сделан вывод о том, что на ЕТС зимой воздух с наибольшим влагосодержанием приходит из юго-восточной части Средиземного моря. Повторяемость же воздушных масс, имеющих меридиональное направление, усиливается в рассматриваемую циркуляционную эпоху. Вследствие этого района ЕТС, расположенные на широте Москвы, имеют положительные аномалии.

Одновременно учащаются арктические (или полярные) вторжения и блокировки в высоких и умеренных широтах, которые отражаются близкими к меридиональным и направленными с севера траекториями антициклонов и гребней, развивающихся в стационарных континентальных или субтропических морских антициклонах. Это приводит к увеличению влагозапасов в целом в северных районах СССР за вышеуказанный период лет меридиональной эпохи по сравнению с зональной эпохой.

Наибольшие положительные аномалии запасов воды в снеге (рис. 1) характерны для севера и северо-запада ЕТС ( $\Delta_m = 16$  мм). Последнее связано со смещением основных составляющих общей циркуляции атмосферы в меридиональной эпохе к западу, что нагляднее всего проявляется в сдвиге осей полярных вторжений.

Нарушение зональности в более низких широтах часто осуществляется также циклонами, обычно перемещающимися с юго-запада на северо-восток. Вследствие смягчающего воздействия последних в меридиональную эпоху южные районы нашей страны имеют отрицательные отклонения влагозапасов от общей величины:  $\Delta_m = -1,2$  мм (рис. 1).

Сделанные выше выводы говорят о необходимости внимательно учитывать эффект эпохальных флуктуаций при анализе характера распространения снежного покрова. Это должно быть принято во внимание при подсчете нормативных характеристик.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дзердзеевский Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. — М.: Наука, 1975. — 288 с.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1963. — 315 с.
3. Исследования генезиса климата. — М.: Наука, 1974. — 430 с.
4. Кононова Н. И. Флуктуация атмосферы и температуры воздуха в Восточной Сибири в первой половине XX столетия. — Метеорологические ис-

следования, № 13, междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР. М.: Наука, 1968.

5. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1967. — 247 с.

*И. Д. Лоева, Л. П. Евсеева*

## СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Временные ряды физических величин  $u(t)$ , как правило, состоят из аддитивной смеси трех компонентов: детерминированной основы  $u_1(t)$ , коррелированного колебания относительно детерминированной основы  $u_2(t)$  и случайной некоррелированной составляющей  $u_3(t)$ :

$$u(t) = u_1(t) + u_2(t) + u_3(t). \quad (1)$$

Детерминированная составляющая в свою очередь может состоять из тренда и длиннопериодного колебания, отражающего в зависимости от характера временного ряда вековой, годовой, сезонный или суточный ход исследуемого процесса. Следовательно, временные ряды в большинстве случаев представляют собой нестационарные случайные процессы. Статистический анализ их затруднен из-за невозможности применения хорошо разработанных методов корреляционного и спектрального анализа.

Нестационарные процессы в ряде случаев можно привести к квазистационарным  $y(t)$ , если из временного ряда  $u(t)$  исключить детерминированную основу  $u_1(t)$ :

$$y(t) = u(t) - u_1(t). \quad (2)$$

Таким образом, задача сводится к выделению из исходного случайного процесса его детерминированной составляющей. Для этой цели может быть применена операция экспоненциального сглаживания, которая в общем виде выражается формулой [4]:

$$u_1(t_0) = \alpha \sum_{k=0}^{t_0-1} (1-\alpha)^k u(t_0-k) + (1-\alpha)^{t_0} u(0), \quad (3)$$

где  $\alpha$  — постоянная сглаживания.

Так как  $0 \leq \alpha \leq 1$  для всех случаев экспоненциального сглаживания, то текущая оценка сглаживающей функции в момент  $t_0$  равна линейной комбинации значений функции  $u(t)$  во всех точках заданного ряда от 0 до  $t$  с экспоненциально убывающими весами к крайним точкам ряда. Если экспоненциальное сглаживание дискретного ряда проводится с помощью скользящего среднего, то роль постоянной сглаживания  $\alpha$  играет число точек  $n$ , по которым рассчитывается средняя. При этом результат

фильтрации временного ряда зависит от величины периода осреднения  $n$ . В принципе чем меньше  $n$ , тем быстрее реакция фильтра и тем хуже его фильтрующие качества. Но определение априори длины периода сглаживания является необоснованным. Период сглаживания должен быть таким, чтобы в результате фильтрации была правильно выделена детерминированная основа исследуемого процесса  $u_1(t)$ , т. е. чтобы

$$y(t) = u_2(t) + u_3(t). \quad (4)$$

Обозначим операцию экспоненциального сглаживания оператором  $D$ . Тогда

$$D[u(t)] = D[u_1(t)] + D[u_2(t)] + D[u_3(t)]. \quad (5)$$

Будем полагать, что оператор  $D$  точно выделяет детерминированную основу процесса, т. е.

$$D[u_1(t)] = u_1(t). \quad (6)$$

Вычтем из равенства (1) выражение (5) с учетом (6)

$$u(t) - D[u(t)] = u_2(t) - D[u_2(t)] + u_3(t) - D[u_3(t)]. \quad (7)$$

Представляет интерес вопрос, насколько члены  $D[u_2(t)]$  и  $D[u_3(t)]$  могут исказить истинную структуру остаточного ряда и индуцировать ложные колебания.

Предположим, что член  $u_2(t)$  синусоидален, т. е. его можно представить как  $\sin(\varphi + \omega t)$ . Тогда скользящее осреднение  $n$  последовательных членов приведет к новому синусоидальному ряду с тем же периодом и фазой, что и у первоначального ряда. Амплитуда же нового ряда будет умножена на  $\frac{1}{n} \frac{\sin n \omega/2}{\sin \omega/2}$ , так как

$$\sum_{t=1}^n \sin(\varphi + \omega t) = \frac{\sin n \omega/2}{\sin \omega/2} \sin\left\{\varphi + \frac{1}{2}(n+1)\omega\right\}. \quad (8)$$

Из этого следует, что член  $D[u_2(t)]$  будет мал или даже равен нулю, когда  $n \omega/2 \approx m \pi$ , т. е. если длина интервала скользящего осреднения кратна периоду циклической компоненты, содержащейся в исследуемом процессе. Поскольку длина отрезка осреднения при сглаживании дискретного ряда должна быть достаточно велика, то следует в качестве интервала скользящего осреднения выбрать наибольшую периодичность, скрытую в процессе, представленном временным рядом.

Что касается  $D[u_3(t)]$ , то осреднение некоррелируемых случайных величин  $u_3(t)$  по достаточно длинной реализации дает величину, близкую к нулю.

Чем меньше длина периода скользящего осреднения по сравнению с указанным, тем меньше становится разность  $u_2(t) - D[u_2(t)]$ , а следовательно, в остатке (7) оказывается в основном некоррелированная составляющая процесса.

Если длина периода осреднения больше, чем период наибольшей периодичности, содержащейся во временном ряду, то процесс фильтрации может несколько преувеличивать истинное колебание  $u_2(t)$ .

Таким образом, возникает задача выявления скрытых периодичностей, содержащихся в исследуемом процессе. Если временной ряд представляет собой кусочно-гладкую функцию, то, согласно теореме Дирихле, его можно представить суперпозицией гармоник

$$u(t) = \sum_{k=1}^N A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (9)$$

где  $A_k$  — амплитуда  $k$ -й гармоники;  $\omega$  — частота  $k$ -й гармоники;  $\varphi_k$  — начальная фаза;  $N$  — длина временного ряда.

Для такой функции справедливо преобразование Фурье, т. е. временной ряд может быть разложен на четные и нечетные составляющие [5].

Алгоритм выявления скрытых периодичностей с помощью преобразования Фурье описан в работе [6]. В указанном алгоритме селективные свойства преобразования Фурье улучшаются при помощи множителей Гиббса, которые уменьшают влияние значений исследуемого временного ряда, заданных вблизи границ осреднения.

Как показали исследования, периодограммы содержат ряд вторичных малообеспеченных пиков, затрудняющих анализ процесса. Для их устранения применялся фильтр Тьюкки [1]:

$$\tilde{A}_i = 0,25A_{i-1} + 0,50A_i + 0,25A_{i+1}. \quad (10)$$

Для определения периодичностей, характерных для исследуемого процесса, строится доверительный интервал амплитуды с заданной вероятностью. Периоды гармоник, соответствующие пикам амплитуд, выходящим за рассчитанный доверительный интервал, являются периодичностями, характерными для данного процесса. Для выявленных периодичностей  $T_k$  определяется начальная фаза процесса

$$\varphi_k = \arctg u_k/v_k, \quad (11)$$

где  $u_k$  и  $v_k$  — четные и нечетные составляющие  $k$ -й гармоники. Затем рассчитывается точка начала колебания  $h_k$  с периодом  $T_k$ :

$$h_k = \begin{cases} \frac{(\pi + \varphi_k)T_k}{2\pi}, & \text{если } \varphi \leq 0, \\ \frac{\varphi_k T_k}{2\pi}, & \text{если } \varphi > 0. \end{cases} \quad (12)$$

Значение  $h_k$  указывает на точку во временном ряду, с которой начинается колебательный процесс с периодом  $T_k$ .

Таким образом, при проведении экспоненциального сглаживания с постоянной сглаживания  $n = T_k$  не учитывается  $h_k$  начальных точек. Это не создает каких-либо дополнительных затруднений, так как общая длина реализации обычно достаточно велика и потерянная часть информации не влияет на точность полученных оценок.

В качестве фильтра при экспоненциальном сглаживании с целью выделения детерминированной основы процесса можно применить тригонометрический полином

$$u_1(t_k) = \frac{1}{n} \sum_{i=k-n/2}^{k+n/2} \left[ 1 + \cos \frac{2\pi(k-i)}{n} \right] u(t_i), \quad (13)$$

где  $k = 1 + n/2; 2 + n/2, \dots, m + n/2, \dots, N' + n/2; n$  — период осреднения;

$$N' = N - n + 1,$$

здесь  $N$  — длина реализации исследуемого ряда.

Следует заметить, что при использовании наибольшей периодичности исследуемого ряда  $T$  в качестве постоянной сглаживания  $n$  необходимо, чтобы числовое значение  $n$  было равно ближайшему нечетному числу значения  $T$ .

Таким образом, экспоненциальное сглаживание исходного ряда по выражению (13) приводит к получению нового временного ряда, который по-существу является детерминированной составляющей процесса. После вычитания значений рассчитанного ряда из соответствующих значений исходного ряда получается стационарный временной ряд  $y(t)$ , состоящий из слагаемых  $u_2(t)$  и  $u_3(t)$ .

Для исследования статистической структуры стационарного ряда  $y(t)$  применяется хорошо разработанный аппарат корреляционного и спектрального анализа [2].

Приведенный в работе алгоритм реализован в виде программного модуля AWR на языке ФОРТРАН-4. В программе предусматривается: выявление периодичностей процесса с помощью преобразования Фурье; их анализ; выделение детерминированной основы процесса путем экспоненциального сглаживания с помощью тригонометрического фильтра с учетом периодичности процесса и его начальной фазы; преобразование исходного нестационарного ряда к квазистационарному; расчет корреляционной и структурной функций и построение их графиков; расчет спектральной плотности с различными фильтрами. В составлении программы, кроме авторов, принимала участие М. В. Никельшпарг.

По изложенной выше методике проведено исследование статистической структуры временного ряда меридиональной составляющей скорости ветра  $v$ , измеренной на высоте 6 км. Измерения проводились один раз в сутки в срок 09 ч в течение 1964 г. Таким образом, длина исследуемого ряда составила 365, дискретность ряда  $\tau = 1$ .

В табл. 1 представлены характеристики периодичностей временного ряда  $v$ , полученные с помощью преобразования Фурье.

Как следует из табл. 1, в исследуемом временном ряду выявлено 6 периодичностей с обеспеченностью 68 %, причем процесс с периодичностью 12,9 обладает наибольшей амплитудой колебания, а наибольшая выявленная периодичность составляет 1,8 месяца. По двум периодичностям 55 и 9 проведено экспоненциальное сглаживание (рис. 1). Как видно из рис. 1, детерминированная основа процесса наиболее четко выделяется при экспоненциальном

Таблица 1

Характеристики скрытых периодичностей временного ряда меридиональной составляющей скорости ветра на высоте 6 км.

| $\omega$ | $T$  | $A$   | $\varphi$ |
|----------|------|-------|-----------|
| 0,116    | 54,1 | 0,391 | 0,545     |
| 0,363    | 17,3 | 0,485 | -1,453    |
| 0,487    | 12,9 | 0,552 | -1,359    |
| 0,710    | 8,9  | 0,499 | -1,179    |
| 1,056    | 5,9  | 0,326 | 0,560     |
| 1,155    | 5,4  | 0,486 | 1,426     |

сглаживании с учетом наибольшей периодичности процесса. При уменьшении периода сглаживания на детерминированную основу все в большей мере накладывается коррелированная случайная составляющая. В результате при вычитании от исходного ряда такой «основы» остается некоррелированная составляющая типа «белый шум».

Таблица 2

Статистические параметры ряда  $y(t)$  с различным периодом сглаживания

| Параметры  | Период сглаживания |       |        |        |         |
|------------|--------------------|-------|--------|--------|---------|
|            | 55                 | 17    | 13     | 9      | 5       |
| $\bar{y}$  | 0,001              | 0,001 | 0,0003 | 0,0004 | -0,0004 |
| $\sigma_y$ | 0,069              | 0,059 | 0,054  | 0,049  | 0,041   |

В табл. 2 приводятся статистические характеристики вновь образованных посредством операции (2) квазистационарных рядов  $y(t)$ .

Как видно из табл. 2, математическое ожидание вновь образованных рядов близко к нулю, а средние квадратические отклонения уменьшаются при уменьшении периода сглаживания, что

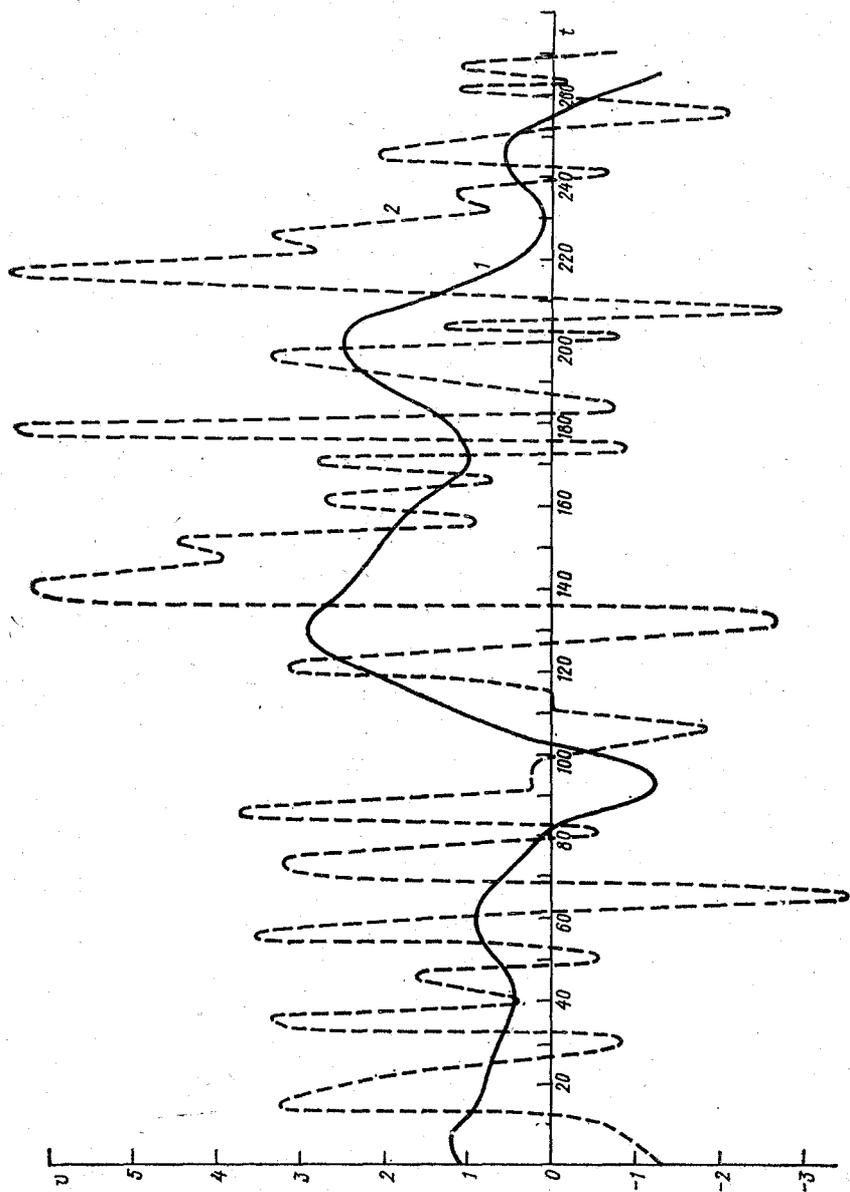


Рис. 1. Сглаженный ряд меридиональной составляющей ветра с различным периодом осреднения.  
 1)  $n=55$ , 2)  $n=9$ .

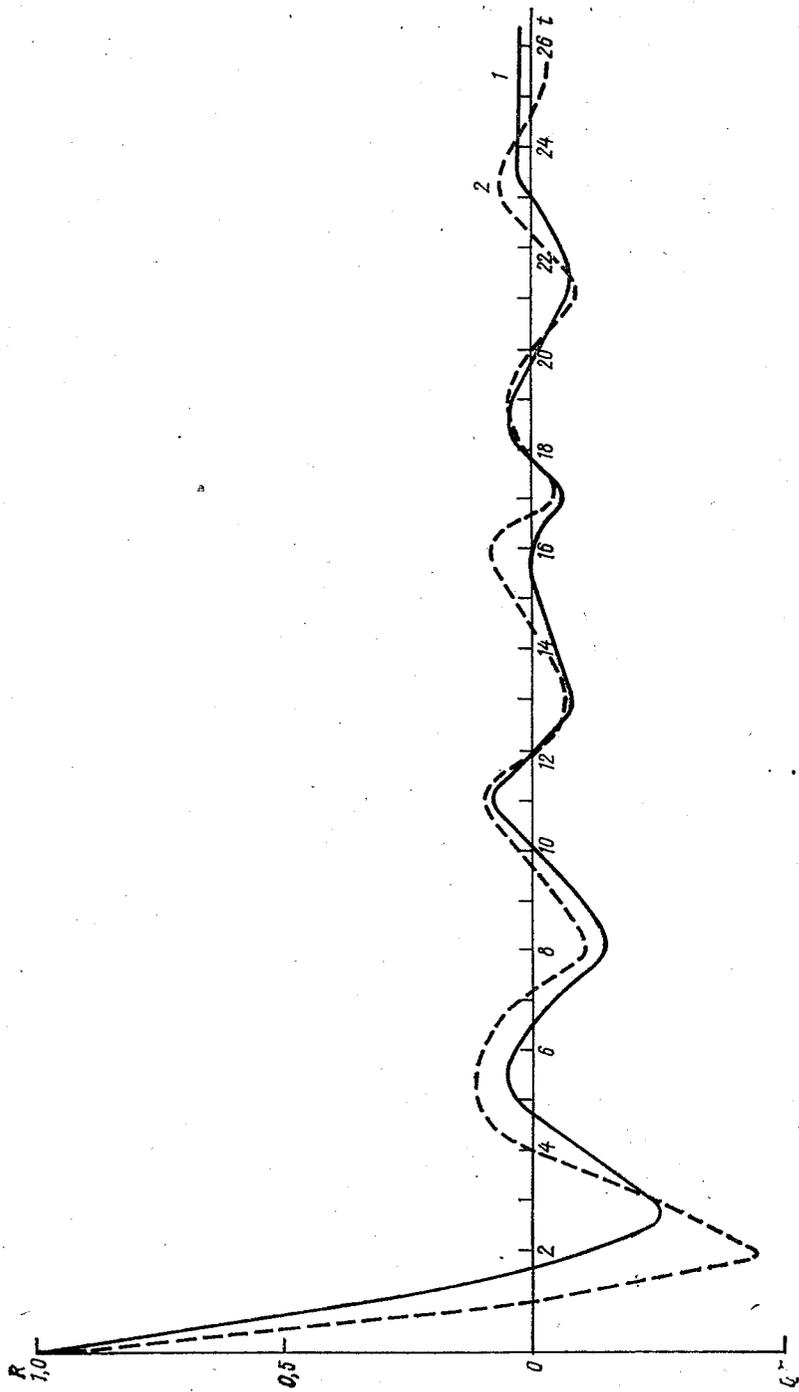


Рис. 2. Корреляционные функции меридиональной составляющей ветра с различным периодом осреднения.  
 1)  $n=55$ , 2)  $n=9$ .

говорит об ухудшении селективирующих свойств фильтра. Действительно, постепенное включение коррелированной составляющей в детерминированную основу при уменьшении периода сглаживания приводит к уменьшению разброса величин  $y(t)$ , а следовательно, к уменьшению  $\sigma_y$ .

На рис. 2 приведены корреляционные функции, рассчитанные по смоделированным рядам  $y(t)$ . Из этого рисунка следует, что если при периоде сглаживания  $n=55$  через двое суток корреляционная функция проходит через нуль, то при  $n=9$  она проходит через нуль через сутки, а при меньших периодах осреднения связь на первом интервале дискретности меняет знак на обратный. Это свидетельствует о том, что  $y(t)$  при малом периоде сглаживания представляет собой некоррелированную случайную составляющую  $u_3(t)$ , так как  $u_2(t)$  входит в этом случае в  $u_1(t)$ .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения.— М.: Мир, 1971—1972, т. 1, 2.
2. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— М.: Гидрометеониздат, 1977.
3. Кендал М. Дж., Стьюарт Л. Многомерный факторный статистический анализ и временные ряды.— М.: Наука, 1976.
4. Саркисян С. А. и др. Теория прогнозирования и принятия решений.— М.: Высшая школа, 1977.
5. Серебрянников М. Г., Первозванский А. А. Выявление скрытых периодичностей.— М.: Наука, 1965.
6. Школьный Е. П., Прудко А. И. Исследование периодичностей видимости в тумане. Метеорология, климатология и гидрология.— Респ. межвед. науч. сб.: Киев — Одесса, Выща школа, 1979.

Труды ГГО, вып. 475

ОБЩАЯ И ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Редактор А. Б. Котиковская. Техн. редактор Е. А. Маркова.  
Корректор И. В. Жмакина

Н/К

Сдано в набор 07.04.1983 г. Подписано в печать 14.11.  
1983 г. М-38651. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 2.  
Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 7,5. Кр.-отт. 7,75.  
Уч.-изд. л. 8,04. Тираж 660. Индекс ПРД-134. Зак. 393.  
Цена 55 коп. Заказное. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград,  
2-я линия, д. 23

Сортавальская книжная типография Государственного Коми-  
тета Карельской АССР по делам издательств, полиграфии  
и книжной торговли. Сортавала, Карельская, 42.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| В. Э. Ницис. Использование климатической информации при проектировании систем вентиляции и систем кондиционирования воздуха . . .                                  | 3   |
| Н. В. Кобышева, Г. А. Степанская, З. Е. Чмутова. Оценка потенциальных ветроэнергетических ресурсов на территории СССР . . .  | 7   |
| К. А. Сапицкий, Н. В. Кобышева. Потенциальные ветроэнергетические ресурсы Грузии . . . . .   | 12  |
| Д. Г. Мандель, В. Н. Карпенко. Основные положения к описанию климата курортов . . . . .  | 16  |
| Л. П. Наумова. Оценка влияния пропусков наблюдений на значения климатических характеристик . . . . .   | 20  |
| Е. М. Акеитьева, Н. В. Кобышева. Методика осреднения многолетней температуры воздуха по административно-хозяйственным районам . . . . .                            | 25  |
| В. Н. Михайлова, Ц. А. Швер. Суточные максимумы жидких и твердых осадков . . . . .   | 34  |
| Е. М. Карапетьянц. О возможности расчета снеговых нагрузок на территории СССР . . . . .  | 44  |
| Р. П. Бернгардт. Восстановление однородности рядов максимальных скоростей ветра . . . . .  | 51  |
| Н. В. Кобышева, Г. А. Степанская, З. Е. Чмутова. О точности расчета климатических характеристик ветра для научно-прикладного справочника по климату СССР . . . . . | 55  |
| В. В. Стадник, Л. С. Быкова. Экстремальные значения суточных сумм суммарной радиации . . . . .   | 61  |
| Н. Г. Горышина. К оценке изменчивости температуры почвы в зоне БАМ . . . . .   | 69  |
| И. А. Береснева, Е. Н. Попова. Температура и влажность поверхностного слоя почвы в изрезанном рельефе Бадхыза . . . . .  | 74  |
| И. А. Береснева, О. А. Дейч, А. К. Шкадова. Закономерности изменения термического режима с высотой в горных системах Кавказа и Средней Азии . . . . .              | 85  |
| О. Д. Кодрау. Особенности распределения температуры воздуха на территории Индии . . . . .  | 89  |
| ✓ Е. М. Карапетьянц, В. С. Морозов. Взаимосвязь изменений знаков аномалий максимального запаса воды в снеге с изменениями циркуляционных условий . . . . .         | 93  |
| И. Д. Лоева, Л. П. Евсеева. Статистический анализ временных рядов . . . . .  | 101 |