

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

458

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Л. Р. РАКИПОВОЙ,
канд. геогр. наук Б. И. САЗОНОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1981

В сборнике рассматриваются вопросы климата Земли, солнечно-земных связей и прогноза засушливых явлений. Приведены результаты многолетних исследований засух. Большое внимание уделяется условиям формирования засух и методике их предсказания. Изложены также результаты теоретических и статистических исследований взаимодействия тропосферы и стратосферы с учетом радиационных притоков тепла и солнечной активности. Рассмотрены термические и динамические характеристики озоносферы и вопросы проявления солнечной активности в электрическом поле атмосферы.

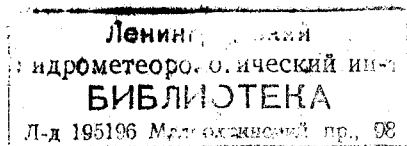
Сборник рассчитан на метеорологов, гелиогеофизиков, климатологов, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологической специальности.

The publication deals with the problems of solar-terrestrial relationships, forecasting of droughts and studying the Earth climate.

The results of many-year studies of droughts are given. Attention is drawn to drought formation conditions and techniques for their forecasting 1 to 2 years in advance.

There are given results of theoretical and statistical studies into the troposphere — stratosphere interaction including radiation heat fluxes and solar activity. The thermal and dynamic ozonosphere characteristics are examined as well as the problems of solar activity effect in the atmospheric electrical field.

The publication is meant for meteorologists, heliogeophysicists, climatologists, workers in the field of long-range weather forecasts, instructors, postgraduates and students of hydrometeorological speciality.



ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МЕЖДУ ТРОПОСФЕРОЙ И СТРАТОСФЕРОЙ И СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ

Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубников, И. А. Щерба

ВЛИЯНИЕ РАДИАЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ И СТОКОВ ТЕПЛА НА ДИНАМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТРОПОСФЕРЫ И СТРАТОСФЕРЫ

Сезонные климатические особенности общей циркуляции стратосферы, как известно, впервые были объяснены Чарни и Дрезином [3]. В работе [3] показано, что квазигеострофические волны, генерируемые в тропосфере неравномерностью нагрева материков и океанов и орографическими воздействиями, могут распространяться в вертикальном направлении лишь при западном среднем зональном ветре, скорость которого не превышает некоторого критического значения $u_{кр}$, убывающего с длиной волны. Так как летом стратосферный средний зональный ветер является восточным, то в тропосфере должны быть заперты все волны. Поэтому в стратосфере образуется почти симметричный циркумполярный антициклонический вихрь. Зимой в стратосфере наблюдаются сильные западные ветры. Поэтому запертыми в тропосфере будут все волны кроме наиболее крупномасштабных, которые создают в стратосфере гребень высокого давления (алеутский максимум), искажающий циклонический циркумполярный вихрь.

И только в короткие периоды около равноденствий, когда в стратосфере имеют место слабые западные ветры, может осуществляться, согласно теории Чарни и Дрезина, вертикальное распространение энергий в более широком, чем зимой, диапазоне длин волн.

Последний вывод, в отличие от первых двух для основных сезонов, не находит эмпирического подтверждения. Это несоответствие было устранено Дикинсоном [5], который ввел в уравнение потенциального геострофического вихря радиационное выхолаживание стратосферы и показал, что оно вызывает поглощение волн в стратосфере тем больше, чем слабее западный ветер.

Но в атмосфере кроме стоков есть и притоки тепла. В настоящей статье обсуждается вопрос о вкладе притоков тепла в вертикальную структуру квазигеострофических волн.

На среднеширотной β -плоскости рассматриваются линеаризованные относительно среднего зонального состояния уравнения: вихря скорости в квазигеострофическом приближении

$$\frac{d}{dt} \Delta p + \beta \frac{\partial p}{\partial x} = l^2 \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (1)$$

притока тепла

$$\frac{dT}{dt} + (\gamma_a - \gamma)w = q - \alpha T \quad (2)$$

и статики

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{g}{T} T. \quad (3)$$

Здесь $P = \overline{\rho w}$; $\beta = \frac{\partial l}{\partial y}$; q и αT — отнесенные к единице массы и деленные на удельную теплоемкость (c_p) приток и сток тепла (последний параметризован через температуру, α — коэффициент ньютоновского выхолаживания); $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y}$; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$. Остальные обозначения стандартные. Из (2) и (3) получаем еще одно уравнение, связывающее давление p и вертикальный импульс P :

$$\frac{d^2}{dt^2} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) + \alpha \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) + N^2 \frac{dP}{dt} + \varepsilon P = 0, \quad (4)$$

где $N^2 = g \frac{(\gamma_a - \gamma)}{T}$ — параметр статистической устойчивости; $\varepsilon = \frac{g}{T} \frac{\partial}{\partial z} q$.

Искомые функции представляем в виде рядов Фурье

$$\begin{Bmatrix} p \\ P \end{Bmatrix} = \sum_k \begin{Bmatrix} P_k(z) \\ P_k(z) \end{Bmatrix} e^{i(kx - \omega t)}.$$

Исключая из уравнений (1) и (4) k -ю гармонику давления p_k , получаем для k -й гармоники импульса P волновое уравнение

$$\frac{\partial^2 P_k}{\partial z^2} + \mu^2(z) P_k = 0, \quad (5)$$

которое, как известно, описывает пространственную структуру плоских волн любой физической природы — механических и электромагнитных.

В нашей задаче μ^2 — комплексная величина, которую принято представлять в виде

$$\mu^2 = (n - i\kappa)^2. \quad (6)$$

По аналогии с электромагнитными волнами коэффициент n называют эквивалентным показателем преломления атмосферных волн, а величину κ — коэффициентом их поглощения.

Из (6) имеем:

$$2n^2 = \frac{R}{1 - \tilde{\alpha}^2} \left[(1 + \tilde{\alpha}\tilde{\varepsilon}) + \sqrt{(1 + \tilde{\alpha}^2)(1 + \tilde{\varepsilon}^2)} \right],$$

$$2x^2 = \frac{R}{1 - \tilde{\alpha}^2} \left[-(1 + \tilde{\alpha}\tilde{\varepsilon}) + \sqrt{(1 + \tilde{\alpha}^2)(1 + \tilde{\varepsilon}^2)} \right],$$

где $R = \frac{N^2}{l^2} \left(\frac{\beta}{\bar{u} - c} - k^2 \right)$; c — фазовая скорость; $\tilde{\alpha} = \frac{\alpha}{k(\bar{u} - c)}$; $\tilde{\varepsilon} = \frac{\frac{\partial}{\partial z} q}{k(\bar{u} - c)(\gamma_a - \gamma)}$.

Так как параметры $\tilde{\alpha}$ и $\tilde{\varepsilon}$ малы по сравнению с 1, то для n и x можно получить упрощенные формулы, ясно показывающие зависимость этих величин от метеорологических параметров $\bar{u}$, T , γ , притоков тепла q и волнового числа k :

$$n \approx \sqrt{R},$$

$$x \approx \frac{n}{4\pi} \lambda_x \frac{\left[\frac{1}{\gamma_a - \gamma} \frac{\partial}{\partial z} q - \alpha \right]}{(\bar{u} - c)},$$

где $\lambda_x = \frac{2\pi}{k}$.

Из упрощенной формулы для n получаем условие вертикального распространения волны

$$0 < \bar{u} < u_{кр} = c + \frac{\beta}{k^2}.$$

Условие $n^2 \geq 0$ определяет распределение в атмосфере слоев, «прозрачных» и «непрозрачных» для волн.

Решение уравнения (5) при $n^2 > 0$ для тропосферы дает падающую на тропопазу и отраженную от нее волны соответственно с амплитудами A_1 и B_1 :

$$P_{k,1} = A_1 \exp(i\mu_1 z) + B_1 \exp(-i\mu_1 z),$$

для стратосферы — восходящую волну

$$P_{k,2} = A_2 \exp(i\mu_2 z).$$

Определив амплитуды этих волн из условия сопряжения решений на тропопазе и граничного условия на земной поверхности, где задается давление

$$p_0 = \sum p_{k,0} e^{i(kx - \omega t)},$$

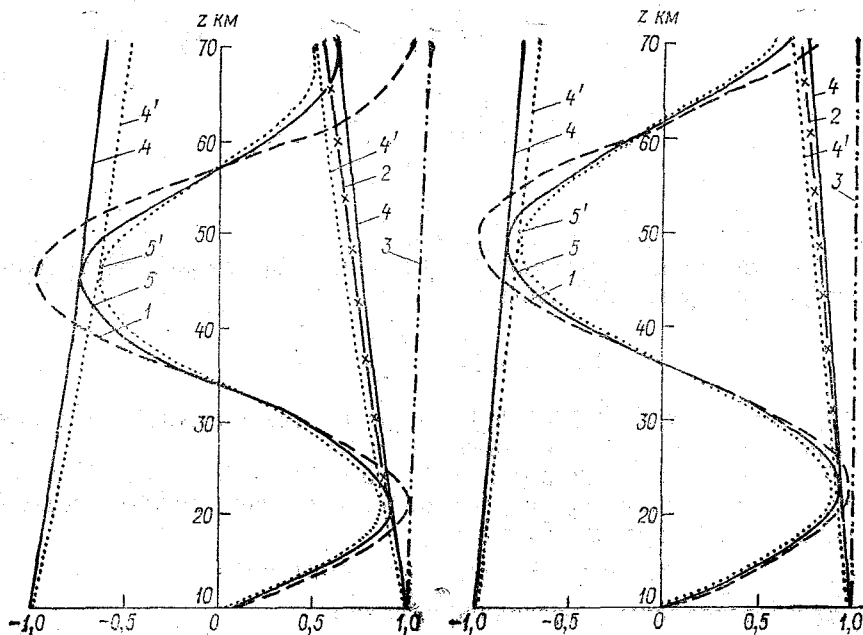
и выразив с помощью уравнений (1) и (4) давление p через им-

пульс, P получим соотношение (7), связывающее k -е гармоники давления в стратосфере и у земной поверхности

$$\frac{p_{k,2}}{p_{k,0}} = \left(\cos^2 \sqrt{R_1} H + \frac{R_1}{R_2} \sin^2 \sqrt{R_1} H \right)^{-1/2} \cos [\sqrt{R_2} z + \varphi] \times \\ \times \exp \left(-\frac{1}{2} \tilde{\alpha} \sqrt{R_2} z \right) \exp \left(\frac{1}{2} \tilde{\varepsilon} \sqrt{R_2} z \right), \quad (7)$$

$$\varphi = \arccos \left[\cos \sqrt{R_1} H \left(\cos^2 \sqrt{R_1} H + \frac{R_1}{R_2} \sin^2 \sqrt{R_1} H \right)^{-1/2} \right].$$

Сомножители в правой части выражения (7) имеют определенный физический смысл: первый сомножитель дает долю волнового возмущения, прошедшую через тропопазу (умножив на нее амплитуду приземного давления, получим амплитуду давления на тропопазе); второй — периодическое изменение амплитуды давления с высотой в стратосфере без учета радиационных факторов; третий — уменьшение амплитуды давления за счет ра-



Составляющие вертикальной структуры амплитуды волны давления для волновых чисел 1 (слева) и 2 (справа).

1 — амплитуда возмущения в безрадиационном приближении; 2 — коэффициент, учитывающий влияние CO_2 ; 3 — коэффициент, учитывающий влияние O_3 ; 4 — коэффициент, учитывающий суммарное влияние CO_2 и O_3 ; 5 — результирующая стратосферная амплитуда прошедшего через тропопазу тропосферного возмущения ($p_{k,0} < 0$).

диационного выхолаживания; четвертый — увеличение амплитуды давления за счет радиационного нагревания (в слое, где $\frac{\partial q}{z} > 0$).

Результат, представленный последним сомножителем, получен, по-видимому, впервые и позволяет говорить еще об одном внешнем сходстве между атмосферными и электромагнитными волнами. Для последних известно явление «отрицательного поглощения», связанное с так называемым индуцированным излучением.

Вертикальные профили сомножителей соотношения (7) представлены графически на рисунке. Расчеты выполнены для неподвижных планетарных волн с волновыми числами 1 и 2 для 60° с. ш. Метеорологические параметры, необходимые для расчетов, выбраны для конкретных условий (февраль 1976 г. [4]), количественные характеристики озонных притоков тепла заимствованы из работы [1]. Скорость ньютоновского выхолаживания $\alpha T = (\alpha' + \alpha'')T$ моделирует эффекты радиационного выхолаживания, связанного с длинноволновым излучением углекислого газа α' и фотохимическим ускорением подавления волн в озонном слое α'' (вызываемым обратной связью между температурой и концентрацией озона). Для коэффициентов α' и α'' на основании работ [5, 7] выбраны следующие значения: на 40 км и выше $\alpha' = 7,0 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, ниже 40 км $\alpha' = 5,0 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$; $\alpha'' = 4,7 \times 10^{-7} \text{ с}^{-1}$.

Составляющие вертикальной структуры амплитуды волны давления в стратосфере представлены на рисунке следующими кривыми: 1 — амплитуда волны давления в безрадиационном приближении, 2 — коэффициент, учитывающий эффекты радиационного выхолаживания, 3 — коэффициент, учитывающий радиационное нагревание, 4 — коэффициент, учитывающий суммарное влияние CO_2 и O_3 , 5 — результирующая амплитуда прошедшей через тропопаузу тропосферной волны.

Притоки и стоки тепла, включенные в данную модель, могут изменяться под действием как антропогенных, так и естественных факторов. В число последних входит солнечная активность.

Вариации ультрафиолетовой радиации, по-видимому, могут изменять содержание озона в стратосфере [9]. Такой же эффект может быть связан с протонными вспышками [11].

В последнее время было высказано предположение, что корпускулярная солнечная радиация может изменять также и концентрацию углекислого газа в атмосфере [10]. Влияние этих внешних факторов на вертикальную структуру атмосферных волн можно оценить, рассматривая волны различных масштабов, не только для климатических, но и для синоптических условий.

Приведем результаты оценки изменения «прозрачных» свойств атмосферы и динамического взаимодействия между тропосферой и стратосферой, которое может быть вызвано увеличением вдвое содержания углекислого газа в атмосфере. Такое из-

менение состава земной атмосферы в результате сжигания топлива ожидается в первой четверти следующего столетия.

Отметим, что оценкам климатических эффектов антропогенных изменений содержания углекислого газа посвящено много работ. В большей части этих работ моделируются изменения температуры тропосферы, реже оцениваются термические эффекты для стратосферы, и еще реже — динамические эффекты.

При расчетах мы использовали оценки изменений средних зональных температур при удвоенном содержании углекислого газа, полученные в работе [8]. Коэффициент α' , согласно [2], был увеличен в 1,4 раза.

На рисунке даны соответствующие изменения вертикальной структуры двух первых неподвижных планетарных волн. Кривая 4' представляет вертикальный профиль коэффициента, учитывающего суммарное влияние озона и углекислого газа, кривая 5' — результирующую амплитуду волны давления в стратосфере. Из рисунка видно, что амплитуда кривой 5' меньше амплитуды кривой 5.

Максимальные изменения амплитуды на высотах 20—40 км составляют 11 и 7 %, на высотах 45—70 км 20 и 12 % соответственно для первой и второй волны. В связи с этим волновая энергия, приносимая первой тропосферной волной в стратосферу, должна уменьшаться на 20—35 %; для второй волны аналогичные оценки дают 15—23 %. Все эти изменения обусловлены в основном изменением коэффициента α' и практически не зависят от α'' и изменений температуры.

Так как две первые планетарные волны формируют в зимней стратосфере алеутский антициклон, с которым непосредственно связано возникновение и развитие стратосферных потеплений, то вследствие увеличения (в 2 раза) содержания углекислого газа этот антициклон может быть ослаблен, частота и интенсивность стратосферных потеплений уменьшены.

С вертикальным распространением планетарных волн из тропосферы вверх (вплоть до турбопаузы зимой) связывают так называемый «континентальный эффект» в географическом распределении электронной концентрации F -области ионосферы. Суть его состоит в том, что в пунктах с примерно одними и теми же значениями географических и геомагнитных широт (например, Москва, Томск) критическая частота радиоволн выше там, где выше тропосферное давление. Полученные нами результаты позволяют высказать предположение о том, что увеличение содержания углекислого газа в атмосфере может привести к ослаблению «континентального эффекта».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекарюков В. И. и др. Сезонные изменения функции нагревания стратосферы над северным полушарием. — Труды ЦАО, 1967, вып. 76, с. 19—26.

2. Нерушев А. Ф. О некоторых тепловых эффектах переноса длинноволнового излучения в верхней атмосфере.— Автореф. дисс.—Л., 1974.
3. Charney J. G., Drazin P. G. Propagation of planetary scale disturbances from the lower to the upper atmosphere.—*J. of Geoph. Res.*, 1961, vol. 66, N 1, p. 83—109.
4. Crane A. J., Haigh J. D., Pyle J. A., Rogers C. F. Meridional circulation of stratosphere and mesosphere.—*Pure and Appl. Geoph.* 1980, vol. 118, N 1/2, p. 307—328.
5. Dickinson R. E. Vertical propagation of planetary Rossby waves through an atmosphere with Newtonian cooling.—*J. Geoph. Res.*, 1969, vol. 74, p. 929—938.
6. Dickinson R. E. Method of parametrization for infrared cooling between altitudes of 30 and 70 kilometers.—*J. Geoph. Res.*, 1973, vol. 78, N 21, p. 4451—4457.
7. Leovy C. Simple models of thermally driven mesospheric circulation.—*J. Atm. Sci.*, 1964, vol. 21, N 4, p. 327—341.
8. Manabe S. and Wetherald R. T. The effects of a general circulation model.—*J. Atm. Sci.*, 1975, vol. 32, N 1, p. 3—15.
9. Penner J. E., Chang J. S. Possible variation in atmospheric ozone related to the eleven-year solar cycle.—*Geoph. Res. Letters*, 1978, vol. 5, N 10, p. 817—820.
10. Sekihara K. The influence of solar corpuscular radiation on the meteorology of troposphere (a proposal of the mechanism).—*Papers in meteorology and geophysics*, 1979, vol. 30, N 3/4, p. 141—152.
11. Zerefos C. S. and Crutzen P. J. Stratospheric thickness variations over the Northern Hemisphere and their possible relation to solar activity.—*J. Geoph. Res.*, 1975, vol. 80, N 39, p. 5041—5043.

К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова, Р. Д. Гайнутдинова

О ВАРИАЦИИ ИСТОЧНИКОВ ТЕПЛА В МЕЗО- И СТРАТОСФЕРЕ

Вопрос о передаче термодинамических возмущений из верхних слоев атмосферы в нижние может быть изучен путем решения нелинейных гидродинамических уравнений с учетом притока тепла и турбулентного перемешивания. Энергия, необходимая для изменения тех или иных атмосферных параметров, может быть заимствована из внутренней энергии атмосферы и, как следствие, потепление на одних уровнях будет приводить к похолоданиям на других, и наоборот. В этом состоит принцип компенсации атмосферных процессов, который наглядно проявляется в высотно-временных вариациях температуры [1].

Уравнение вихревой тенденции в термически неоднородной среде позволяет получить так называемое уравнение термического вихря, представляющее одну из разновидностей уравнения действительного вихря [4]. Динамику вихревой структуры неизотропной атмосферы можно описать уравнением притока тепла, применив к нему оператор Лапласа. В этом случае можно получить выражение, связывающее вариации вихря Ω с притоком тепла E . Для этого возьмем лапласиан от уравнения притока тепла. Получим:

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial t} - \frac{l \gamma_a}{g} \frac{\partial \Omega_g}{\partial t} - \Delta(A_T - r\omega) = \frac{\Delta E}{\rho c_p}. \quad (1)$$

Здесь r — параметр, характеризующий устойчивость атмосферы, $r = \gamma_a - \gamma$; Ω_g — геострофический вихрь, $\Omega_g = \frac{1}{\rho l} \Delta p$; A_T — ад-

вективный член, $A_T = u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y}$.

Более удобную и однозначную зависимость вариаций вихря Ω_g от притока тепла E получим, выразив ΔT как функцию Ω_g . Для этого применим операцию вихря к уравнению термического ветра

$$\frac{\partial \Omega_g}{\partial z} = \frac{g}{lT} \Delta T - \frac{l}{g} \left(\frac{\partial c_g}{\partial z} \right)^2, \quad (2)$$

где $c_g = (u_g^2 - v_g^2)^{1/2}$. Уравнение (2) поясняет смысл выражения «термический вихрь». Вторым членом в нем можно пренебречь [4]. Тогда получим

$$\Delta T \simeq \frac{lT}{g} \frac{\partial \Omega_g}{\partial z}. \quad (3)$$

Применение оператора Лапласа к полю температуры эквивалентно применению оператора div к градиенту поля температуры, т. е. $\Delta T = \text{div grad } T$, соответственно $\Delta E = \text{div grad } E$. Дифференцируя выражение (3) по t и пренебрегая малыми членами, получим приближенное выражение

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial t} \simeq \frac{lT}{g} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial \Omega_g}{\partial t}. \quad (4)$$

Подставляя (4) в (1) и выделяя главные члены, получим видоизмененное выражение для уравнения термического вихря, связывающего высотно-временные вариации вихря с притоком тепла:

$$\frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial \Omega_g}{\partial t} = \frac{R}{lH_0} \Delta(A_T - r\omega) + \frac{R}{lH_0} \frac{\Delta E}{\rho c_p}. \quad (5)$$

Уравнение (5) позволяет проанализировать развитие атмосферных процессов как малой, так и большой протяженности. Для этого его необходимо проинтегрировать по времени.

Для мезомасштабной области и временных интервалов δt , ограниченных часами, вкладом притока тепла можно пренебречь. Тогда изменения вихря будут определяться выражением

$$\left. \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right|_{t_2} - \left. \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right|_{t_1} = \frac{R \delta t}{lH_0} \Delta A_T - \frac{R \delta t}{lH_0} \Delta r\omega. \quad (6)$$

Для макромасштабных процессов и больших временных интервалов среднее значение адвекции и вертикальных движений за период осреднения близко к нулю, и выражение (5) в интегральном виде можно записать так:

$$\left. \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right|_{t_2} - \left. \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right|_{t_1} = \frac{R}{lH_0} \frac{1}{\rho c_p} \int_{t_1}^{t_2} \Delta E dt. \quad (7)$$

Под величиной E подразумевается теплообмен за интервал времени $t_2 - t_1$ между уровнями z_1 и z_2 . Очаги ΔE локализованы, сравнительно неподвижны и расположены в районах с относительно холодным и теплым воздухом. Уравнение (7) может быть использовано при вычислении ΔE через известные значения $\frac{\partial \Omega}{\partial z}$ для различных временных интервалов.

С другой стороны, интегрируя (7) по z , можно получить

$$\delta \Omega_{t_2} - \delta \Omega_{t_1} = \frac{R}{l \rho c_p} \frac{H_T}{H_0} \int_{t_1}^{t_2} \Delta E dt, \quad (8)$$

где H_T — характерная высота рассматриваемой зоны; $\delta \Omega = \Omega_{|z_2} - \Omega_{|z_1}$. Используя теорему о среднем, можно получить из (8) выражение для вычисления среднего значения $\overline{\Delta E}$:

$$\overline{\Delta E} = (\delta \Omega_{t_2} - \delta \Omega_{t_1}) \frac{l \rho c_p}{R \Delta t} \frac{H_0}{H_T}. \quad (9)$$

Зная значение $\frac{\partial \Omega}{\partial z}$ или $\delta \Omega(z)$ для двух фиксированных моментов времени t_1, t_2 , можно оценить высотно-временные вариации лапласиана притока тепла $\Delta E = \text{giv drad } E$.

Для определения вихря скорости и его градиента на уровнях страто- и мезосферы за январь — февраль 1978 г. были использованы карты изотерм и изогипс для уровней 5, 2,5 и 0,4 мбар, полученные с американского метеоспутника NOAA по радиационному излучению в полосах углекислого газа.

Для определения вихря скорости на данном уровне достаточно знать значение геопотенциала и температуры в 9 точках. Расстояние между узлами расчетной сетки взято равным 220 км. Расчеты выполнены для полюса (о. Хейса), Волгограда и Фрунзе. Межсуточные вариации вычисленных значений $\Omega(z)$ и $\partial \Omega / \partial z$ приведены на рис. 1. Значения вертикального градиента вихря скорости были вычислены двумя методами: по градиенту геопотенциала и лапласиану температуры.

Из рис. 1 видно, что значения вихря скорости на высотах 35—55 км изменяются в пределах от -8 до $11 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ при средней ошибке, равной $1,28 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Положительным значениям соответствует циклонический вихрь, отрицательным — антициклонический.

На всех высотах вариации вихря скорости вблизи полюса незначительны, поскольку барические контрасты в этом районе малы.

На уровне 0,4 мбар с 15 по 20 января и с 10 по 22 февраля барические контрасты в средних широтах не велики (слабо выраженный циклон). В конце января центр циклонического вихря сместился в средние широты (см. кривые 2, Волгоград, 49° с. ш.). Районы полюса и Фрунзе были на его периферии (кривые 1 и 3).

Для широты Фрунзе (42° с.) на высоте 2 мбар в период с 20 по 31 января и с 1 по 15 февраля процессы в атмосфере находились под влиянием субтропического антициклона и их, следовательно, нельзя увязывать с процессами, развивающимися в более высоких широтах. Сравнение величин $d\Omega/dz$, вычисленных по геопотенциалу и лапласиану температуры для средних широт и высоты 43 км, обнаруживает их некоторые различия. Высот-

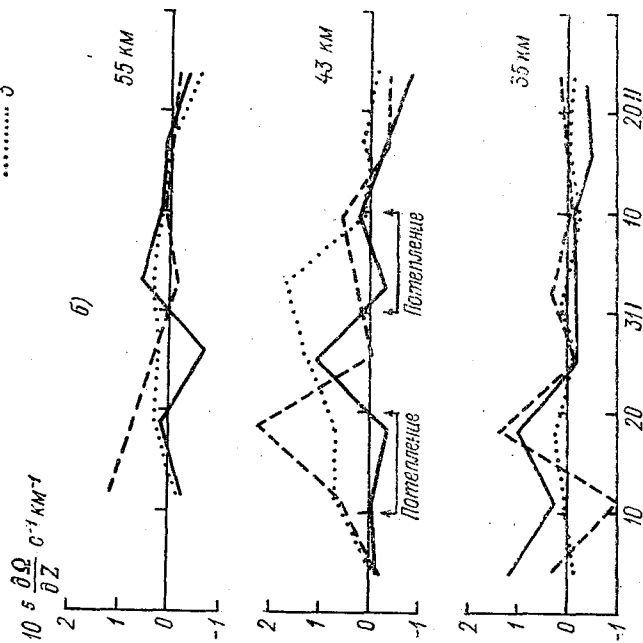
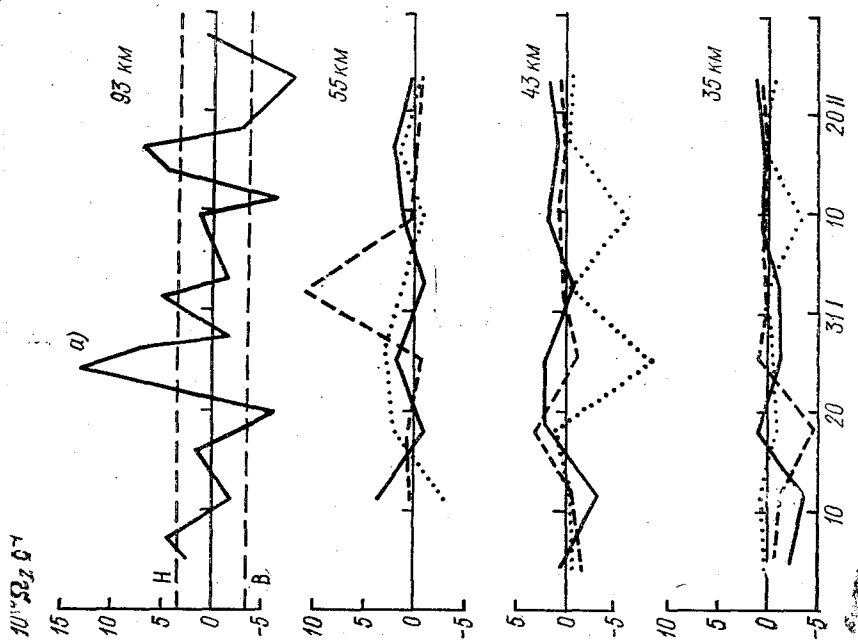


Рис. 1. Временные вариации вихря скорости (а) и вертикального градиента вихря скорости (б) на уровнях 35, 43, 55, 93 км в зимний период (январь — февраль 1978 г.).
1, 2, 3 — соответственно 85, 49 и 42° с. ш.

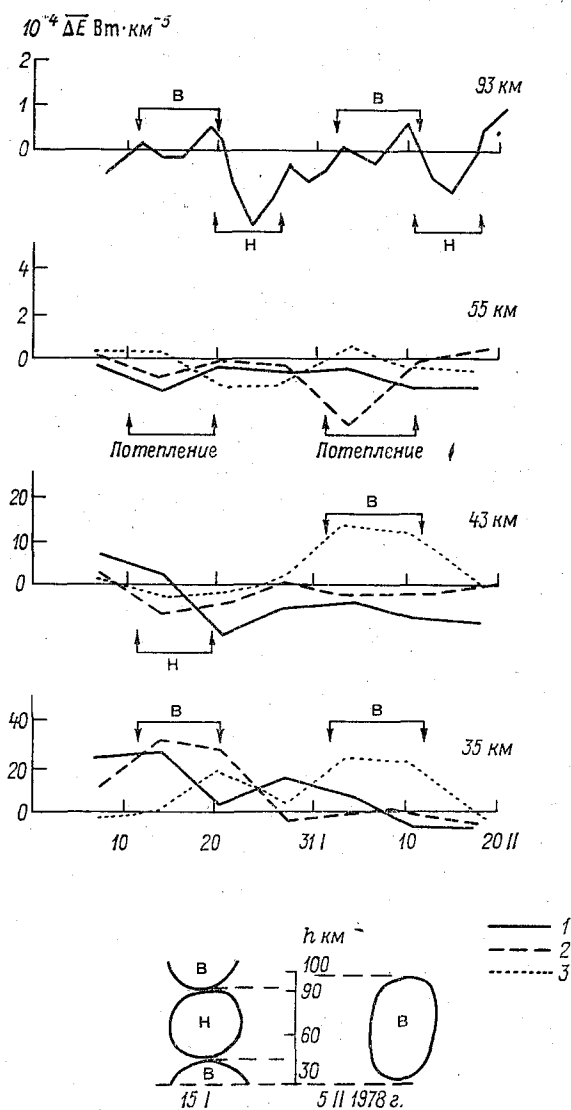


Рис. 2. Вариации лапласиана притока тепла на уровнях 35, 43, 55 и 93 км в зимний период (январь — февраль 1978 г.).

Усл. обозначения см. рис. 1.

ные вариации вертикального градиента вихря скорости отражают вариации температуры по широте и долготе.

На рис. 2 приводятся вариации $\overline{\Delta E}$ за январь—февраль 1978 г. для страто- и мезосферы, а также для метеорной зоны (93 км) [2]. Значения $\overline{\Delta E}$ на уровнях страто- и мезосферы изменяются от -1 до $3 \cdot 10^{-4}$ Вт/км⁵, в метеорной зоне $\overline{\Delta E}$ изменяется от $-1,5$ до $1 \cdot 10^{-4}$ Вт/км⁵ [3]. Из рис. 2 видно, что в периоды потепления (обозначены стрелками) с 11 по 20 января и с 1 по 10 февраля $\overline{\Delta E}$ имеют экстремальные значения.

В циклоне, где $\Omega > 0$, лапласиан притока тепла есть величина отрицательная, а в антициклоне — положительная. В период первой волны потепления с 11 по 20 января в метеорной зоне $\overline{\Delta E} > 0$. В стратосфере на уровнях 43—55 км в этот период отмечались отрицательные значения $\overline{\Delta E}$, а на уровне 35 км произошла смена циклонического поля на антициклональное. Такое периодическое изменение по высоте типа барического поля и обусловило изменение знака $\overline{\Delta E}$.

Вторая волна потепления, приходящаяся на первые числа февраля, была связана с выходом в высокие широты в страто- и мезосферу тихоокеанского антициклона, охватившего своим влиянием мезосферу вплоть до метеорных высот. Северо-западная граница этого антициклона проходила от Каспийского моря до Урала и не захватила Волгоград. Соответственно, $\overline{\Delta E}$ над Волгоградом имело отрицательное значение, так как атмосфера здесь находилась под влиянием зимнего стратомезосферного циклона.

Периодам потеплений на метеорных высотах соответствует положительное значение $\Delta E > 0$. Стратосферное потепление с 1 по 10 февраля протекало без перестройки барического поля в стратомезосфере и только на верхних уровнях мезосферы или нижней термосферы произошла перестройка барического поля, которая привела к изменению знака ΔE .

В заключение можно сказать, что, зная временные вариации $\partial\Omega/\partial z$, можно вычислить лапласиан притоков тепла на соответствующих уровнях атмосферы, обуславливающих изменение динамики атмосферных вихрей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каримов К. А., Ракипова Л. Р. Гидродинамическое моделирование крупномасштабных процессов в средней атмосфере. — Труды ГГО, 1979, вып. 429, с. 28—36.
2. Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Измерение вихря скорости в метеорной зоне. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 11, с. 1132—1139.
3. Каримов К. А. Многослойная модель средней атмосферы. — Фрунзе: Илим, 1980. — 220 с.
4. Лутфулин Н. З. Новые методы предвычисления метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 194 с.

Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева, Н. И. Воробьева

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ БАРИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ ТРОПО- И СТРАТОСФЕРЫ НА ФОНЕ КОЛЕБАНИЙ ГЕОМАГНИТНОЙ ВОЗМУЩЕННОСТИ

В данной работе анализ взаимосвязи между барическими полями тропо- и стратосферы основан на расчете межуровневых коэффициентов корреляции по ансамблю точек, расположенных в узлах географической сетки северного полушария (от 75 до 30° с. ш.; $\Delta\lambda=72^\circ$ на широте $\varphi=75^\circ$, $\Delta\lambda=40^\circ$ на широте $\varphi=60^\circ$ и $\Delta\lambda=20^\circ$ на широтах $\varphi=45$ и 30° с. ш.). Использован материал средних месячных значений давления (геопотенциала) на шести уровнях (уровень моря, H_{500} , H_{300} , H_{100} , H_{50} и H_{10} мбар) за январь 1959—1975 гг.

Таким образом, в известной формуле для расчета коэффициента корреляции

$$R = \frac{\frac{1}{50} \sum_{l=1}^{50} (x_{il} - \bar{x}_i) (x_{jl} - \bar{x}_j)}{\sigma_i \sigma_j}$$

средние значения $\bar{x}_i$ и $\bar{x}_j$ рассчитывались по данным в 50 точках ($l=1, \dots, 50$) на каждом из двух рассматриваемых уровней i и j (пространственные средние). Расчет производился для двух вариантов: 1) для исходной информации x_{jl} , x_{il} — без предварительной обработки; 2) для аномалий (отклонений от временных средних в каждой точке l , рассчитанных по всему рассматриваемому ряду) x_{jl} , x_{il} . Ошибка коэффициента корреляции при 5 %-ном уровне статистической значимости для 50 случаев $2\sigma_R \geq 0,26$.

Анализ показал, что имеются довольно существенные изменения коэффициентов корреляции R от года к году (до $\pm 0,60$), особенно между наземным и верхними уровнями. Близко расположенные уровни характеризуются, естественно, и более тесными связями, слабо варьирующими во времени.

Как видно из рис. 1, где представлен ход коэффициентов корреляции R между давлением на уровне моря p_0 и геопотенциалом на разных атмосферных уровнях, можно выделить две со-

ставляющие: длиннопериодную с абсолютным минимумом в 1969—1970 гг., соответствующим годам максимума солнечной активности W (кривая 7), и короткопериодную — с тенденцией к трехлетнему периоду (накладывается на 11-летнюю компоненту). Таким образом, выявляется обратная зависимость межуровневых коэффициентов корреляции R от интенсивности солнечной активности в 11-летнем цикле.

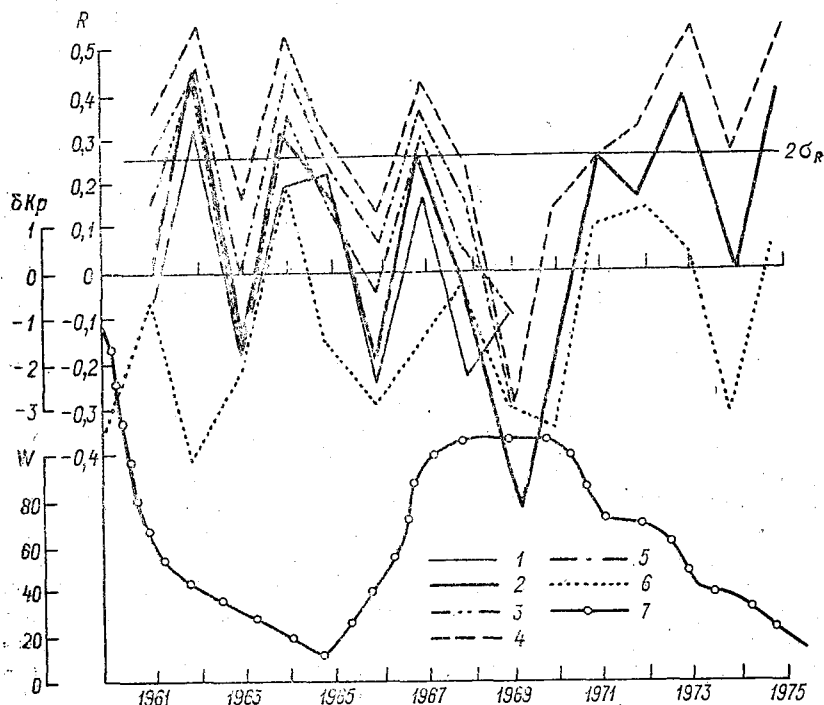


Рис. 1. Временной ход пространственного коэффициента корреляции R между геопотенциалом H_i (давлением p_0) на уровне моря и уровнях 10, 50, 100, 500 и 300 мбар (кривые 1—5) аномалий геомагнитной возмущенности $\delta K_p = K_p^1 - \bar{K}_p$ год в отклонениях от средних годовых значений (кривая 6) и средние годовые значения чисел Вольфа W (кривая 7). Январь, северное полушарие.

На рис. 1 представлен расчет R по варианту 1. Расчет по варианту 2, проведенный по аномалиям в каждой точке полушария, показал, что ход коэффициентов корреляции между давлением на уровне моря p_0 и на уровнях H_{50} и H_{10} мбар не изменился по сравнению с вариантом 1, но абсолютные значения R увеличались. Корреляция между давлением на средних уровнях тропосферы (H_{500} и H_{300} мбар) и у земли (p_0) в варианте 2 оказалась более тесной и более устойчивой во времени. Корреляция

между давлением на средних уровнях тропосферы и нижней стратосферой, наоборот, более устойчивая и коэффициенты R значительны (0,7—0,9) в варианте 1; в варианте 2 коэффициенты корреляции сильно изменяются по годам и повторяют временной ход значений R между p_0 и H_{10} мбар (см. рис. 1). Это означает, что в случае учета климатического фона (вариант 1) структура барических полей средней тропосферы ближе к структуре барических полей нижней стратосферы, чем к полям давления на уровне моря, а при исключении климатического фона (вариант 2) — ближе к структуре полей давления на уровне моря.

Возникает вопрос: чем вызваны короткопериодные флуктуации временного хода корреляции между уровнями? Мы сопоставили ход коэффициентов корреляции R с колебаниями геомагнитных возмущений, в которых отражаются наиболее геоактивные солнечно-космические воздействия. Для исключения длиннопериодной цикличности в ходе геомагнитной активности рассматривались отклонения δK_p индекса K_p для данного месяца от $K_{p \text{ год}}$, осредненного за рассматриваемый год. На рис. 1 (кривая б) представлен график хода $\delta K_p = K_p^I - K_{p \text{ год}}$ за все январь рассматриваемого ряда лет.¹

Сопоставление кривой б с другими кривыми (рис. 1) выявляет весьма существенную идентичность хода коэффициентов корреляции между геопотенциалом разных уровней и колебаниями геомагнитной возмущенности. Некоторые расхождения можно отнести за счет осреднения в месячном интервале нелинейных воздействий (сильных, но непродолжительных, и умеренных, но длительных) отдельных геомагнитных возмущений на барические поля атмосферы. Из сопоставления кривых рис. 1 следует, что, как правило, высокие положительные коэффициенты корреляции между геопотенциалом тропо- и стратосферных уровней должны наблюдаться при сильных геомагнитных возмущениях и, наоборот, при слабых возмущениях коэффициенты корреляции между уровнями будут незначительные положительные или отрицательные.

Интересно отметить, что временной ход среднего давления (геопотенциала) на $\varphi = 75^\circ$ с. также наглядно демонстрирует две составляющие на всех шести уровнях: длиннопериодную, 11-летнюю (пониженный фон барического поля в период минимума W и повышенный — в период максимума W), и короткопериодную (повышение давления и геопотенциала при понижении δK_p , и наоборот). Изменение во времени осредненных по широте 30° с. значений $\bar{p}_0(\bar{H}_i)$, хотя и меньшее по величине, однако имеет обратную тенденцию хода по сравнению с изменением $\bar{p}_0(\bar{H}_i)$ на $\varphi = 75^\circ$ с.

¹ Любой вариант осреднения за год для получения $K_{p \text{ год}}$ (либо от I до XII, либо от VII до VI), используемого в расчете аномалий δK_p , дал мало различающиеся значения аномалий.

На рис. 2 показан временной ход барических градиентов $\nabla p_0 (\nabla H_i)$ между 30 и 75° с. ш. Из рис. 2 следует, что почти все мелкомасштабные флуктуации в ходе градиентов давления (геопотенциала) по годам повторяются на всех шести уровнях; в нижней стратосфере наибольшая интенсивность зональной циркуляции (наибольшие значения ∇H_i) наблюдается в период минимума солнечной активности (1962—1967 гг.), а в период максимума W (1959—1960 и 1969—1970 гг.) она резко снижается. На уровне земли зависимость ∇p_0 от W не прослеживается.

Таким образом, от уровня H_{10} к уровню моря зависимость барического градиента от W постепенно ослабевает.

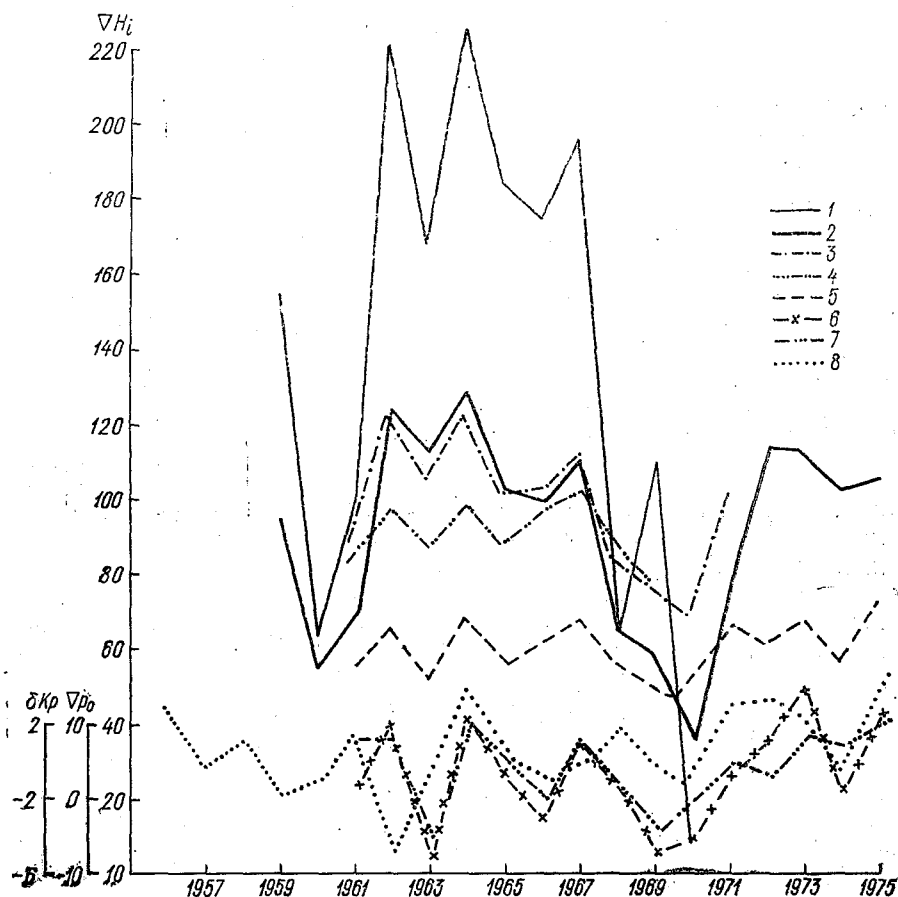


Рис. 2. Временной ход барического градиента над северным полушарием, рассчитанного по разности геопотенциалов на двух широтах (30 и 75° с. ш.) на разных уровнях, и аномалий геомагнитной возмущенности δK_p за январь.

1 — $(H_{30} - H_{75})$ 10 мбар; 2 — $(H_{30} - H_{75})$ 50 мбар; 3 — $(H_{30} - H_{75})$ 100 мбар; 4 — $(H_{30} - H_{75})$ 300 мбар; 5 — $(H_{30} - H_{75})$ 500 мбар; 6 — $(p_{30} - p_{75})$ ур. м.; 7 — $(p_{30} - p_{60})$ ур. м.; 8 — δK_p .

Мелкомасштабные флуктуации в ходе ∇p_0 , а также ∇H_i на всех других уровнях в значительной мере повторяют флуктуации δK_p (см. рис. 2, кривую 8). Это означает, что при увеличении δK_p повышается интенсивность зональной циркуляции над северным полушарием, а при уменьшении δK_p глобальный градиент давления ∇p_0 над полушарием может даже изменить свой знак на обратный.

Таким образом, если 11-летний цикл W оказывает влияние на барические поля атмосферы, то более отчетливо оно проявляется на уровнях, расположенных выше тропосферы (по крайней мере в нижней стратосфере в январе), повышая общий фон интенсив-

Т а б л и ц а

Характеристики, осредненные по двум группам лет

Уровень	δK_p	R	$\overline{\nabla p_0}(\overline{\nabla H_i})$	$\overline{p_0}(\overline{H_i}) 75^\circ$	δK_p	R	$\overline{\nabla p}$	$\overline{p_0} 75^\circ$
	Группа I				Группа II			
p_0	-3,7	$\frac{p_0-50}{-0,26}$	-2,8	21,2**	0,14	$\frac{p_0-50}{0,22}$	7,3	12,3**
H_{10}		$\frac{p_0-10}{-0,14}$	130	-47***		$\frac{p_0-10}{0,11}$	200	-103***
						(0,28)*		

* Расчет R по варианту 2.

** В отклонениях от 1000 мбар.

*** В отклонениях от 3000 дкм.

ности зональных движений в период минимума солнечной активности и понижая его в период максимума. Флуктуации геомагнитной активности накладывают на этот общий фон длительных колебаний дополнительные возмущения: повышение δK_p сопровождается всплеском более сильной зональности на всех уровнях, а понижение вызывает снижение интенсивности зональных движений над полушарием также во всей толще атмосферы.

Следовательно, при повышении геомагнитной активности происходит упорядочение циркуляции, стабилизация зональных процессов и как бы «закручивание атмосферы» по всей ее толще. Это проявляется, в частности, в усилении положительной корреляционной связи между тропосферой и нижней стратосферой (ср. рис. 1 и 2).

Чтобы более наглядно представить себе географию расположения аномалий барических полей при соответствующих изменениях $\delta K_p, \nabla p_0(\nabla H_i)$ и R между уровнями, были рассчитаны средние карты барических полей за годы максимальных и минимальных значений $\delta K_p, \nabla p_0(\nabla H_i)$, а следовательно, и R . В первую группу лет (I) с минимальными значениями $\delta K_p, \nabla p_0(\nabla H_i)$,

т. е. со слабой зональностью, с малым или отрицательным коэффициентом корреляции между тропо- и стратосферными уровнями в барических полях, вошли 1960, 1963, 1966, 1969 и 1970 гг. Во вторую группу лет (II) с преобладающими максимальными значениями указанных выше характеристик вошли 1959, 1962, 1964, 1967 и 1971 гг.

В таблице представлены рассматриваемые характеристики, осредненные по двум группам за январь. В группе I отрицательным значениям $\delta\bar{K}_p = -3,7$ соответствуют отрицательные коэффи-

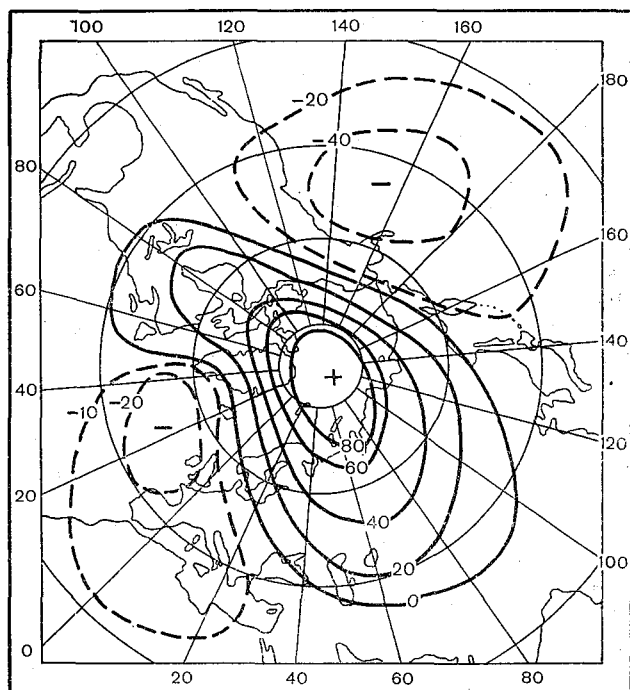


Рис. 3. Карта разностей геопотенциала на уровне 10 мбар, осредненных по двум группам лет с экстремальными значениями $R, \nabla H_i, \delta\bar{K}_p, \bar{H}_{75^\circ}$ (см. табл. 1).

циенты корреляции $\bar{R} = -0,26$ между p_0 и H_{50} и $\bar{R} = -0,14$ между p_0 и H_{10} ; $\nabla\bar{p}_0 = -2,8$ мбар, а значение $\bar{p}_0$ на широте 75° примерно в два раза больше по сравнению с осредненным давлением в группе II. На уровне H_{10} в обеих группах ∇H_{10} положительны (преобладает зональная циркуляция), но в группе I ∇H в 1,5 раза меньше, чем в группе II. В группе II $\delta\bar{K}_p = 0,14$, $\bar{R} = 0,22$ между p_0 и H_{50} и $\bar{R} = 0,11$ (0,28) между p_0 и H_{10} , т. е. взаимосвязь между уровнями усилена вследствие однотипности протекающих

процессов, градиенты давления $\nabla \bar{p}_0$ в три раза больше, чем в группе I.

На рис. 3 для примера представлена карта разностей геопотенциала по двум группам лет на уровне 10 мбар (H_{10}). Такие карты были построены для шести уровней. Характерной чертой для всех этих карт является наличие двух областей с разными знаками: $\delta p_0 = \bar{p}_0^I - \bar{p}_0^{II}$, или $\delta H = (\bar{H}^I - \bar{H}^{II})$. Одна область (повышенные значения давления в группе I и пониженные в группе II) расположена преимущественно в полярной области; она вытянута в направлении континентов Евразии и Америки (точнее, к точке магнитного полюса). Другая область с обратным знаком (пониженные значения давления в группе I и повышенные в группе II) расположена вблизи первой, имеет два очага экстремумов над Атлантическим и Тихим океанами и прилегающими к ним континентами. Такая структура карт с незначительными отклонениями прослеживается и на других уровнях (от уровня 10 мбар до ур. м.).

Анализ этих карт позволяет сделать следующие выводы:

1) только полярные широты (до 75° с.) целиком находятся в области одного знака однотипной реакции барического поля на вариации δK_p . В силу определенной аazonальности данной области широтная зона южнее $75-60^\circ$ с. (до 45°) частично попадает в первую или вторую область;

2) при понижении давления (геопотенциала) в приполярной области в период усиления геомагнитной возмущенности повышается давление (геопотенциал) в районе субтропических широт, особенно над океанами и прилегающими к ним районами;

3) широты $40-20^\circ$ с. находятся преимущественно в области противоположного по сравнению с полярными широтами изменения барического поля. Следует отметить, что аazonальность рассматриваемых областей накладывает определенную условность такого вывода;

4) общая квазиазональность рассматриваемых областей, а следовательно, и реакция барического поля на геомагнитные возмущения (см. рис. 3), идентичность этой реакции для всей толщи атмосферы (от ур. м. и по крайней мере до уровня H_{10}) подтверждают вывод, что при усилении геомагнитных возмущений вся атмосфера как бы «закручивается» вокруг условной оси, что стабилизирует циркуляционные процессы и увеличивает их однотипность. Это должно отражаться, в частности, на усилении по высоте корреляционной связи барических полей.

В данной работе использован сравнительно небольшой по длительности (не более 17 лет) период. Однако намечающаяся схема воздействий солнечно-геомагнитных факторов на крупномасштабные процессы атмосферы находит подтверждение в том, что разные аспекты исследования взаимно дополняют друг друга (ход коэффициентов межуровневой корреляции геопотенциала связан с ходом средних значений давления на отдельных широтах и с ходом градиентов давления (геопотенциала) над полушарием, а все

вместе — с ходом солнечной активности и геомагнитной возмущенности).

Наши результаты, в общем, не противоречат выводам о реакции атмосферных процессов на отдельные геомагнитные бури, полученным в работах [1—3, 5 и др.], а также подтверждаются выводами работ [4, 6, 7].

Противоположный характер влияния на динамику атмосферы солнечной активности и геомагнитной возмущенности, по-видимому, свидетельствует о различии физических механизмов такого влияния. Для выяснения этих механизмов необходимо исследовать сезонные особенности проявления установленных зависимостей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мустель Э. Р. Современное состояние вопроса о реальности корпускулярно-атмосферных связей. — В кн.: Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1974, с. 7—18.
2. Полоскин Г. Е., Громова Г. Г. Об одном новом подходе к изучению солнечно-атмосферных связей. — Метеорология и гидрология, 1979, № 2, с. 21—28.
3. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. — Л.: Гидрометеониздат, 1974.
4. Сурьяк В. Анализ стратосферной циркуляции на поверхности 10 мб и определение влияния 11-летней цикличности солнечной активности на интенсивность циркуляции. — Труды II Международного симпозиума по космической метеорологии. Исследование верхней атмосферы земли. — М.: Гидрометеониздат, 1980, с. 143—151.
5. Asakura T. and Katayama A. On the relation between solar activity and general circulation in the atmosphere. — Papers on Meteor. and Geophys., 1958, vol. 9, N 1, p. 15—24.
6. Bucha V. Variations of the geomagnetic field, the climate and weather. — Studia geoph. et geod., 1976, vol. 20, p. 149—167.
7. Stolor H. L. Shapiro R. Investigation of the response of the general circulation at 700 mb to solar geomagnetic disturbance. — J. of Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 15, p. 2161—2170.

В. Г. Кидиярова, И. А. Щерба

О ВОЗМОЖНОСТИ СВЯЗИ ПОЛУГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЕТРА В СТРАТОСФЕРЕ ВЫСОКИХ ШИРОТ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

При исследовании периодичности метеорологических параметров в тропосфере, таких как температура, скорость ветра и давление, на большом фактическом материале выявлена полугодовая составляющая этих элементов, которая носит глобальный характер [1]. Поскольку шестимесячные колебания присущи почти всем геофизическим элементам, то, как указано в работах [1, 2], они, возможно, стимулируются некоторыми внешними факторами.

Исследования периодических колебаний метеопараметров стратосферы и мезосферы показали, что в высоких широтах существуют полугодовые колебания амплитуды, которые сравнимы по величине с амплитудами в низких широтах ($0-30^{\circ}\text{C}$.) [7, 9, 11]. Но в то время как максимумы полугодовых колебаний температуры, полученных по многолетним данным, в низких широтах стратосферы приходятся на переходные сезоны, в высоких широтах ($80-60^{\circ}\text{C}$.) они смещены на основные сезоны [7].

До недавнего времени основной причиной возникновения полугодовых колебаний в низких широтах считалось пересечение Солнцем во время равноденствия тропиков [3]. Дополнительным фактором могло явиться взаимодействие летнего и зимнего полушарий [3].

Физические причины, приводящие к появлению полугодовых колебаний в высоких широтах, иные. По-видимому, определенную роль в формировании этих колебаний в высоких широтах могут играть процессы, приводящие к нарушению зональности в распределении метеоэлементов в зимнее время: уменьшение или обращение широтного градиента температуры, ослабление западной циркуляции, а иногда появление восточных ветров. Механизмы подобных процессов и факторы, оказывающие на них влияние, окончательно не установлены.

В работе [10] высказано предположение о воздействии геомагнитной активности на появление полугодового колебания зонального ветра на основе того факта, что время наступления максимума у полугодовых составляющих как геомагнитной возмущенности, так и ветра в стратосфере, полученное по многолетним данным, наступает одновременно в высоких широтах в переходные сезоны (весна — осень).

При существовании такого рода связи трудно ожидать, что она всегда проявляется одинаково, хотя бы потому, что помимо цикличности в характеристиках солнечной и геомагнитной активности проявляется межгодовая изменчивость, что должно сказываться на характере взаимосвязи с метеоэлементами.

Целью настоящей работы является исследование возможности существования связи между полугодовыми колебаниями метеоэлементов (температуры и ветра) в высокоширотной стратосфере и полугодовыми колебаниями характеристик солнечной и геомагнитной активности и анализ особенностей ее проявления для отдельных лет.

Исходным экспериментальным материалом послужили данные ракетного зондирования за период 1969—1976 г. и специально рассчитанные эквивалентные амплитуды локальной геомагнитной возмущенности A_h [4] над о. Хейса [8]. Периодические составляющие для каждого года определялись на основе гармонического анализа годового хода средних месячных значений температуры, скорости ветра, геомагнитной возмущенности A_h и чисел Вольфа W . К анализу привлекались данные тех лет, для которых имелся непрерывный в течение года ряд наблюдений (для ветра с 1969 г., для температуры с 1970 по 1976 г.).

Возможность существования связи полугодовых колебаний метеорологических элементов и гелио-геофизических характеристик оценивалась на основе анализа соотношения их фаз, а именно анализа разности (в сутках) между временем наступления максимумов полугодовых колебаний сопоставляемых величин таких как, например, температуры и солнечной активности, температуры и геомагнитной активности.

Прежде чем перейти к анализу полученных результатов, необходимо напомнить, что в зимний сезон существует долготная неоднородность в распределении термодинамических полей стратосферы, которая обусловлена наличием квазистационарных термобарических систем планетарного масштаба. Долготные неоднородности отмечаются также в распределении геомагнитной возмущенности в высоких широтах [5]. Следствием наличия долготных неоднородностей являются различия в реализации их годового хода в разных долготных интервалах, а также в проявлениях связей между периодическими изменениями метеорологических элементов и гелио-геофизических характеристик [6]. Поставленная задача, таким образом, не может быть решена однозначно по данным наблюдений, относящихся к одному географическому и геомагнитному району.

В таблице представлено время наступления первых максимумов полугодовых колебаний температуры, зонального ветра индекса геомагнитной возмущенности A_k для о. Хейса и чисел Вольфа W за отдельные годы периода 1969—1976 гг. Для краткости время наступления максимума, выраженное в сутках (отсчет ведется с 1-го января), будем называть фазой.

Полученные результаты свидетельствуют о большой межгодовой изменчивости фаз как метеорологических элементов, так и гелиогеофизических характеристик. Максимумы их полугодовых колебаний могут приходиться в отдельные годы, как на зимний, так и на весенний периоды. Изменчивость фаз колебаний

Таблица

Время наступления (сутки) 1-го максимума полугодовых колебаний температуры, скорости ветра и геомагнитной возмущенности A_k для о. Хейса и числа Вольфа W

	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
Температура								
30		8	25	56	24	56	31	40
40		154	4	24	176	28	32	24
50		149	167	174	162	14	30	178
60		15	168	180	149	159	25	164
Зональный ветер								
30	47	35	11	12	135	58		39
40	27	8	88	104	115	60		40
A_k	78	7	32	56	86	87	31	87
W		19	157	4	52	59		105

температуры и ветра отражает, очевидно, межгодовую изменчивость термодинамического режима стратосферы высоких широт. Интересно отметить, что в некоторых случаях сдвиг фаз между полугодовыми колебаниями температуры и зонального ветра практически отсутствует, рост температуры сопровождается не ослаблением, как следовало ожидать, а усилением западного ветра. Полученный результат отражает, очевидно, особенности географического положения о. Хейса, расположенного вблизи центра зимнего стратосферного циклона и связанной с ним областью холода. Как известно, вблизи центра циклона ветры слабые, при смещении центра циклона относительно полюса над о. Хейса происходит одновременный рост температуры и усиление западного ветра. На рис. 1 представлены фазы полугодовых колебаний температуры разности фаз температуры и гелиогеофизических характеристик $\Delta\varphi_1 = \varphi_t - \varphi_W$, $\Delta\varphi_2 = \varphi_t - \varphi_A$ для от-

дельных лет рассматриваемого периода. При сопоставлении величин φ_t и $\Delta\varphi_1$ можно видеть определенную связь между ними, а именно, чем меньше величина $\Delta\varphi_1$, тем меньше φ_t , т. е. чем ближе время наступления максимумов полугодовых колебаний температуры и чисел Вольфа, тем раньше наступает максимум температуры, т. е. возможно, что в основные сезоны условия для связей колебаний температуры и уровня солнечной активности более благоприятны. Аналогичная связь обнаружена с колебаниями A_h , но выражена несколько слабее, что возможно, обусловлено чрезвычайно большой изменчивостью магнитного поля в этом районе.

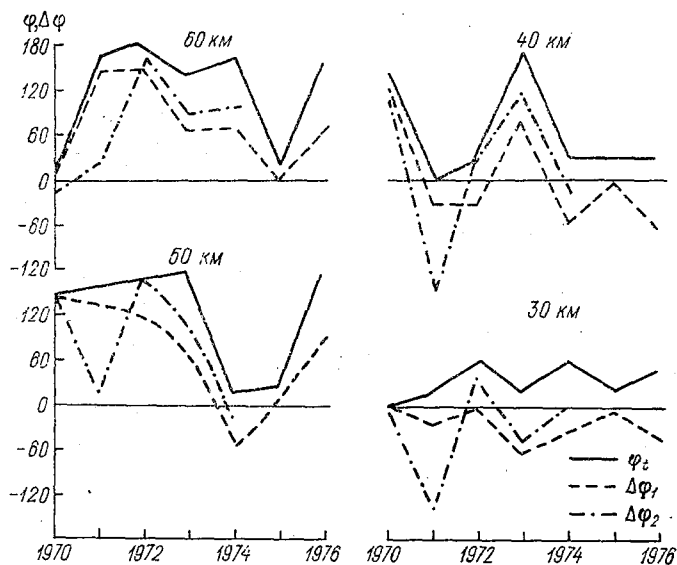


Рис. 1. Фазы температуры φ_t и разность фаз температуры и гелиогеофизических характеристик $\Delta\varphi_1 = (\varphi_t - \varphi_W)$, $\Delta\varphi_2 = (\varphi_t - \varphi_A)$ за период с 1970 по 1976 г.

Как показывают полученные результаты, в зимние сезоны более вероятно существование некоторых процессов в стратосфере высоких широт, контролируемых изменением уровня солнечной или геомагнитной активности. В связи с этим для зимнего сезона нами было проведено сопоставление межгодовых изменений средних месячных значений кинетической энергии зонального движения на единицу массы на уровне 30 км, чисел Вольфа и индекса A_h . Рассматривались средние январские значения за 12-летний период 1965—1976 гг. С помощью гармонического анализа были выявлены первые две гармоники с периодом в 12 и 6 лет соответственно. Результаты расчетов представлены на рис. 2. Из

рис. 2 можно видеть, что 12-летняя гармоника кинетической энергии находится в фазе с соответствующей кривой, характеризующей числа Вольфа, и почти в противофазе с ходом A_h . Максимум кинетической энергии приходится примерно на те же годы, что и максимум солнечной активности; изменения зональной кинетической энергии с периодом 6 лет находятся в фазе с A_h и в противофазе с W , что связано с упомянутыми выше особенностями географического положения о. Хейса. Как видно из рис. 2, амплитуды 12-летнего колебания намного превосходят амплитуду 6-летнего. Таким образом, возможно, существуют колебания энергетических характеристик в отдельных районах зимней стратосферы высоких широт, связанных с изменением уровня солнечной и геомагнитной активности.

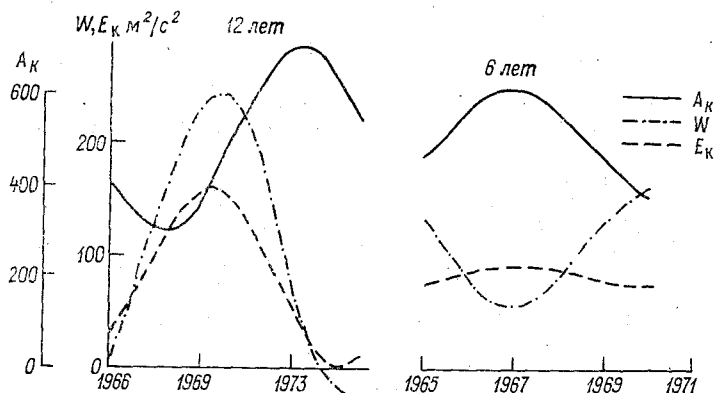


Рис. 2. 12 и 6-летние гармоника разложений межгодовых изменений кинетической энергии, индексов солнечной и геомагнитной активности за январь 1965—1976 гг.

Анализ полугодовых колебаний метеорологических и гелио-геомагнитных характеристик позволяет сделать следующие выводы.

1. Существует значительная межгодовая изменчивость фаз полугодовых колебаний метеоэлементов в рассматриваемой области стратосферы, их максимумы могут приходиться как на основные, так и на переходные сезоны.

2. Время наступления максимумов полугодовых колебаний температуры и ветра находится в соответствии с разностями фаз полугодовых колебаний указанных метеоэлементов и солнечной активности.

3. Чем меньше разность фаз, тем ближе к началу основного сезона сдвинуто время наступления максимума.

4. Полугодовые колебания метеорологических элементов в стратосфере высоких широт, по всей вероятности, могут гене-

рироваться разными механизмами, среди которых есть механизмы, связанные с изменениями уровня солнечной и геомагнитной активности. В разные годы роль этих механизмов в установлении полугодовых колебаний различна.

В заключение следует заметить, что полученный в настоящей статье вывод о возможности солнечного и геомагнитного контроля процессов в стратосфере не только в летний, но и в зимний сезон (что отражает специфику рассматриваемого района) может не подтвердиться в масштабе всего полушария. Особенно сильно географического положения о. Хейса является его близость к географическому и геомагнитному полюсам Земли; в период полярной ночи здесь особенно велика роль нерадиационных притоков тепла и количества движения, обусловленных аэрологическими процессами и динамическим взаимодействием с другими областями атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И. Полугодовые колебания атмосферного давления. — Труды ГГО, 1976, вып. 378, с. 110—115.
2. Зушинская Т. М., Сазонов Б. М. Основные частоты геофизических процессов. — Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 37—46.
3. Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 203 с.
4. Космические данные. — М.: Наука, 1965—1976.
5. Михневич В. В., Кидиярова В. Г., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Особенности полей геомагнитных возмущений и геопотенциала стратосферы Северного полушария 1967—1969 гг. — Геомагнетизм и аэрология, 1975, том 15, № 6, с. 1066—1069.
6. Михневич В. В., Кидиярова В. Г., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Периодические составляющие геопотенциала и ветра в стратосфере и магнитная активность. — Труды Второго Всесоюзного совещания по исследованию динамических процессов верхней атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 100—106.
7. Тарасенко Д. А., Щерба И. А., Бритвина Р. А. Периодические колебания температуры и ветра в стратосфере и мезосфере. — Метеорология и гидрология, 1976, № 3, с. 25—30.
8. Бюллетени ракетного зондирования, 1965—1976 г. — ЦАО.
9. Angell G. K., Korshover G. Quasi-biennial, annual and semiannual zonal wind and temperature harmonic amplitudes and phases in the stratosphere and low mesosphere of the northern hemisphere. — J. Geoph. Res., 1970, vol. 75, p. 543—550.
10. Belmont A. D., Nastrom G. D., Mayr H. C. Significance of semiannual waves in the mesospheric zonal wind and evidence of influence by the geomagnetic field. — J. Geoph. Res., 1974, vol. 79, p. 5049—5054.
11. Groves G. V. Annual and semiannual zonal wind components and corresponding temperature and density variation. — Plan. Sp. Sci., 1972, vol. 20, p. 2099—2112.

Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева

МАКРОМАСШТАБНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КВАЗИДВУХЛЕТНЕГО ЦИКЛА В АТМОСФЕРЕ

Квазидвухлетняя цикличность (КДЦ) в земных процессах была обнаружена в конце прошлого столетия. Лесгафт нашел ее в изменениях температуры Гольфстрима и давления в европейско-атлантическом секторе в зимние сезоны (1899 г.) [10].

Ландсберг нашел цикл длительностью в 2,1 года по наземным данным о температуре атмосферы и привел доказательства существования аналогичного цикла в наземном давлении и осадках (1962 г.) [33]. К настоящему времени получены убедительные доказательства существования КДЦ в изменениях общего содержания озона и его концентрации в стратосфере (Анджел и Коршовер [30], Лондон [36]).

Интенсивное изучение КДЦ началось после того, как он был обнаружен в экваториальной стратосфере, — Ридом для зонального ветра (1960 г.), Верьярдом и Эбдоном для температуры (1961 г.) [40].

По данным о зональном ветре для Кантона за период 1955—1962 гг. длительность цикла изменяется от 21 до 30 мес. Спектральный анализ показал, что основной период равен 26 мес. При этом длинные и короткие периоды чередуются таким образом, что двойной цикл составляет примерно 52 мес. [19]. Максимальные скорости восточных ветров больше, чем западных. Квазидвухлетние колебания лучше выражены в южном полушарии [38]. В северном полушарии процесс 26-месячных колебаний значительно сложнее.

В настоящее время существует много гипотез о происхождении квазидвухлетнего цикла в процессах общей циркуляции атмосферы. Одной из наиболее распространенных является гипотеза о возбуждении квазидвухлетних колебаний под действием внеатмосферных источников, в частности солнечной активности.

После суточного и годового циклов квазидвухлетний цикл является одним из наиболее четко выраженных, поэтому его исследованию и посвящено много работ.

В последние годы изучение КДЦ приобрело практическую значимость в связи с возможностью его использования при сверх-долгосрочном прогнозе состояния атмосферы.

В работах В. А. Бугаева [3, 4], А. Л. Каца [6—9], Х. П. Погосяна [13], А. А. Павловской [11, 12], А. И. Угрюмова [22] и др. можно найти многочисленные доказательства проявления квазидвухлетней цикличности в циркуляционных процессах средних широт стратосферы и тропосферы.

В этих работах показана связь между КДЦ в экваториальной стратосфере с положением струйных течений в средних широтах и с интенсивностью зональной циркуляции.

В ГГО также проводились исследования КДЦ и, в частности, глобальной пространственно-временной структуры КДЦ в наземных полях среднего месячного давления и температуры воздуха [16, 17, 25—27]. Была высказана гипотеза о причинах квазидвухлетних колебаний в полях метеозадающих элементов: в атмосферной тепловой машине КДЦ возникает как автоколебательный процесс, основную роль в котором играют широтные контрасты [28]. На это основное колебание накладывается муссонная деятельность.

Амплитуды в пучностях термобарических сейш КДЦ весьма большие. Так, в поле давления наибольшие значения амплитуд в январях за период 1891—1960 г. изменяются от ± 27 до ± 58 мбар, в поле температуры — от ± 11 до $\pm 40^\circ\text{C}$. В среднем отношение амплитуд давления и температуры составляет 1,65. Чрезвычайно интересно, что аналогичное значение было получено теоретически В. В. Шулейкиным для муссонных термобарических сейш [24].

Несмотря на сложность вопроса о причинах КДЦ в атмосфере, мы все-таки попытались составить некоторую предварительную схему развития этого процесса. При этом мы опирались на результаты, полученные другими авторами и нами.

На наш взгляд, наиболее вероятным представляется предположение о том, что основной источник КДЦ нужно искать в тропосферных процессах и их взаимодействии с океаном. «Тропосферная» гипотеза высказана в работах Погосяна [14], Ландсберга [34] и др. Эту гипотезу подтверждает полученный нами вывод об убывании с высотой относительной пространственной амплитуды КДЦ для геопотенциала, т. е. отношения максимальной пространственной амплитуды КДЦ к максимальной средней квадратической изменчивости на каждом уровне [17]. Такое отношение должно быть более надежной количественной характеристикой эффективности КДЦ, чем ее абсолютная амплитуда. (В связи с этим следует заметить, что некоторые авторы принимают за наиболее веский довод в пользу предположения о внешнем источнике КДЦ вывод об увеличении с высотой ее абсолютной амплитуды.)

Пехала связывает происхождение КДЦ с межполушарными компенсационными процессами в субтропических поясах высоко-

го давления [38]. Рейтер нашел КДЦ в пассатах Атлантического океана [41].

Посредством динамических процессов, в частности, посредством компенсационного механизма, действующего в областях квазистационарных барических образований, где КДЦ хорошо выражена [29], она из тропосферы передается в стратосферу и наиболее четко проявляется в экваториальной стратосфере. Причиной этого может быть различие динамических характеристик экваториальной и внетропической стратосферы: здесь малы сила Кориолиса и барические градиенты, на высоте 25—26 км (где наблюдается максимум амплитуды КДЦ зонального ветра) коэффициент турбулентной вязкости достигает минимальных значений. Кроме того, КДЦ во внетропической стратосфере отчасти может маскироваться динамическими процессами, более интенсивными, чем в экваториальной зоне.

Высказанные соображения могут объяснить, почему в стратосфере наблюдается характерная для тропосферы преимущественно зональная структура КДЦ [12, 25, 26], а также почему 26-месячные колебания в южном полушарии, имеющем более однородную подстилающую поверхность, выражены лучше, чем в северном [16].

Весьма существенным для выяснения причинно-следственных связей является вопрос об участии озона в КДЦ. Одна из особенностей КДЦ в экваториальной стратосфере состоит в том, что западная фаза связана с повышением температуры, а восточная — с понижением [1, 7, 19, 37, 39]. В низких широтах общее содержание озона и его концентрация в стратосфере ниже 30 км изменяются в фазе с температурой экваториальной стратосферы, т. е. западной фазе соответствует повышенное содержание озона, а восточной — пониженное. В умеренных и полярных широтах общее содержание озона и его концентрация на стратосферных уровнях изменяется в противофазе с температурой экваториальной стратосферы.

Рид, задав по эмпирическим данным амплитуду и фазу КДЦ для зонального ветра, рассчитал с помощью гидродинамической модели две другие составляющие ветра, температуру и отношение смеси озона [19]. Полученные амплитуды для температуры (2°С на уровне 20 мбар), фазы для озона и температуры близки к фактическим, сдвиг фазы относительно зонального ветра не превышает четверти периода. Фазы температуры и вертикальной скорости противоположны.

Результаты Рида позволяют сделать некоторые предварительные выводы о характере участия озона в КДЦ температуры стратосферы.

Обнаруженные квазидвухлетние колебания атмосферного озона, солнечной ультрафиолетовой радиации [31] и чисел Вольфа [20] позволяют предположить, что солнечная активность может быть причиной КДЦ озона. Но возможные изменения ультрафиолетовой радиации (примерно на 10 %), как показали рас-

четы Линдзена, могут обеспечить в экваториальной стратосфере колебания температуры на порядок меньше фактических. Этот результат ставит под сомнение гипотезу о солнечнообусловленном происхождении в экваториальной стратосфере КДЦ температуры и зонального ветра. Второй причиной, вызывающей наблюдаемую КДЦ озона в стратосфере, может быть различный характер циркуляционной связи между экваториальными и субтропическими широтами на разных фазах КДЦ. По теоретической схеме Рида при западной фазе в экваториальной зоне в слое максимальных амплитуд КДЦ происходит конвергенция меридиональных течений, что должно сопровождаться увеличением содержания озона в низких широтах и его уменьшением в более высоких широтах. При восточной фазе дивергенция меридиональных течений приводит к противоположному эффекту.

Вызванные циркуляционными факторами изменения содержания озона в стратосфере также могут быть причиной изменения ее температуры. Но расчеты Рида показали, что изменения отношения смеси озона в области его максимального содержания — в слое 50—20 мбар составляют в экваториальных широтах 2—9 %. Это может вызвать изменение температуры данного слоя, по-видимому, не более, чем на десятые доли градуса. Поэтому основной причиной КДЦ температуры экваториальной стратосферы следует считать динамические факторы: опускание воздуха при западной фазе и поднятие при восточной фазе, следующие также из схемы Рида.

Таким образом, КДЦ озона независимо от того, чем она вызывается, вряд ли можно считать причиной КДЦ температуры и ветра в стратосфере. Скорее наоборот, КДЦ озона есть в основном следствие квазидвухлетних изменений стратосферной циркуляции.

Имеются и другие гипотезы, предполагающие возникновение КДЦ непосредственно в экваториальной стратосфере. Согласно одной из них, причиной КДЦ в нижней части стратосферы является шестимесячная цикличность зонального ветра в ее верхней части [8], согласно другой — годовой период колебаний в результате параметрического резонанса может удваиваться [15]. Но известно, что период КДЦ не является кратным 12 мес. Кроме того, очень трудно обосновать количественный механизм передачи КДЦ из стратосферы в тропосферу.

Продолжим нашу схему. Квазидвухлетние колебания, генерируемые тропосферой в стратосфере, наблюдаются как в низких, так и в более высоких широтах. Теоретически возможны два пути воздействия автоколебательных процессов тропосферы на вне-тропическую стратосферу — непосредственно и через экваториальную стратосферу. Связь между КДЦ экваториальных и внетропических широт в последние годы достаточно широко исследована [7, 12, 14, 21, 22 и др.]. Показано, что различным фазам зонального ветра в экваториальной стратосфере соответствует

разная повторяемость меридиональных процессов в средних и высоких широтах.

Далее можно предположить, что на эти динамические процессы во внетропических широтах могут накладываться эффекты квазидвухлетних колебаний корпускулярной солнечной радиации, указания на которые мы получали, например, из анализа межгодовых разностей геопотенциала на стратосферных уровнях [17]. Но, по-видимому, геомагнитная активность может влиять не только на незональную циркуляцию. В фазе с ней изменяются также интенсивность зональной циркуляции и степень связности динамических процессов в тропосфере и стратосфере (см. статью Л. Р. Ракиповой, Н. И. Яковлевой, Н. И. Воробьевой «Взаимосвязь между барическими полями тропо- и стратосферы на фоне колебаний геомагнитной возмущенности» в наст. сб.).

КДЦ внеземных явлений может служить дополнительным импульсом, обеспечивающим механизм квазидвухлетней циклической взаимосвязи экваториальной и внетропической областей стратосферы.

КДЦ в геомагнитном поле обнаружена Ю. Д. Калининым [5]. Беме высказал соображения, согласно которым 26-месячные вариации передаются от Солнца к Земле посредством низкоэнергетичных корпускул, вызывающих геомагнитные бури (данные 1875—1970 гг.). Показано, что вклад спектральной функции с периодом 24—26 мес в нормированную корреляционную функцию для K_p в 2—3 раза больше, чем для чисел Вольфа [27].

Таким же дополнительным импульсом, обеспечивающим связь между КДЦ экваториальной и внетропической стратосферы, могут быть явления, связанные с КДЦ ультрафиолетовой радиации. Нарушение режима этих двух дополнительных импульсов в годы минимума 11-летнего цикла солнечной активности может быть причиной нарушения КДЦ в стратосферной циркуляции умеренных широт (например, в 1963 г.).

Промежуточным звеном в связи стратосферных потеплений с КДЦ экваториальной стратосферы может быть алеутский антициклон, особая роль которого в выносе тепла на север хорошо известна.

Весьма существенным аргументом в пользу возможности такой связи можно считать совпадение зональных перемещений алеутского антициклона [18] и потеплений [16] с направлением зонального ветра в экваториальной стратосфере.

Таким образом, по-видимому, замыкается цепь взаимосвязей между КДЦ зонального ветра в экваториальной стратосфере и стратосферными потеплениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельский О. Н., Веселов Е. П. Эволюция квазидвухлетнего цикла в западной части Тихого океана в период с декабря 1974 г. по март 1975 г. — Труды ДВНИГМИ, 1977, вып. 61, с. 101—112.

2. Беме В. 26-месячные колебания общей циркуляции земной атмосферы и их причины. — Труды симпозиума по солнечно-корпускулярным эффектам в тропосфере и стратосфере. — Л.: Гидрометеониздат, 1973, с. 22—26.
3. Бугаев В. А., Кац А. Л., Пономаренко С. И. Квазидвухлетняя цикличность и погода в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах в мае — сентябре 1971 г. — Труды ГМЦ СССР, 1973, вып. 116, с. 115—130.
4. Бугаев В. А., Кац А. Л., Угрюмов А. И. Двухлетняя цикличность в атмосферной циркуляции. — В кн.: Проблемы общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1972, с. 68—78.
5. Калинин Ю. Д. О некоторых вопросах изучения вековых вариаций земного магнетизма. — Труды ИЗМИРАН, 1952, вып. 8(18), с. 5—11.
6. Кац А. Л. Квазидвухлетняя цикличность и макромасштабные взаимодействия океан — атмосфера. — Метеорология и гидрология, 1971, № 7, с. 3—9.
7. Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. 203 с.
8. Кац А. Л. Цикличность в экваториальной стратосфере и мезосфере и сезонные преобразования глобальной циркуляции. — Метеорология и гидрология, 1966, № 7, с. 13—21.
9. Кац А. Л. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1964, № 6, с. 3—10.
10. Лесгафт Э. Влияние Гольфстрима на общий ход атмосферной циркуляции в Европе в зимнее время. — Изв. Императ. русского географ. общества, 1899, т. XXXV, с. 32—97.
11. Павловская А. А. Квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и аномалии глобальных атмосферных процессов. — Труды ААНИИ (Сб. докладов Всесоюз. совещания, май 1974). — Л.: Гидрометеониздат, 1978, с. 35—47.
12. Павловская А. А. Структура глобальных полей геопотенциала в связи с квазидвухлетней цикличностью в экваториальной стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1973, № 7, с. 24—35.
13. Погосян Х. П. О квазидвухлетней цикличности ветра в экваториальной стратосфере в связи с циркуляцией атмосферы во внетропических широтах Земли. — Труды ААНИИ (Сб. докладов на Всесоюзном совещании, май 1974). — Л.: Гидрометеониздат, 1978, с. 28—34.
14. Погосян Х. П. О некоторых особенностях цикличности ветра в экваториальной стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1973, № 9, с. 14—26.
15. Пурганский В. С. О движении атмосферы в приэкваториальных широтах. — Метеорология и гидрология, 1965, № 11, с. 3—13.
16. Ракипова Л. Р., Ефимова Л. К. Динамика верхних слоев атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. 255 с.
17. Ракипова Л. Р., Яковлева Н. И. О некоторых статистических характеристиках двухлетнего цикла в барическом поле атмосферы. — Труды ГГО, 1975, вып. 330, с. 46—53.
18. Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1973. 317 с.
19. Рид Р. Дж. Структура и динамика 26-месячных колебаний. — В кн.: Динамика крупномасштабных атмосферных процессов. Труды Международного симпозиума. Москва, 23—30 июня 1965 г. М.: Наука, 1967, с. 393—402.
20. Слепцов-Шевлевич Б. А. Короткие возмущения солнечной активности и возможные причины неоднозначности их связи с колебаниями геомагнитной активности. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1963, вып. 14, с. 41—46.
21. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность и характер весны в 1970 и 1971 гг. — Метеорология и гидрология, 1971, № 7, с. 80.
22. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 77, с. 81.
23. Угрюмов А. И. Двухлетняя цикличность в тропосфере умеренных широт северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1968, № 12, с. 24—32.

24. Шудейкин В. В. Физика моря. — М.: Наука, 1968. 1084 с.
25. Яковлева Н. И. Пространственно-временной анализ квазидвухлетнего цикла над северным полушарием. — В кн.: Сборник II Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 45—50.
26. Яковлева Н. И. О квазидвухлетнем цикле в колебаниях давления и температуры воздуха над северным полушарием. — Труды ГГО, 1976, вып. 380, с. 63—68.
27. Яковлева Н. И. Некоторые вопросы проявления квазидвухлетнего цикла в показателях солнечной активности и в метеорологических данных. — Труды ГГО, 1975, вып. 355, с. 94—103.
28. Яковлева Н. И. Эмпирические исследования автоколебательных процессов глобального масштаба в гидросфере и атмосфере Земли. — Труды ААНИИ, 1974, вып. 43—44, с. 37—48.
29. Angell J. K., Korshover J., Cotten G. F. Quasi-biennial variations in the Centers of action. — Month. Weath. Rev., 1969, vol. 97, p. 867—872.
30. Angell J. K. and Korshover J. Quasi-biennial and longterm fluctuations in total ozone. — Month. Weath. Rev., 1973, vol. 101, N 5, p. 426—443.
31. Heath D. F. Space observation of the variability of solar irradiance in the near and far ultraviolet. — J. Geoph. Res., 1973, vol. 78, N 16, p. 2779—2791.
32. Holton I. R., Lindzen R. S. An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. — J. Atm. Sci., 1972, vol. 29, N 49, p. 1076—1080.
33. Landsberg H. E., Mitchell J. K. Surface signs of the biennial atm. pulse. — Month. Weath. Rev., 1963, vol. 91, N 12, p. 184—194.
34. Landsberg H. E. Biennial Pulse in the Atmosphäre. — Beitrage für Physik der Atmosphäre, 1962, vol. 35, N 314, s. 184—194.
35. Lindzen R. S. and Holton J. R. A theory of the quasibiennial oscillation. — J. Atm. Sci., 1968, vol. 25, N 6, p. 1095—1107.
36. London I., Dütsch H. V. Variations including possible solar cycle variations of stratospheric ozone over Central Switzerland. — Proc. Joint. Symp. Atmosph. ozone. Berlin, 1977, vol. 1, p. 289—302.
37. Palmer C. E. The general circulation between 200 mb u 10 mb over the Equatorial Pacific. — Weather, 1954, vol. 9, N 11, s. 15—18.
38. Pechala F. The theory of quasibiennial cycle in the atmosphere. — Stydia. Geophysica et geodaetica, 1979, N 1, p. 68—73.
39. Reed R. J. Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere. — Month. Weath. Rev., 1962, vol. 90, N 6, p. 211—215.
40. Reed R. J. The present status of the 26-month oscillation. — B. A. M. S., 1965, vol. 46, N 7, p. 374—387.
41. Reiter E. R. Trade-wind variability, southerly oscilbation and quasi-biennial oscillation. — Arch. Met. Geoph. Biol., 1979, S. A. vol. 28, N 2—3, p. 113—126.

К. А. Каримов, Р. Н. Вендрова, Л. Р. Ракипова

ДИНАМИКА ОЗОНОСФЕРЫ СРЕДНИХ ШИРОТ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Исследованию атмосферного озона — его распределения по полушарию и связей с солнечной радиацией — посвящено большое количество работ. Наиболее полные данные по пространственно-временному распределению озона приведены в обзорах Хргиана А. Х. [7, 8].

Наблюдения обнаруживают значительные сезонные и широтные колебания общего содержания озона. Основным источником образования озона расположен в тропической зоне на высотах 30—50 км, а максимум концентрации озона в приполярных районах — на высотах 16—18 км. Следовательно, озон переносится меридиональными потоками из тропической зоны к полюсу. Содержание озона очень чувствительно к вертикальным перемещениям. Восходящие потоки переносят озон в верхние слои стратосферы, где он быстро разрушается ультрафиолетовой радиацией Солнца, а нисходящие движения воздуха накапливают озон в нижней стратосфере. Расчеты показывают, что увеличение вертикальной скорости на 10 % приводит к изменению количества озона в 3 раза [1].

Весенние перестройки термобарического и циркуляционного полей стратосферы происходят в период максимального, а осенняя перестройка — в период минимального содержания озона.

Исследования корреляционных связей озона с метеорологическими элементами в тропосфере, характеристиками синоптических процессов, вертикальным движением воздуха приведены в работах [1, 3, 6, 9].

Из краткого анализа выполненных исследований можно заключить, что связь озона с основными термобарическими характеристиками тропосферного слоя неоднородна. Необходимость анализа подобной связи озона и с динамическими характеристиками стратосферного слоя, в котором образуется и переносится озон, не вызывает сомнений.

Наиболее перспективным является поиск связей озона с меридиональной циркуляцией, вертикальными движениями и типом макроциркуляционных систем на стратосферных уровнях.

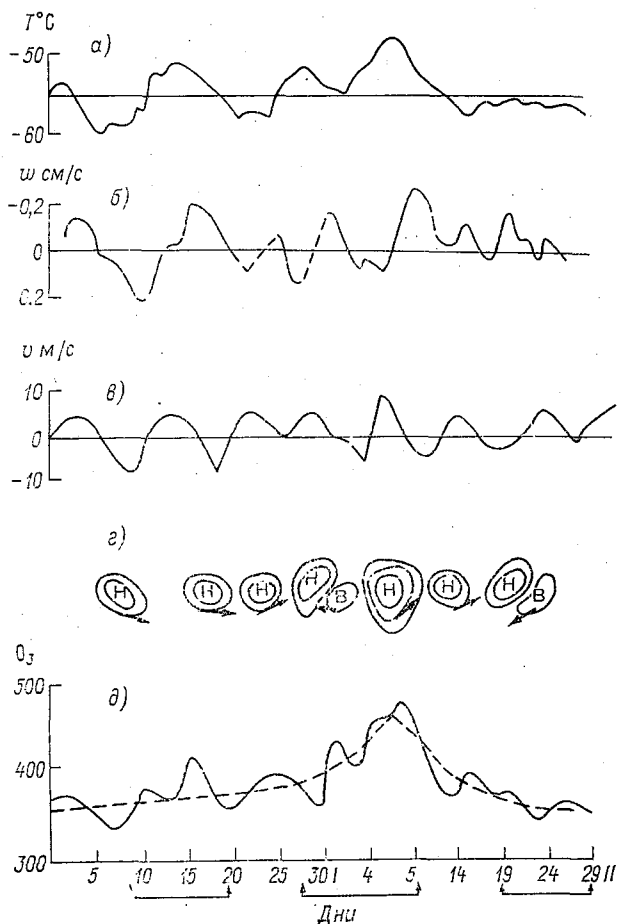
Рассматривая корреляцию озона с тропосферными процессами, большинство авторов исходит из предположения, что на стратосферную область в большой мере воздействуют движения тропосферы, где плотность кинетической энергии макротурбулентности в 15—20 раз больше, чем в нижней стратосфере. Практически, основные случаи формирования в тропосфере планетарных волн и волн синоптического масштаба дают двумерные квазигоризонтальные волны, для которых вертикальная скорость $w=0$. Основной перенос энергии из тропосферы в стратосферу происходит в периоды максимальной неустойчивости атмосферы, характеризующиеся наиболее интенсивным преобразованием потенциальной энергии в кинетическую. В этот период в тропосфере формируются внутренние гравитационные волны, для которых $w \neq 0$.

Анализ корреляционных связей между временными вариациями озона и термобарическими процессами в стратосфере проводился для зимнего периода 1978 г. на средних широтах Азии по измерениям на станциях Алма-Ата и Фрунзе. В стратосфере в январе—феврале были отмечены два характерных потепления. Первое—с 8 по 20 января протекало в мезо- и стратосфере с перестройкой только температурного поля; при этом в максимуме потепления в стратосфере отклонение температуры от среднего месячного значения достигало 8°C . Второе потепление развивалось с 28 января по 10 февраля и было связано с перестройкой температурного, барического и циркуляционного полей [5].

Поскольку процессы потепления характеризуются синоптическими масштабами, то для анализируемых нами характеристик имело смысл провести осреднение за сутки. Случайные флуктуации мезометеорологических шумов отфильтровывались путем трехточечного скользящего сглаживания.

На рисунке приведены отфильтрованные временные вариации приведенной толщины озона по шкале Добсона, отражающие его средние суточные колебания.

Среднее месячное общее содержание озона в январе и феврале составляло 360 и 380 Д; отклонения от средней месячной нормы в январе достигали 7—9 %. Периоды значимых вариаций озона составляли 5, 7, 9, 14 дней, что согласуется с основными синоптическими периодами флуктуаций метеорологических полей на тропосферных и стратосферных уровнях. Основное возрастание содержания озона приходится на начало февраля (вторая волна стратосферного потепления), когда максимальные изменения озона достигли 25 %. Поскольку максимум концентрации озона расположен вблизи высот 22—30 км, то основные временные характеристики атмосферы были взяты на этих высотах. Так, на рисунке приведены межсуточные вариации сглаженной температуры, отнесенной к высоте 25 км. Среднемесячная температура по многолетним данным составляет -55°C . Максимальное изменение температуры в первой волне (с 10-го по 20-е января) достигало 6 %, а во второй (с 28 января по 10 февраля) — 13 %.



Временные вариации основных метеопараметров в слое 25—30 км за январь—февраль 1978 г.

a — температура; *б* — вертикальная скорость; *в* — меридиональная скорость; *г* — схема циркуляционных систем в среднеазиатском регионе (стрелкой указано направление ветра над ст. Алма-Ата); *д* — общее содержание озона (на горизонтальной оси стрелками указаны периоды потеплений).

Зная вариации температуры на двух уровнях ($h_1=25$ км, $h_2=30$ км), можно вычислить ее градиенты $\gamma = -dT/dz$, а также временные изменения dT/dt , отнесенные к среднему уровню рассматриваемого слоя. Для анализа медленных квазистационарных процессов, изменяющихся с синоптическими периодами и протекающих в локальных областях, применимо уравнение притока тепла в упрощенном виде

$$\frac{dT}{dt} = -w_0(\gamma_a - \gamma),$$

из которого можно вычислить вертикальные скорости для адиабатических процессов

$$w_0(t) = - \frac{dT/dt}{\gamma_a - \gamma}.$$

При наличии в атмосфере источника тепла Q для более строгого вычисления вертикальных скоростей можно использовать выражение

$$w = \frac{-\partial T/\partial t + \left(\frac{\partial p}{\partial t} + Q \right) / c_p}{\gamma_a - \gamma}.$$

На рисунке представлены также временные вариации сглаженных средних суточных значений вертикальных скоростей w , отнесенных к слою 25—30 км. Значения w изменились от $-0,25$ до $0,35$ см/с; наиболее вероятные значения w составляли $0,12$ — $0,17$ см/с. Периоду увеличения общего содержания озона на 25 % соответствовало возрастание вертикальных скоростей в 2 раза, что несколько меньше оценок, приведенных в работе [1].

Рассмотрим временные вариации меридиональной компоненты скорости ветра v на уровне 25 км, показанные на рисунке. Хотя вариации меридиональной скорости незначительны ($v < 10$ м/с), видна положительная связь между южным ветром $v_{\text{ю}}$ и возрастанием количества озона; уменьшение содержания озона приходится на северный ветер $v_{\text{с}}$. Экстремумы v опережают экстремумы вариаций озона в среднем на 1—1,5 суток. Этот факт подтверждает выводы об ответственности меридиональной циркуляции за временные вариации озона [7, 8].

Рассмотрим схематическое расположение циркуляционных систем над среднеазиатским регионом (см. рисунок). В период с 1 по 25 января вся стратосфера высоких и умеренных широт была охвачена единым циркумполярным вихрем, простиравшимся от 25 до 50 км. В период с 10 по 20 января отмечалось мезостратосферное потепление, протекавшее без перестройки барического поля.

Смена меридиональной циркуляции с южной на северную в этот период была обусловлена миграцией центра циклонического вихря относительно полюса и его конфигурацией.

Вторую волну потепления можно разбить на два периода. Первый — с 28 января по 4 февраля был связан с выходом на средние широты тихоокеанского антициклона, обусловившего перестройку температурного и барического полей. Северо-восточная циркуляция в этот период привела к выносу озона из низких широт в высокие.

В последующий период (с 4 по 10 февраля) тихоокеанский антициклон сместился в низкие широты, а в циклоническом вихре образовалась глубокая ложбина, теплый сектор которой про-

ходил над Киргизией и юго-востоком Казахстана. Циркуляция над Киргизией характеризовалась существенным выносом воздушных масс из южных широт (примерно с 20° с. ш.). В последующую неделю вновь установился устойчивый зональный поток. В конце февраля отмечалась третья волна потепления, связанная с выходом в умеренные широты тихоокеанского максимума. Это преобразование не привело к заметному увеличению количества озона.

Отсюда можно сделать вывод, что только усиление меридиональной циркуляции, направленной из субтропических широт в средние, может привести к резкому возрастанию концентрации озона в средних широтах.

Изменения температуры обусловлены либо динамическими факторами, либо адвекцией. Так, при известном меридиональном градиенте температуры $\partial T/\partial y = 5 \cdot 10^{-3}$ К/км [3] в случае переноса тепла с 30 на 40° с. ш. возрастание температуры на 40° с. ш. $\delta T = \Delta \varphi \partial T/\partial y = 5,5$ К. Повышение температуры в период с 4 по 10 февраля составляло 6 К (см. рисунок).

С другой стороны, при меридиональной скорости $v = 10$ м/с время t , за которое озон переносится с 30 на 40° с. ш., составляет 30 ч:

$$t \simeq \Delta \varphi / v (\text{NS}) \simeq 30.$$

Фактические временные сдвиги между экстремумами v и содержанием озона составляют 24—36 ч, они соизмеримы с временем жизни озона в слое 25—35 км. Южный ветер ($v_{\text{ю}} = 10$ м/с) из субтропических широт обуславливает вынос в средние широты не только озона, но и тепла, приводящего за 1—1,5 сут к росту температуры на 5,5 К, что по порядку величины согласуется с ее фактическим изменением.

Таким образом, ответственными за вариации содержания озона в стратосфере являются изменения интенсивности как вертикальных, так и меридиональных движений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулла У. Х. Изменение атмосферного озона и общая циркуляция атмосферы летом над Средним Востоком. — Метеорология и гидрология, 1966, № 12, с. 33—39.
2. Бекарюков В. И. Связь общего содержания озона с крупномасштабными стратосферными барическими образованиями. — Труды ЦАО, 1976, вып. 123, с. 60—65.
3. Бойченко П. Ф. О некоторых связях вертикального распределения атмосферного озона с термодинамическими параметрами атмосферы. — Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1977, вып. 13, № 7, с. 711—718.
4. Каримов К. А. Взаимосвязь динамических процессов нижней термосферы с процессами в тропо- и стратосфере. — Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 12.
5. Каримов К. А., Ракипова Л. Р., Гайнутдинова Р. Д. Влияние зимних стратосферных потеплений на тропосферные процессы средних широт. — Труды ГГО, 1980, вып. 443.

6. Ракипова Л. Р. Влияние вертикальных движений на концентрацию озона. — Труды ГГО, 1978, вып. 407, с. 14—19.

7. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона. — Л.: Гидрометеониздат, 1973.

8. Хргиан А. Х. О строении верхней атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1977, № 11.

9. Prinn. Photochemistry and dynamics of the ozone layer. — Ann. rev. of earth and planetary sci. 1978, N 6, p. 43—74.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА МЕТОДОМ МАКСИМАЛЬНОЙ ЭНТРОПИИ

В данной работе предпринята попытка анализа рядов наблюдений градиента потенциала электрического поля атмосферы с целью выделения периодических составляющих, относящихся, в частности, к 11-летней цикличности солнечных пятен, а также к 27-дневной повторяемости прохождения группы пятен через центральный меридиан Солнца. Оценка спектральной плотности мощности рядов электрического поля производится с использованием метода максимальной энтропии (ММЭ), позволяющего получать высокую степень разрешения спектральных пиков при использовании коротких выборок данных.

В литературе имеются работы, посвященные исследованию характера связи между циклическими процессами на Солнце и изменениями электрического поля в атмосфере. Впервые предположил наличие такой связи Бауэр [9], который провел прямое сопоставление относительного изменения осредненной по 9 европейским станциям величины электрического поля с числом солнечных пятен за 20-летний период наблюдений (1902—1922 гг.). Как оказалось, величина поля была выше среднего уровня в годы максимума солнечной активности и ниже — в годы минимума. Дни с грозами были исключены из рассмотрения. Аналогично, амплитуды суточной и годовой вариаций были выше в годы максимума и ниже — в годы минимума. Аллик и Леушин [1] для Павловска (период наблюдений 1916—1935 гг.), Чернявский [5] для Ташкента, Зыкова [2] для Южно-Сахалинска сопоставили кривые многолетнего хода градиента потенциала с кривой хода солнечных пятен и установили, что на отдельных участках ход кривых подобен. Парамонов [3], анализируя данные электрического поля по 9 станциям за 1957—1967 гг., получил достаточно высокие коэффициенты корреляции с числами Вольфа при рассмотрении только дней с «хорошей» погодой. Напротив, включение в анализ всех дней привело к изменению значений коэффициентов.

В этой связи представляет интерес проведение спектрального анализа данных электрического поля, однако традиционные оцен-

ки спектральной плотности не дают удовлетворительного результата при рассмотрении короткой длины ряда.

Изменения электрического поля в связи с прохождением группы пятен через центральный солнечный меридиан впервые отмечал в работе [12] Купер. Кроме того, он установил тенденцию к повторению изменений через 27 дней. Филиппов и др. [6] провели спектральный анализ суточных данных электрического поля для трех станций за период 1964—1966 гг. Оценки для теплого и холодного сезонов показали, что спектральный пик, соответствующий 27-дневному периоду, присутствует в 5 из 15 построенных спектров.

При анализе данных электрического поля важно выделять тренды, связанные с годовым и сезонным ходом. Однако эта задача достаточно сложная. Уменьшить влияние трендов помогает укорачивание длины анализируемых рядов, а построение спектров для каждого последующего интервала позволяет исследовать положение спектральных пиков и их устойчивость на большом массиве данных. Наиболее подходящим для этой цели представляется использование метода максимальной энтропии (ММЭ).

Впервые ММЭ был введен Бургом для оценки спектральной плотности мощности стационарных процессов [4]. Позднее ММЭ стал применяться для выделения периодических составляющих на фоне шумов [4, 14]. При этом для достаточно коротких выборок данных получается высокая степень разрешения спектральных пиков [11, 15], что дает преимущество по сравнению с обычным спектральным методом.

Основная трудность реализации спектрального метода связана с выбором функции окна, которая не зависит от анализируемых данных. В ММЭ вид функции окна не фиксирован и при оценке спектральной плотности мощности на некоторой частоте ее вид самокорректируется так, чтобы влияние мощности на других частотах минимизировалось.

Оценка спектра с помощью ММЭ основывается на идее экстраполяции известной автоковариационной функции за пределы максимального сдвига таким образом, чтобы энтропия соответствующей функции плотности вероятности процесса была максимальной при каждом шаге экстраполяции. Как известно, энтропия H непрерывного стационарного гауссовского процесса связана с его спектральной плотностью. В работе [14] было получено выражение для энтропии в случае дискретного стационарного гауссовского процесса

$$H = \frac{1}{2} \log \{ \det [C(M)] \}, \quad (1)$$

где $C(M)$ — полуположительно определенная матрица автоковариаций процесса, предполагающаяся известной:

$$C(M) = \begin{pmatrix} \Gamma_0 & \Gamma_1 & \dots & \Gamma_M \\ \Gamma_1 & \Gamma_0 & \dots & \Gamma_{M-1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Gamma_M & \Gamma_{M-1} & \dots & \Gamma_0 \end{pmatrix}. \quad (2)$$

Процесс экстраполяции $C(M)$ для получения $C(M+1)$, $C(M+2)$ и т. д. проводится таким образом, чтобы при каждом шаге задержки $M+1$, $M+2$, $M+3$, ... энтропия была максимальной. В силу свойств матрицы (2) единственный максимум относительно последующей экстраполяции Γ_{M+1} определяется по условию

$$\det[C(M)] = 0. \quad (3)$$

Аналогично определяются последующие значения Γ_{M+i} , $i=2, 3, \dots$ [15].

В работе [10] показано, что ММЭ равносильен подбору методом наименьших квадратов кривой авторегрессии к имеющемуся ряду данных. Спектр мощности с максимальной энтропией имеет следующий вид:

$$P(f) = \frac{P_{M+1}}{\Delta t \left| 1 + \sum_{k=1}^M a_{M,k} \exp(-i2\pi f k \Delta t) \right|^2}, \quad (4)$$

где $-f_N \leq f \leq f_N$ (f_N — частота Найквиста); параметры $a_{M,k}$ и P_{M+1} коэффициенты и средняя мощность на выходе фильтра предсказания ошибки. Значения автоковариации, мощность P_{M+1} и коэффициенты фильтра $a_{M,k}$ связаны матричным уравнением [15]

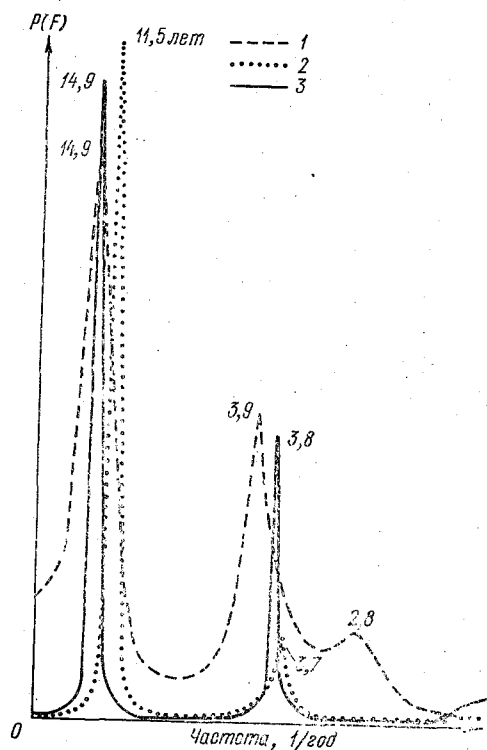
$$\begin{pmatrix} \Gamma_0 & \Gamma_1 & \dots & \Gamma_M \\ \Gamma_1 & \Gamma_0 & \dots & \Gamma_{M-1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Gamma_M & \Gamma_{M-1} & \dots & \Gamma_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 \\ a_{M,1} \\ \vdots \\ a_{M,M} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_{M+1} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{pmatrix}. \quad (5)$$

Обычно (5) решают итеративным методом повышая размер матрицы. Алгоритм вычисления коэффициентов $a_{M,k}$ и P_{M+1} имеется в работах [7, 15]. В данной работе воспользуемся алгоритмом Бурга [15], с помощью которого удастся быстро получить значения искоемых коэффициентов $a_{M,k}$ и P_{M+1} даже при относительно больших порядках авторегрессионной модели.

Перед тем как перейти к непосредственному обсуждению результатов оценок спектров рядов электрического поля, отметим что выбор порядка авторегрессионной модели зависит от длины анализируемого ряда. В работах [4, 11, 13] показано, что наиболее хороший спектр получается при порядке авторегрессии M , заключенном в пределах от $1/5$ до $1/2$ длины выборки данных.

Для определения периодических составляющих в электрическом поле была составлена программа вычисления спектральной плотности мощности по формуле (4), включающей в себя алгоритм определения коэффициентов авторегрессии при различных порядках M . Анализировались данные суточных значений электрического поля, полученные на станциях Ташкент, Душети, Высокая Дубрава, Воейково и Иркутск за 13-летний период (1964—1976 гг.). Были составлены две группы выборок для каждой стан-

ции. Первая группа состояла из центрированных относительно математического ожидания средних годовых значений поля, вторая группа включала в себя центрированные средние суточные значения за каждые три месяца для всех лет, т. е. определялись выборки по сезонам. Такое разбиение позволяет уменьшить влияние трендов, связанных со сменой сезонов и годовым ходом.



Графики спектральных оценок ММЭ рядов градиента потенциала за период наблюдений 1964—1976 гг.

1 — Душети, 2 — Ташкент, 3 — Воейково.

Оценка спектральной плотности выборок данных средних годовых значений электрического поля проводилась при различных порядках авторегрессии M : от 2 до 6 с шагом 1. Значения спектральной плотности вычислялись на ЭВМ БЭСМ-6 и выводились с помощью графопостроителя в виде готовых рисунков. Сравнение графиков спектров показывает, что наиболее хорошие спектры получаются при M , равном 5 или 6.

На рисунке показаны графики спектров для трех анализируемых рядов станций Душети, Ташкент и Воейково. По оси абсцисс отложена частота, а по оси ординат — спектральная плотность $P(f)$. (Следует отметить, что амплитуды спектральных пиков различны для всех станций.) Аналогичные спектры были построены для станций Высокая Дубрава и Иркутск. Периоды, соответствующие спектральным пикам для Ташкента, равны 11,5 и

3,7 года, для Душети — 14,9, 3,9 и 2,8 года, для Воейково — 14,9 и 3,8 года, для Высокой Дубравы 14,7 и 3,1 года и для Иркутска — 22,2, 4,1 и 2,5 года. Во всех спектрах (за исключением Иркутска) имеются 2 основных пика, при этом для самой южной станции Ташкент характерно наличие пика на 11,5 года, а для более северных станций — на 14,7 и 14,9 года. Если предположить, что пик на 11,5 года связан с циклом солнечной активности, то увеличение длины периода с ростом географической широты довольно трудно объяснить влиянием 11-летнего цикла сол-

нечной активности. Необходимо провести спектральный анализ более длинной выборки данных атмосферного электрического поля, охватывающей несколько 11-летних циклов. Это позволит получить более высокое разрешение спектральных пиков за счет увеличения порядка авторегрессионной модели и уменьшить смещение пика, если оно имеется. Следует отметить, что аналогичный пик с периодом, близким к 15 годам, был выделен при анализе длинного ряда температуры Англии в работе [8].

Пик на периоде 22,2 года, полученный для Иркутска, может быть интерпретирован как 22-летний солнечный цикл. Однако необходима дальнейшая детальная проверка такого вывода на более длинной выборке данных.

Анализ второй группы рядов средних суточных значений электрического поля по 4 сезонам для 13 лет показывает, что в спектрах присутствует ряд пиков с периодами в диапазоне 2—7, 8—14, 20—30 и более 40 дней. Число спектральных пиков для каждого сезона зависит от порядка M авторегрессионной модели. Диапазон изменений M задавался в пределах от 23 до 45 с шагом, равным 3. Большое количество спектральных пиков в диапазоне от 2 до 7, по всей видимости, связано с неустойчивым характером процессов, протекающих на этом временном масштабе, т. е. с изменением длины периода процессов. Метод максимальной энтропии оказывается чувствительным к изменению длины периода исследуемого процесса.

С целью проверки чувствительности метода к изменению частоты исследуемого процесса были проведены модельные вычисления спектров квазипериодического сигнала вида

$$x(k) = \begin{cases} 1, 0 \cos(2\pi k/T_1) & \text{при } k \leq mT_1, \\ 1, 0 \cos(2\pi k/T_2) & \text{при } k > mT_1, \end{cases} \quad (6)$$

$$k = \overline{1, 100}.$$

Периоды T_1 и T_2 были выбраны равными 10 и 8 соответственно. Для последовательных величин $m=1, 2, \dots, 10$ вычислялись спектральные плотности, согласно выражению (4), с переменным порядком авторегрессии от 30 до 50 с шагом 1. Во всех спектрах, кроме случая $m=10$, присутствовали два пика с периодами 10 и 8, при этом отношение амплитуд пиков изменялось в зависимости от числа m .

Результаты сравнения спектров для каждого месяца в сезоне и соответствующего сезона в целом показывают, что в интервале спектральных периодов 2—10 дней возникают дополнительные пики, по всей вероятности, связанные с изменением во времени частоты периодических составляющих в пределах длины выборки, равной сезону, т. е. 90 дням. В полосе периодов 20—30 дней, как правило, наблюдается один пик. Анализ спектров для выбранного сезона по каждой станции за 13-летний период наблюдений свидетельствует об отсутствии стабильности положения пика на периоде, соответствующем 27 дням. Для разных се-

зонов характерна некоторая периодичность смещения пика в полосе от 20 до 30 дней в течение исследуемого 13-летнего интервала. При этом сохраняется примерно одинаковое для всех сезонов и станций среднее значение, равное 23—24 дням.

В заключение следует отметить, что использование метода максимальной энтропии для получения оценок спектральной плотности рядов электрического поля перспективно при исследовании характера периодичностей, связанных с погодными процессами, а также с солнечной активностью, имеющей циклический характер. Модельные расчеты показывают, что с помощью ММЭ можно анализировать сигналы с изменяющейся во времени частотой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллик Р. А., Леушин Н. И. Некоторые выводы из наблюдений над электрическим состоянием атмосферы в Павловске за 20 лет (1916—1935 гг.).— Труды ГГО, 1939, вып. 30.
2. Зыкова В. В. Градиент электрического потенциала атмосферы в Южно-Сахалинске за 1933—1946 гг.— Труды ГГО, 1956, вып. 58.
3. Парамонов Н. А. Исследование связи между активностью Солнца и градиентом потенциала электрического поля в атмосфере по материалам станций Советского Союза за 1957—1967 гг.— Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 125—129.
4. Писаренко В. Ф. Выборочные свойства спектральной оценки максимальной энтропии.— Выч. сейсмология, 1977, вып. 10, с. 118—149.
5. Чернявский Е. А. Электрическое поле районов Средней Азии.— Труды Ташкентской геофиз. обсерв., 1954 вып. 9.
6. Филиппов А. Х., Логинов В. Ф., Брагин Ю. А. Статистическая структура атмосферно-электрического поля и его связь с геомагнитной активностью.— Вопросы исследования нижней ионосферы, 1972, с. 143—148.
7. Andersen N. On the calculation of filter coefficients for maximum entropy spectral analysis.— Geophysics, 1974, vol. 39, p. 69—72.
8. Bain W. C. The power spectrum of temperatures in central England.— Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1975, vol. 102, p. 464—466.
9. Bauer L. A. Sunspots and annual variations of atmospheric electricity with special reference to the Carnegie-observations 1915—1921.— Res. Dep. Terr. Magn. Carnegie Inst. Wash., Publ., vol. 5, p. 359—384.
10. Van den Bos. Alternative interpretation of maximum entropy spectral analysis.— IEEE Trans. Inform. Theory, 1971, IT-17, p. 493—494.
11. Chen W., Stegen G. Experiments with maximum entropy power spectra of sinusoids.— J. Geoph. Res., 1974, vol. 79, p. 3019—3022.
12. Cooper F. I. Correlation Between atmospheric potential gradient anomalies and solar eruptions.— Amer. J. Sci., vol. 8, p. 584—593.
13. Courtillot V. E., Le Mouél J. L., Mauand P. N. Maximum entropy spectral analysis of the geomagnetic activity index aa over a 107-year interval.— J. Geoph. Res., 1977, vol. 82, p. 2641—2649.
14. Smylie D. E., Clarke G. K. C., Ulrych T. J. Analysis of Irregularities of the Earth's rotation.— Methods in Computational Phys., 1973, vol. 13, N. Y.
15. Ulrych T. J., Bishop T. N. Maximum entropy spectral Analysis and autoregressive decomposition.— Rev. Geophys. Space Phys., 1975, vol. 13, p. 183—200.

Е. П. Борисенков, Л. К. Ефимова

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКОГО ФОНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЗОНАЛЬНО ОСРЕДНЕННОЙ АТМОСФЕРНОЙ МОДЕЛИ

Численное моделирование общей циркуляции атмосферы и климатического режима является, как известно, одним из наиболее эффективных методов теоретического исследования важных закономерностей действующих в атмосфере Земли (или в климатической системе, включающей помимо атмосферы мировой океан, криосферу, поверхность суши и биосферу). Особенно эффективно численное моделирование при испытании гипотез о влиянии тех или иных факторов на формирование общей циркуляции и климата, и следовательно, оно является одним из важных методов получения теоретической оценки влияния космофизических факторов на погоду и климат.

Можно отметить перспективность численного моделирования эффектов воздействия на общую циркуляцию атмосферы и климат таких космофизических факторов, как изменение солнечной инсоляции, приходящей на верхнюю границу атмосферы за счет вариации орбитальных параметров земли, а также различных притоков тепла, связанных с солнечной активностью.

Специалистам хорошо известно, насколько сложна проблема теоретического воспроизведения общей циркуляции атмосферы, отсюда вполне естественным представляется существование широкого спектра численных моделей, различающихся полнотой набора учитываемых физических процессов, различной степенью детализации их учета, а также разными подходами к решению проблемы численной реализации сформулированной физико-математической модели. Наиболее полно учет взаимосвязанных физических процессов, формирующих климат и погоду, осуществляется в рамках трехмерных климатических моделей и моделей общей циркуляции, однако они требуют для вычислений больших мощностей ЭВМ и большого объема машинного времени. Вследствие этого, как отмечается в работе [4], «...маловероятно,

что удастся достигнуть реалистического учета всех взаимосвязанных факторов без понимания отдельных процессов и связей, установленных с помощью более простых моделей».

В связи с вышесказанным большой интерес представляют зональные модели общей циркуляции, главное упрощение которых состоит в предположении равенства нулю производных в долгом направлении и воспроизводящие, таким образом, общую циркуляцию атмосферы в двумерном пространстве широты и высоты (давления). Естественно, что с исключением одного измерения численное воспроизведение существенно ускоряется. Нами было решено разработать и численно реализовать такого рода модель, которая позволила бы на первом этапе удовлетворительно воспроизвести основные элементы общей циркуляции атмосферы, и, в конечном счете, промоделировать эффекты воздействия различных факторов на формирование погоды и климата. Одной из наиболее удачных среди немногочисленных зональных атмосферных моделей, как отмечается в работе [4], является модель системы земля — атмосфера Мак Крекена [7], успешно объединяющая подробное описание зональной динамики атмосферы с уравнениями зонального баланса энергии на подстилающей поверхности. При этом в ней параметрически учитываются основные физические факторы, формирующие общую циркуляцию: солнечная и длинноволновая радиация, облачность, горизонтальная диффузия, вертикальная конвекция, орография, испарение, конденсация и баланс энергии на подстилающей поверхности. Модель Мак Крекена успешно применялась в численных экспериментах по воспроизведению ледовых эпох, а также для изучения эффектов антропогенных воздействий на климат, таких, как изменение аэрозольного состава стратосферы, воздействие на подстилающую поверхность и др. [8, 10 и др.]. Это послужило положительным аргументом в пользу выбора для основы физико-математической формулировки разрабатываемой зональной атмосферной модели Мак Крекена [7]. Однако в процессе численной реализации в модель [7] введены некоторые изменения, касающиеся прежде всего метода решения исходной системы уравнений и параметризаций учитываемых физических процессов.

Итак, согласно [7], модель использует обычные примитивные уравнения в дивергентной форме: уравнения движения в форме сохранения углового момента, неразрывности, термодинамики и переноса водяного пара, обеспечивающие сохранение массы, углового момента, полной энергии и водяного пара. В качестве вертикальной координаты используется давление:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - \left[\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial F_M(u)}{\partial \theta} + \frac{\partial F_v(u)}{\partial P} \right] - \left(2 \Omega \sin \theta + \frac{u \operatorname{tg} \theta}{a} \right) v = \\ = \frac{F_\lambda}{a \cos \theta} - \left[\frac{1}{a \cos^2 \theta} \frac{\partial F_M^d(u)}{\partial \theta} + \frac{\partial F_v^d(u)}{\partial P} \right], \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} - \left[\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial F_M(v)}{\partial \theta} + \frac{\partial F_v(v)}{\partial P} \right] + \\ + \left(2 \Omega \sin \theta + \frac{u \operatorname{tg} \theta}{a} \right) u = - \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} + \frac{F_\theta}{a} - \\ - \left[\frac{1}{a \cos^2 \theta} \frac{\partial F_M^d(v)}{\partial \theta} + \frac{\partial F_v^d(v)}{\partial P} \right] + \frac{\sigma}{a} \frac{\partial D_h}{\partial \theta}, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial (v \cos \theta)}{\partial \theta} + \frac{\partial \omega}{\partial P} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \left[\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial F_M(T)}{\partial \theta} + \frac{\partial F_v(T)}{\partial P} \right] = \frac{k \omega T}{P} + \frac{\dot{q}}{c_p}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} - \left[\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial F_M(\mu)}{\partial \theta} + \frac{\partial F_v(\mu)}{\partial P} \right] = \dot{r}. \quad (5)$$

Здесь u , v , ω — составляющие скорости ветра; T — температура; μ — удельная влажность; P — давление; адвективные потоки: $F_M(x) = -vx \cos \theta$ и $F_v(x) = -\omega x$; диффузионные потоки: $F_M^d(x) = -\frac{v}{a} \cos^3 \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{x}{\cos \theta} \right)$ и $F_v^d(x) = -k_v \frac{\partial x}{\partial P}$; F_λ и F_θ —

— широтные и меридиональные силы трения; $\omega = \frac{DP}{Dt}$, $\dot{q}$ — неадиабатические эффекты, обусловленные радиацией, вихревой диффузией, скрытой теплотой конденсации и граничными взаимодействиями; $\dot{r}$ — включает источники и стоки, обусловленные испарением, осадками и вихревой диффузией.

Горизонтальную и вертикальную структуру модели, как и в моделях Лисса [5], так и Мак Крекена [7], определяет шахматная сетка, образованная так называемыми четными и нечетными точками. По горизонтали используется интервал по широте равный 5° : от 90° с. ш. (сев. полюс) до 90° ю. ш. (южный полюс) для четных точек, нечетные горизонтальные точки располагаются с таким же интервалом, начиная от $87,5^\circ$ с. ш. и оканчиваются на $87,5^\circ$ ю. ш. По вертикали данная модель имеет пять уровней, соответствующих 200, 400, 600, 800 и 1000 мбар, на которых располагаются четные точки. Дополнительные уровни для нечетных точек располагаются через интервалы 200 мбар, начиная от 150 мбар. Искомые переменные модели: температура и влажность определяются в четных точках, а соответствующие скорости ветра в нечетных точках. В дальнейшем четные точки обозначаются целыми индексами, нечетные — дробными.

Граничные условия налагают равенство нулю изобарической вертикальной скорости $\omega = DP/Dt$ на верхней границе атмосферы; ω на поверхности земли (ω_s) определяется из уравнения тенденции $dP_s/dt = \omega_s$ и условия равенства нулю меридиональных потоков на полюсах ($v=0$).

Метод решения исходных уравнений в нашей модели основан на методе расщепления [2 и др.]. Адиабатические уравнения мо-

дели решаются методом расщепления, для чего исходная система уравнений расщепляется на три подсистемы. На первом этапе решается уравнение адвекции по горизонтали, на втором — уравнение адвекции по вертикали и на третьем — уравнение адаптации.

Для конечно-разностной аппроксимации применяется метод, используемый Лиссом [5], который является модификацией первоначального варианта схемы Лакса — Вендорфа 2-го порядка точности.

Уравнение адвекции по горизонтали, решаемое на первом этапе, является уравнением типа $\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{\partial \varphi}{\partial \cos \theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$, где φ — любая переменная (u, v, T, q).

Интегрируя по всем переменным и принимая, что φ изменяется линейно между узлами, получаем следующую конечно-разностную аппроксимацию уравнения адвекции по горизонтали:

$$\begin{aligned} & (\varphi_{j+1}^{n+1} - \varphi_j^n) a(\sin \theta_{j+1/2} - \sin \theta_{j-1/2}) + \Delta t \times \\ & \times \left(\frac{\varphi_{j+1}^n + \varphi_j^n}{2} v_{j+1/2} \cos \theta_{j+1/2} - \frac{\varphi_{j+1}^n + \varphi_{j-1}^n}{2} v_{j-1/2} \cos \theta_{j-1/2} \right) - \\ & - \frac{\Delta t^2}{2a \Delta \theta} \{ (\varphi_{j+1}^n - \varphi_j^n) (v_{j+1/2}^n)^2 \cos \theta_{j+1/2} - \\ & - (\varphi_j^n + \varphi_{j-1}^n) (v_{j-1/2}^n)^2 \cos \theta_{j-1/2} \} = 0. \end{aligned} \quad (6)$$

Если φ — составляющая скорости, то $v_{j+1/2} = \frac{1}{2}(v_{j+1} + v_j)$, если φ — скалярная величина, то $v_{j+1/2, k} = \frac{1}{2}(v_{j+1/2, k+1/2} + v_{j+1/2, k-1/2})$.

Такая конечно-разностная аппроксимация обеспечивает выполнение следующего интегрального свойства:

$$\frac{d}{dt} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \varphi a \cos \theta d\theta = 0. \quad (7)$$

В граничных узлах сетки аппроксимация, обеспечивающая сохранение интервала для скалярных величин, несколько изменяется.

При учете диффузионных членов на этапе адвекции используется формула, обеспечивающая неизменность средних величин при процессе диффузии:

$$F_\varphi = \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} K_H \cos \theta \frac{\partial \varphi}{\partial \theta}, \quad (8)$$

где K_H — коэффициент турбулентности; F_φ — поток субстанции за счет процессов диффузии.

В этом случае при конечно-разностной аппроксимации требуются только незначительные изменения уравнения (6): добавление к множителям $(v_{j+1/2})^2$ соответствующим образом нормиро-

ванного значения K_H . Для случая неизменности при диффузионных процессах величины момента количества движения

$$F_u = \frac{1}{a \cos^2 \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} K_H \cos^2 \theta \frac{\partial u}{\partial \theta},$$

и тогда аппроксимация диффузионных членов не объединяется с аппроксимацией адвективных. В настоящей версии учитываются процессы диффузии в линейном приближении с коэффициентом $K = \text{const} = 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$. На втором этапе решается уравнение адвекции по вертикали типа $\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{\partial \varphi \omega}{\partial P} = 0$.

Используемая конечно-разностная аппроксимация, получаемая аналогичным образом для адвекции по горизонтали, имеет вид

$$\begin{aligned} (\varphi_{k+1}^n - \varphi_k^n) \frac{\Delta P_k + \Delta P_{k-1}}{2} + \Delta t \left(\frac{\varphi_{k+1}^n - \varphi_k^n}{2} \omega_{k+1/2} - \frac{\varphi_k^n - \varphi_{k-1}^n}{2} \omega_{k-1/2} \right) - \\ - \frac{\Delta t^2}{2} \left((\varphi_{k+1}^n - \varphi_k^n) \frac{(\omega_{k+1/2}^n)^2}{\Delta P_k} - (\varphi_k^n - \varphi_{k-1}^n) \frac{(\omega_{k-1/2}^n)^2}{\Delta P_{k-1}} \right) = 0. \end{aligned} \quad (9)$$

Для векторных величин $\omega_{j+1/2, k+1/2} = \frac{\omega_{j, k+1/2} + \omega_{j+1, k+1/2}}{2}$ для скалярных $\omega_{k+1/2} = \frac{1}{2}(\omega_{k+1} + \omega_k)$.

При такой аппроксимации гарантируется выполнение соотношения

$$\frac{d}{dt} \int_0^P \varphi dP + \varphi_k \omega_k = 0. \quad (10)$$

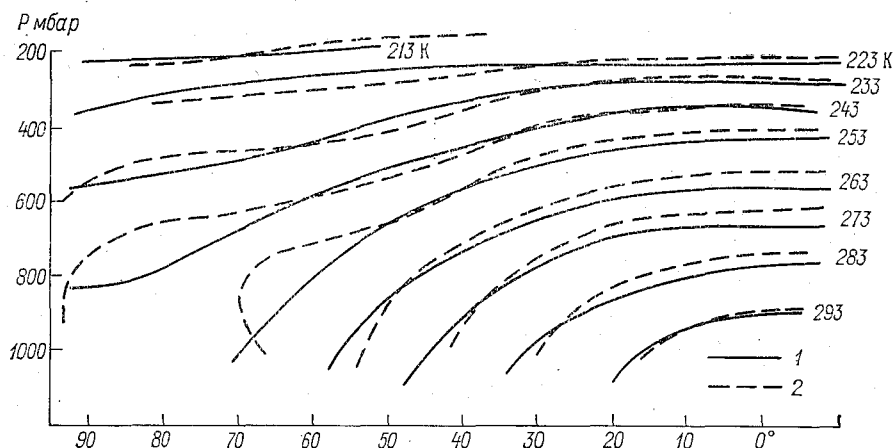
Для скалярных величин на границах аппроксимация, удовлетворяющая (10), также изменяется. Коэффициент вертикальной диффузии в качестве первого приближения полагается равным нулю; вообще же учет вертикальной диффузии сложен из-за наличия конвективного приспособления, и существует мало схем, где $k_v \neq 0$.

На третьем этапе решаются уравнения адаптации

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - f v &= 0, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + f u + \frac{1}{a} \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} &= 0, \\ \frac{\partial T}{\partial t} - \kappa \frac{T \omega}{P} &= 0, \\ \frac{\partial P_s}{\partial t} &= \omega_s - v_s \left(\frac{\partial P_s}{\partial \theta} \right), \end{aligned} \quad (11)$$

аппроксимация которых осуществляется по Лнссу [5], причем аппроксимация членов, содержащих параметр Кориолиса, осу-

ществляется по методу трапеций, что приводит к некоторому ослаблению инерционно-гравитационных колебаний. Временные фильтры не используются. После перечисленных выше трех этапов производится учет неадиабатических факторов. Метод расщепления используется и при учете неадиабатических факторов, т. е. входными параметрами при расчетах притоков тепла являются значения прогностических переменных, получаемых в конце расчета по адиабатической схеме. Процессы переноса радиации учитываются посредством введения радиационных притоков тепла по данным работы [6]. В излагаемой здесь версии модели процессы переноса влаги пока не учитываются. Относительная влажность считается постоянной и равной 0,5. В модели име-



Меридиональный разрез температуры.

1 — исходное поле температуры, 2 — поле температуры, воспроизведенное моделью.

ется конвективное приспособление, обеспечивающее описание процесса сухой конвекции, следуя Смагоринскому [3]. Для описания процессов в пограничном слое реализована несколько модифицированная схема погранслоя из модели Минца — Аракавы [1]. Считается, что подстилающая поверхность обладает бесконечной теплоемкостью.

Был проведен ряд численных экспериментов по интегрированию уравнений этой модели на длительные сроки. Интегрирование производилось от начальных геострофически согласованных полей скорости и температуры.

Результаты одного из численных экспериментов показаны на рисунке. Сплошные линии — исходное поле температуры, примерно соответствующее климатической картине для января из работы [9], рассчитанное по модели при интегрировании ее на срок

5 месяцев. Шаг по времени составляет 10'. Численные эксперименты показали, что через несколько месяцев модель выходит на установление, так как при этом вариации основных характеристик незначительны по сравнению со средними значениями. Воспроизведение моделью среднего зонального поля январской температуры, как видно из рисунка, весьма удовлетворительное особенно для средних и низких широт; в высотном ходе в экваториальной области несколько лучше воспроизведена температура на низких уровнях, с ростом широты такой закономерности не прослеживается: так, для средних широт наименьшие отклонения воспроизведенной температуры отмечаются на верхних уровнях. Одной из основных особенностей воспроизведения температурного поля атмосферы нашей моделью является наличие в высоких широтах в слоях до 500 мбар инверсии температуры, что, по-видимому, объясняется, помимо упрощенного описания и неучета ряда физических процессов, свойствами модели. Интересно заметить, что в работе [10] отмечается хорошее совпадение воспроизведенных моделью Мак Крекена вертикальных профилей T на всех широтах, исключая высокие, где также наблюдается инверсия температуры несмотря на более полное описание физических процессов и учет ряда дополнительных факторов.

В заключение можно наметить перспективы дальнейшего развития настоящей версии модели: спецификация типов подстилающей поверхности, введение условий баланса энергии для суши, учет рельефа, влажной конвекции, введение более детальной схемы описания радиационных процессов, увеличение вертикального разрежения в модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гейтц В. Л. и др. Двухуровневая модель общей циркуляции атмосферы Минца—Аракавы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 239 с.
2. Марчук Г. И. Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — 356 с.
3. Теория климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — 377 с.
4. Физические основы теории климата и его моделирования. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 270 с.
5. Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 356 с.
6. Dopplis T. G. Radiative heating of the global atmosphere. — G. Atm. Sci., 1972, vol. 29, p. 1278—1294.
7. Mc Cracken M. C. Zonal atmosphere model ZAM2. — Proc. the second Conf. on Climatic Assessment Program, 1972, N 14—17. Boston, Massachusetts, 1973, p. 298—320.
8. Mc Cracken M. C. Ice age theory analysis by computer model simulation. — Univ. California, Davis, 1968. — 193 p.
9. Oort A. H. Atmospheric Circulation Statistics. — NOAA professional paper. 1971, N 5.
10. Potter G. L. Antropogenic climate modification modeling the removal of the tropical rain forest. — Thesis. Univ. California, UCRL—51814, 1975. — 139 p.

СИНОПТИКО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Б. И. Сазонов, Г. Ф. Гетманова

О «ПАМЯТИ» В СВЕРХДОЛГОСРОЧНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ

Хорошо известно, что наиболее простой метод прогнозирования погоды может строиться на использовании климатических данных. Успешность его низка, но не зависит от заблаговременности прогноза. Все другие методы прогнозирования, использующие начальные условия, обнаруживают достаточно быстрый рост ошибок прогноза по мере увеличения заблаговременности. Так, в прогнозах высотных барических полей тропосферы ошибки к 3—5 дню возрастают настолько, что вместо сложных и все еще несовершенных моделей циркуляции оказывается целесообразнее использовать климатические значения метеозлементов [6, 7, 9]. Теоретически показано, что улучшение начальных данных и улучшение моделей, в которых эти данные используются, может сделать практически ценным численные прогнозы с заблаговременностью до одной-двух недель, однако далее наступает тот предел возможной предсказуемости, связанный с самими свойствами земной атмосферы, который принято для краткости называть «памятью» атмосферы [6—8]. Принято считать, что, примерно, через две-три недели атмосферные параметры уже не зависят от предыстории и являются случайными.

Метеорологическая информация, осредненная за соседние декады или месяцы, обнаруживает определенную связанность между собой, и это отражает тот факт, что земная атмосфера имеет тенденцию воспроизводить с некоторыми интервалами тот же характер циркуляции в течение ряда недель или даже месяцев. Этим фактом, в конечном итоге, объединяются длительные аномалии погоды, приводящие к засухам, холодным зимам, наводнениям и т. п. Принято считать, что аномалии источников и стоков тепла в атмосферу, связанные с аномалиями в температуре поверхности океана, в ледовых условиях на океанах и на горах и с другими изменениями подстилающей поверхности, являются, в конечном счете, источниками длительных аномалий в циркуля-

ции атмосферы. Сама атмосферная циркуляция в то же время способна создавать такие аномалии в свойствах подстилающей поверхности. В нелинейной системе, какой является система атмосфера — океан, незначительные возмущения на подстилающей поверхности могут, по-видимому, приводить к большим возмущениям в атмосфере, так что этот процесс никогда не кончается и не приходит за счет диссипативных процессов к некоторому состоянию равновесия.

В работах целого ряда исследователей было показано, с одной стороны, влияние атмосферы на параметры океана, а с другой, влияние температурных аномалий океана на атмосферную циркуляцию. Стационарирование гребней и ложбин в некотором районе в течение месяцев приводит к тому, что в различных частях полушария в общей циркуляции атмосферы возникают те или иные устойчивые аномалии [3]. Статистически доказана, например, связь во времени основных центров действия атмосферы в северном полушарии [1, 5].

Зимой взаимосвязность циркуляции атмосферы различных районов полушария совершенно очевидна, как очевидна и ее роль в формировании аномалий температуры и осадков. Летом такие связи либо замаскированы, либо отсутствуют и, практически, нет работ, в которых бы исследовались вопросы «мировой погоды» на основе анализа летних метеорологических данных. Довольно слаба связь циркуляции с температурой и осадками в летний период, и это создает дополнительные трудности в разработке методов предсказания таких важных явлений, как засуха, когда высокие температуры сопровождаются дефицитом осадков в течение длительного времени на фоне размытого барического поля.

Исследование засух, проведенное в последние годы в Главной геофизической обсерватории, показало, что имеются хорошие связи засух с космофизическими параметрами и, естественно, возникла идея об использовании космофизической информации для их предсказания.

В настоящей статье исследуются возможности ряда космофизических, а также атмосферных и океанических параметров для предсказания индекса засушливости на ЕТС. Этот индекс, изменяясь от +10 до -10, характеризует условия от крайней засушливости вегетационного периода на юге ЕТС с апреля по конец июня до условий крайней увлажненности.

Рассматривался 18-летний период (1958—1975 гг.), по которому была отобрана однородная космофизическая и метеорологическая информация. В качестве показателей состояния космического пространства использовались:

- 1) среднее месячное значение планетарного индекса геомагнитной активности K_p ;
- 2) число дней в месяце с направлением межпланетного магнитного поля от Солнца;
- 3) число дней с крупными геомагнитными возмущениями за месяц (геомагнитный индекс $C_i \geq 8$);

4) число дней без геомагнитных возмущений за месяц (геомагнитный индекс $C_i \leq 2$);

5) индекс геомагнитной возмущенности по станции Уэлен;

6) индекс геомагнитной возмущенности по станции о. Хейса.

Все эти показатели за месяцы двух предшествующих засухе лет были использованы в качестве предикторов для предсказания индекса засушливости определенного года. Аналогичным образом были использованы и четыре метеорологических показателя уже известных [2] своей хорошей информативностью для предсказания метеорологических особенностей лета с заблаговременностью до двух лет. В качестве метеорологических показателей использовались аномалии температуры, давления и осадков, снятые по набору точек, расположенных по широте через 10° , а по долготе через 5° на Европейской территории Советского Союза и Западной Сибири. Использовался также известный в литературе [4] градиент температуры воды в Северной Атлантике, рассчитанный по формуле

$$\Gamma_w = [\Delta T_w(J) + \Delta T_w(K)] - [\Delta T_w(A) + \Delta T_w(B)],$$

где $\Delta T_w(J)$, $\Delta T_w(K)$, $\Delta T_w(A)$ и $\Delta T_w(B)$ — значения аномалий температуры воды в районах дрейфа кораблей погоды A (62° с. ш. 33° з. д.), B (56° с. ш., 51° з. д.), J (52° с. ш., 20° з. д.), K (45° с. ш., 16° з. д.).

Физический смысл градиента Γ_w заключается в том, что при взаимодействии двух различных по своим свойствам водных масс: одной теплой, лежащей в центре Северной Атлантики (корабли погоды J и K) и другой холодной, расположенной севернее теплого Северо-Атлантического течения (корабли погоды A и B), образуются основные крупные очаги аномалий температуры воды, которые могут влиять на формирование атмосферных процессов на ЕТС. Таким образом, у нас появилась возможность [3] сопоставить информативность космофизических и метеорологических показателей, используемых в качестве предикторов для предсказания засухи в Западном Казахстане, Нижнем Поволжье, Северном Кавказе и Восточной Украине. Большие засухи на ЕТС, как правило, одновременно поражают указанные выше районы.

Космическое пространство, коль скоро показаны определенные связи между тропосферой и процессами в Космосе [1], может так же, как и океан, быть длительным хранителем важной для прогнозирования погоды информации. Насколько полезна такая информация по сравнению с земной информацией — не ясно. Для проведения такого сравнения необходимо объективное сопоставление ценности той «памяти», которая хранится в системе океан — атмосфера с «памятью», которая хранится в Космосе.

Были проделаны два эксперимента с помощью линейных систем вида

$$y_i = a + bx_i, \quad i = \overline{1, n}.$$

В левых частях этих уравнений в обоих случаях использовались одни и те же индексы засушливости, в правых частях — соответственно метеорологические, а затем космофизические параметры. Отыскивались, как обычно коэффициенты a и b при условии, что сумма квадратов разностей между левой и правой частями этого приближенного равенства $\sum_{i=1}^n [y_i - (a + bx_i)]^2$ обращалась в минимум.

Применяя обычный способ нахождения линейных значений, получим два нормальных уравнения

$$\begin{aligned} a_n + b \sum x &= \sum y, \\ a \sum x + b \sum x^2 &= \sum xy. \end{aligned}$$

Решая систему таких уравнений, находим

$$a = A/D, \quad b = B/D,$$

где D — определитель системы, элементами которого являются коэффициенты при искомым a и b в правых частях системы нормальных уравнений:

$$D = \begin{vmatrix} n & \sum x \\ \sum x & \sum x^2 \end{vmatrix}.$$

Значение A получается из определителя системы путем замены элементов первого столбца, т. е. коэффициентов при a , свободными членами, стоящими в левых частях нормальных уравнений:

$$A = \begin{vmatrix} \sum y & \sum x \\ \sum xy & \sum x^2 \end{vmatrix}.$$

Значение B получается из определителя системы путем замены свободными членами элементов второго столбца, т. е. коэффициентов при b :

$$B = \begin{vmatrix} n & \sum y \\ \sum x & \sum xy \end{vmatrix}.$$

Поскольку использовались месячные данные за два предшествующих засуше года, в каждом эксперименте были определены коэффициенты для 24 уравнений, каждое из которых с определенной заблаговременностью могло быть использовано для предсказания засухи на ЕТС.

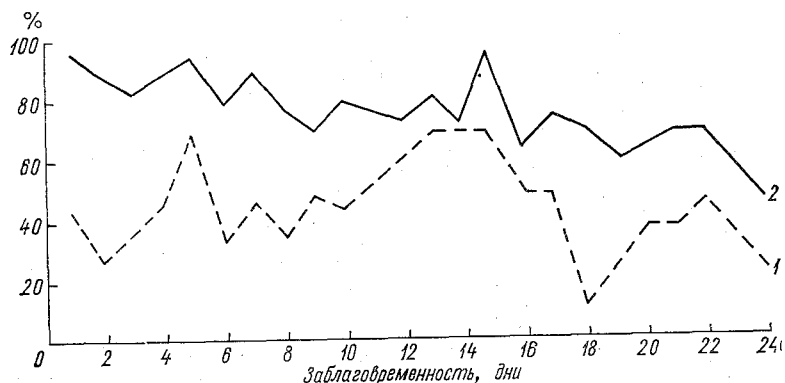
На рисунке показан ход обеспеченности прогноза индекса засушливости на зависимом материале с помощью атмосферных (кривая 1) и космофизических (кривая 2) показателей. Дается

обеспеченность знака индекса засушливости по известному параметру ρ , который вычисляется по формуле [3]

$$\rho = \frac{N_+ - N_-}{N_+ + N_-},$$

где N_+ и N_- — соответственно число совпавших и несовпавших по знаку прогностического и фактического значений индекса засушливости.

Были оценены прогнозы индекса засушливости за 18-летний ряд отдельно по космофизическим и по атмосферным параметрам. Причем оправдавшимися считались прогнозы, получившие оценку $\rho \geq 0,70$. По данным, приведенным на рисунке, можно заметить, что кривые обеспеченности прогноза знака индекса за-



Временной ход обеспеченности (%) прогноза коэффициента засушливости на зависимом материале по атмосферным (1) и космофизическим (2) данным.

сушливости за 18-летний период имеют тенденцию к понижению обеспеченности по мере увеличения заблаговременности. По-видимому, снижение успешности прогноза знака индекса засушливости объясняется затуханием со временем «памяти» как в космофизических, так и в атмосферных процессах. При этом ясно видно, что информативность космических процессов независимо от заблаговременности оказывается постоянно более высокой для предсказания засух на ЕТС, чем информативность атмосферных процессов. Кривая обеспеченности прогноза индекса засушливости по космофизическим показателям расположена значительно выше кривой обеспеченности прогноза по атмосферным факторам.

Проведенное исследование показывает, что использование космогеофизической информации для предсказания таких крупных аномалий погоды, какими являются засухи юга ЕТС вполне обосновано. Она может быть использована и для предсказания других крупных аномалий погоды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И. Процессы на Солнце и в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 320 с.
2. Зверев Н. И. О методике прогноза аномалий средней месячной температуры воздуха. — Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 209, с. 3—56.
3. Руководство по месячным прогнозам погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 365 с.
4. Угрюмов А. И., Виноградская А. А. Долгосрочный прогноз некоторых характеристик поля температуры поверхности воды Северной Атлантики. — Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 147, с. 53—62.
5. Angell J. K., Korshower I. Quasi-biennial and long term fluctuation in the centers of Action. — Mon. Weath. Rev., 1974, vol. 102, p. 669—677.
6. Leith C. E., Kraichan K. H. Predictability of turbulent flows. — I. Atm. Sci., 1972, vol. 29, p. 1041—1058.
7. Lorentz E. N. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. — Tellus, 1969, vol. 21, p. 289—307.
8. Monin A. S. Weather forecasting as a problem in physics. — MIT Press, 1972. — 199 p.
9. Somerville R. C. I. Metapredictability weather forecasting and weather forecasts, vol. 2, U. S., Boulder, 1976, p. 682—696.

В. Ф. Логинов, В. А. Молодых

ИЗМЕНЕНИЕ АМПЛИТУДЫ ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ В СВЯЗИ С ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

Большинство выполненных к настоящему времени работ о влиянии солнечной активности на климат посвящены анализу зависимости средних значений какого-либо метеорологического элемента от различных индексов солнечной активности или фаз основных солнечных циклов [8, 10, 12—14].

Определенный интерес представляет рассмотрение других параметров, таких, как статистические моменты более высоких порядков, структурных и корреляционных функций, амплитуды годового хода. Рассмотрим изменение последней характеристики в связи с некоторыми индексами солнечной активности.

В работе А. А. Дмитриева [4] теоретически показано, что возрастание солнечной активности ведет к увеличению годовой амплитуды давления. Качественно физическая схема сводилась к увеличению вертикального перемешивания при усилении солнечной активности, которое приводит к оттоку тепла от поверхности почвы, а если радиационный баланс был отрицательным — к его усиленному притоку. Это понижает амплитуду температуры. Отводимое тепло, попадая в верхние слои атмосферы, ведет к понижению давления над прогретыми районами, что должно увеличивать годовую амплитуду давления у земной поверхности. Усиленный приток тепла в верхние слои может привести к усиленному переносу тепла в высокие широты и усиленному нагреванию последних при усилении солнечной активности.

Указанные выше положения подвергнуты нами проверке путем анализа годового хода температуры воздуха по данным 51 станции СССР и трех длиннорядных станций Западной Европы (см. таблицу). Использован архив, хранящийся на магнитной ленте ЭВМ БЭСМ-6 ВЦ ГГО.

Таблица

**Список станций, использованных для анализа годового хода
температуры воздуха**

Станция	Исследуемый период	Длина ряда	Станция	Исследуемый период	Длина ряда
1. Александровск-Сахалинский . . .	1881—1976	96	28. Охотск	1931—1976	46
2. Анадырь	1927—1976	50	29. Петропавловск-Камчатский . . .	1895—1976	82
3. Архангельск . . .	1821—1964	144	30. Салехард	1893—1976	84
4. Астрахань	1881—1976	96	31. Свердловск	1833—1976	144
5. Байрам-Али	1893—1975	83	32. Севастополь . . .	1881—1976	96
6. Богородицкое-Фенино	1893—1976	84	33. Сочи	1881—1976	96
7. Василевичи	1881—1976	96	34. Среднеколымск	1927—1976	50
8. Верхоянск	1893—1976	84	35. Сургут	1893—1976	84
9. Вильнюс	1881—1976	96	36. Сыктывкар	1896—1976	81
10. Вилюйск	1898—1976	79	37. Тарту	1881—1976	96
11. Ворошиловград	1881—1976	96	38. Ташкент	1881—1976	96
12. о. Врангеля	1927—1975	49	39. Тбилиси	1881—1976	96
13. м. Желания	1932—1976	45	40. б. Тикси	1933—1976	44
14. Иркутск	1881—1976	96	41. Томск	1881—1976	96
15. Казань	1881—1976	96	42. Троицко-Печорское	1893—1976	84
16. Киев	1881—1976	96	43. о. Уединения . . .	1935—1976	42
17. Киров	1881—1976	96	44. Усть-Хайрюзово	1935—1976	42
18. Кюсюр	1926—1970	45	45. Уэллен	1931—1976	46
19. Ленинград	1752—1976	225	46. Хабаровск	1910—1976	67
20. Малые Кармакулы	1929—1975	47	47. м. Челюскин . . .	1933—1976	44
21. Москва	1881—1976	96	48. о. Четырехстолбовый	1934—1976	43
22. Нарьян-Мар	1928—1976	49	49. Форт-Шевченко	1881—1975	95
23. Николаевск-на-Амуре	1925—1976	52	50. м. Шмидта	1933—1975	43
24. Одесса	1881—1976	96	51. Якутск	1881—1976	96
25. Октябрьский Городок	1881—1976	96	52. Англия [15]	1698—1957	260
26. Олекминск	1929—1976	48	53. Берлин [17]	1769—1938	170
27. Оренбург	1893—1975	83	54. Вена [17]	1775—1938	164

Амплитуда годового хода температуры аппроксимировалась первой гармоникой разложения в ряд Фурье, т. е. для каждого года по 12 средним месячным значениям температуры рассчитывалась амплитуда первой гармоники разложения, которая и принималась за амплитуду годового хода.

В качестве показателей солнечной активности использовались относительные числа Вольфа [5] и волновой индекс S_w , предложенный одним из авто-

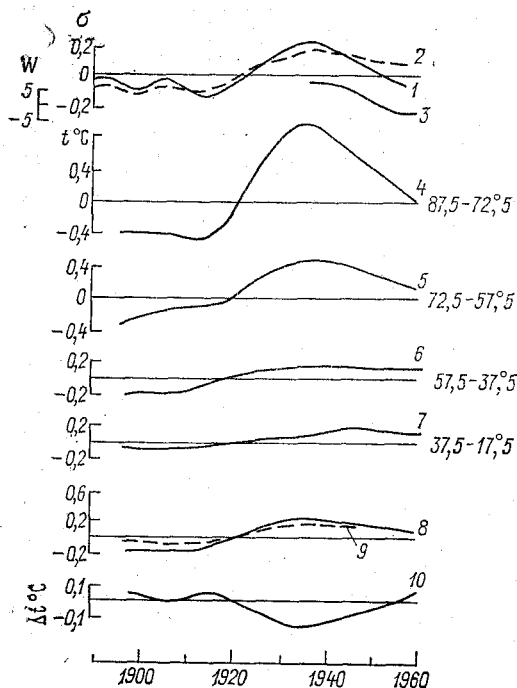


Рис. 1. Вековой ход индекса S_w (1), площади солнечных факелов (2), геоэффективности относительных чисел Вольфа (3), температуры отдельных широтных зон (4—7), температуры северного полушария по И. И. Борзенковой и др. (8) и Е. С. Рубинштейн (9) и меридионального градиента температуры (10).

вой ход, полученный посредством 33-летнего весового скользящего осреднения (веса выбраны в соответствии с ординатами кривой Гаусса) индекса солнечной активности S_w (кривая 1), площади факелов (кривая 2), температуры ряда широтных зон, а также меридионального градиента температуры (кривые 4—10).

Из рис. 1 видно, что между индексом солнечной активности S_w и площадью факелов имеется хорошая связь, что позволяет сказать о возможности использования площади факелов в качестве

показателя солнечной активности [7]. Этот индекс является функцией площадей солнечных пятен, факелов и светлых колец, а также их яркости. Рассмотрим эффективность последнего индекса для описания ряда глобальных климатических параметров. Рассмотрим вековой ход индекса и температуры в широтной зоне $75-25^\circ$ с. ш., взятой из работы [2] за период 1881—1975 гг., так как влияние электромагнитного излучения, описываемое предложенным индексом, может оказаться существенным при длительном периоде воздействия, т. е. минимальные вариации излучения не могут быстро изменить термический режим подстилающей поверхности, более $2/3$ которой занимают океаны и ледниковые массивы, обладающие исключительной инерционностью.

На рис. 1 приведен веко-

индекса солнечной активности. Вычисленный индекс солнечной активности и площадь факелов имеют в вековом ходе максимум в 30—40-е годы, тогда как такие известные индексы солнечной активности, как относительные числа Вольфа, индекс геомагнитной активности и многие другие имеют максимум в конце 50-х годов. Здесь уместно также отметить, что обнаружена долгопериодная вариация в связях между ионизацией F -области и числами Вольфа [16], т. е. в конце 30-х годов при одном и том же значении чисел Вольфа ионизация в области F_2 была больше, чем в последующие годы. На рис. 1 (кривая 3) показан вековой ход геоэффективности относительных чисел Вольфа. Ход кривой 3 совпадает с ходом кривых 1 и 2.

Сопоставление векового хода температуры широтных зон всего северного полушария и меридионального градиента температуры в связи с индексами солнечной активности указывает на их удовлетворительное согласие. Особенно хорошо индексами солнечной активности описывается температура северного полушария и температуры в широтных зонах $87,5—72,5$ и $72,5—57,5^\circ$. Коэффициенты корреляции сглаженных значений составляют $0,68—0,83$. Вклад тренда в общую вариацию годовых значений температуры северного полушария составляет около 50 %.

Рассмотрим отдельно короткопериодные колебания температуры. Для этой цели вычислим отклонения температуры от скользящих средних. Используем для описания их временного хода индекс солнечной активности, предложенный Анталовой. Этот индекс представляет собой отношение площади полутеней пятен к площади теней пятен. Вероятно, такой индекс может характеризовать поток энергии к фотосфере Солнца. Коэффициент корреляции указанного индекса с температурой северного полушария составляет $-0,36$. Вероятность случайности обнаруженной связи менее 1 %.

В заключение этого раздела отметим, что вековой ход индекса S_b и индекса Анталовой совпадает, и если коррелировать не-сглаженные значения индекса Анталовой с температурой северного полушария, то коэффициент корреляции увеличивается до $-0,5$, т. е. связь осуществляется в значительной мере на низких частотах.

Полученные результаты позволяют говорить об эффективности индекса S_b для исследования характера солнечно-атмосферных связей.

Исследование амплитуд годового хода осуществлялось в два этапа. На первом этапе изучалась многолетняя изменчивость амплитуд годового хода. Для этой цели рассчитанные для каждого года амплитуды подверглись 21-летнему скользящему осреднению. Сглаженные таким образом величины годовых амплитуд содержали трендовую составляющую.

На втором этапе из неосредненных годовых амплитуд вычитались 21-летние скользящие с целью исключения трендовой составляющей. Отклонения от трендовой составляющей были под-

вергнуты скользящему осреднению за период в 5 лет для исключения короткопериодных компонент.

Проанализируем трендовые составляющие значений годовых амплитуд температуры и индексов солнечной активности. На рис. 2 приведены 21-летние скользящие средние значения температуры воздуха в Англии для летнего и зимнего сезонов, амплитуды годового хода температуры для Англии, Ленинграда, Берлина и Вены, а также относительные числа Вольфа. Из рис. 2 следует, что

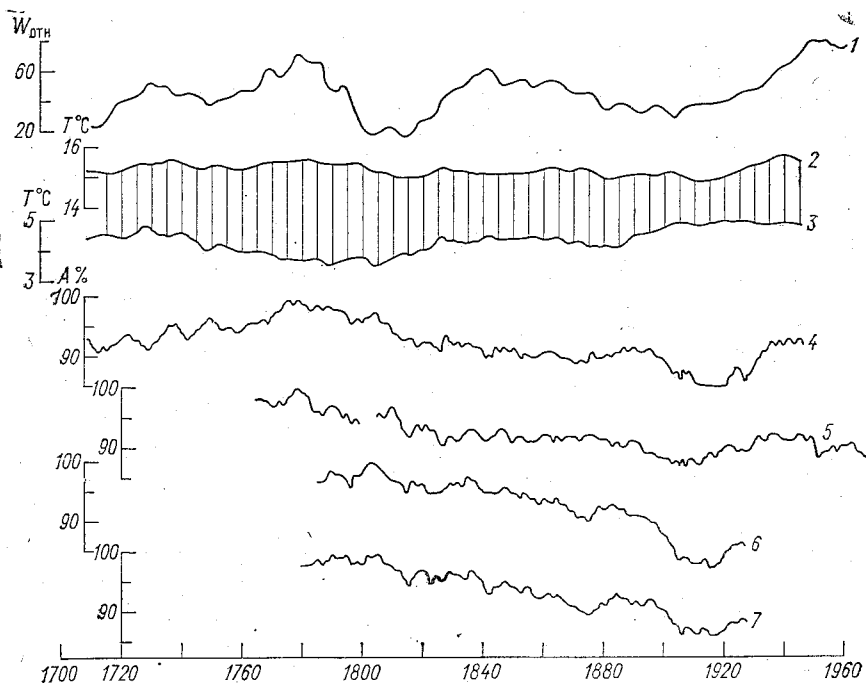


Рис. 2. Вековой ход относительных чисел Вольфа (1), средних летних (2) и зимних (3) температур воздуха в Англии и амплитуд годового хода температуры воздуха для Англии (4), Ленинграда (5), Вены (6) и Берлина (7).

изменение трендовой компоненты амплитуды годового хода температуры связано как с зимними, так и летними температурами, т. е. изменение температуры для зимнего и летнего сезонов происходит в противофазе, что приводит к изменению амплитуд годового хода в одном направлении.

Из рис. 2 также видно, что для длиннорядных станций Западной Европы и Ленинграда имеет место уменьшение амплитуды годового хода температуры с конца 18 до начала 20 столетия. Если предположить симметричность ветвей долгопериодного цикла, то его продолжительность будет составлять около 280—

290 лет. Подобная цикличность в частоте полярных сияний, продолжительности циклов Вольфа, повторяемости засух, во времени уборки урожая, колебании интенсивности отложения озерного ила, в условиях роста деревьев отмечалась в работах [1, 13].

В относительных числах Вольфа подобная компонента слабо выражена, на фоне последней более заметна вековая компонента. Следует отметить, что вековой цикл солнечной активности 19 столетия не был столь мощным, как предыдущий и последующий. Он был длительным (~100 лет) и двухвершинным. Возможно, эти обстоятельства сыграли свою роль, и он практически не проявился в изменении амплитуды годового цикла. Однако более правильно объяснить слабую зависимость амплитуды годового хода от относительных чисел Вольфа тем, что последний показатель солнечной активности плохо отражает влияние космического агента на атмосферу.

С учетом последнего замечания рассмотрим связь амплитуды годового хода температуры с индексом S_b . На рис. 3 приведены трендовые составляющие индекса S_b и амплитуд годового хода температуры для ряда станций. Как видно из рис. 3, синфазность изменения сопоставляемых кривых особенно заметна для низкоширотных и абсолютного большинства среднеширотных станций. Из проанализированных нами рядов температуры можно назвать только несколько (Салехард, Сыктывкар, Троицко-Печерск, Архангельск, Сургут, Петропавловск-Камчатский, Хабаровск, Верхоянск), где имеет место иной характер изменения амплитуды годового хода температуры. Все перечисленные станции расположены в высоких широтах Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Таким образом, индекс S_b хорошо описывает вековые изме-

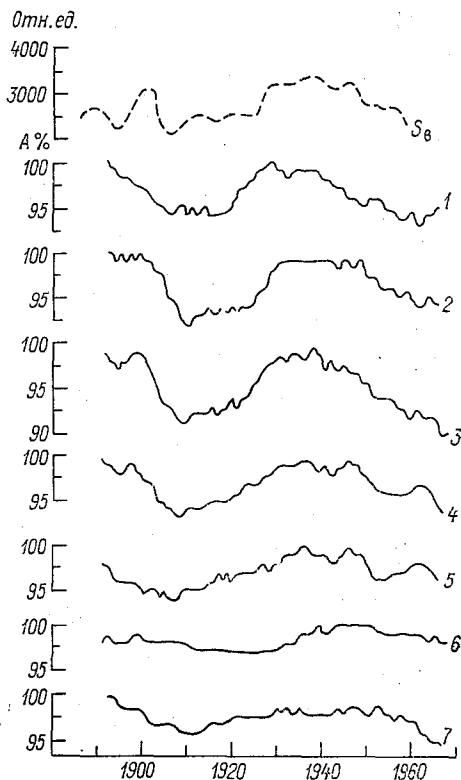


Рис. 3. Вековой ход волнового индекса S_b и амплитуд годового хода температуры воздуха для отдельных станций.

1 — Ташкент, 2 — Сочи, 3 — Одесса, 4 — Москва, 5 — Ленинград, 6 — Якутск, 7 — Александровск-Сахалинский.

нения амплитуд годового хода. Максимумы индекса S_b в вековом ходе приходятся на 90-е годы прошлого и 30—40-е годы текущего столетий, причем максимум текущего столетия превышает по амплитуде максимум 19 столетия. Подобное соотношение наблюдается и в вековом ходе амплитуд годового хода для длиннорядных станций Западной Европы (см. рис. 2). Если 40—50-летний цикл реален, то следующие максимумы амплитуд годового

хода будут наблюдаться в 80-е годы, т. е. в 21—22 циклах солнечной активности.

Рассмотрим отклонения амплитуд годового хода от тренда в связи с более короткопериодными изменениями солнечной активности. На рис. 4 приведены сглаженные по пятилетиям амплитуды годового хода, рассчитанные как отклонения от трендовой составляющей. Из рис. 4 отчетливо следует наличие 11-летнего цикла; 22-летний цикл замечен в изменении мощности 11-летних циклов амплитуд годового хода: как правило, четный цикл более мощный, чем нечетный. В самых северных районах ситуация обратная, что говорит о наличии колебаний типа стоячей волны [8]. На рис. 4 приведен также ход геомагнитной активности (индекс ΣK_p [9], обработанный аналогичным образом.

Четкое синфазное согласие изменения амплитуд годового хода с геомагнит-

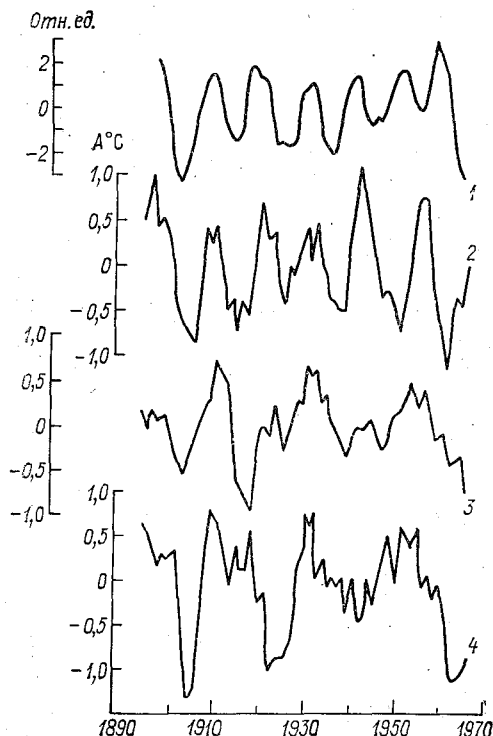


Рис. 4. 5-летние скользящие средние значения индекса геомагнитной активности ΣK_p (1) и амплитуд годового хода температуры воздуха для Москвы (2), Тбилиси (3) и Якутска (4).

ной активностью наблюдается в течение 4—5 циклов. И только при очень высокой геомагнитной активности в 18 и 19 циклах происходит изменение знака связи: так, в 1960 г. при высоком уровне геомагнитной активности знак связи сопоставляемых характеристик становится обратным. Причем интересно отметить, что изменение характера связей в 18 цикле происходит в северо-западных, западных и юго-западных районах, а на востоке и юго-востоке изменение характера связей наступает поз-

же. Информация о геомагнитной активности по индексу ΣK_p имеется только начиная с 1884 г., однако, основываясь на закономерностях развития геомагнитной активности в 11-летнем цикле, установленных при анализе информации за последний вековой цикл, можно допустить, что на нисходящих ветвях мощных 11-летних солнечных циклов следует ожидать больших значений геомагнитной активности. Сравнение амплитуд годового хода температуры в Англии, полученных путем устранения многолетней составляющей, для нисходящих ветвей (шестой-десятый год) мощных 11-летних циклов (3, 4, 8, 9 и 11 циклы по цюрихской нумерации) и остальных лет 11-летних циклов показало, что наблюдается уменьшение амплитуд годового хода температуры на нисходящих ветвях мощных 11-летних циклов. Это уменьшение статистически значимо ($P_{\text{случ}} < 5\%$).

Интересно также, что вековая составляющая амплитуды годового хода уменьшается после 40-х годов, когда геомагнитная активность была самой высокой за всю историю наблюдений. Это говорит о том, что индекс геомагнитной активности может косвенно характеризовать агент. В наших более ранних работах [12] обращалось внимание на то, что именно при средних значениях солнечной и геомагнитной активности имеет место наибольшая возмущенность циркуляции атмосферы. Известно также, что для распределения протонных вспышек, сопровождающихся поглощением в полярной шапке, характерна двухвершинность в 11-летнем цикле [3]. Первая вершина приходится на год максимума либо первый год до максимума 11-летнего цикла, а вторая вершина наблюдается спустя 2—3 года, т. е. в начале нисходящей ветви. В этом случае вспышки связаны с активными областями, находящимися на низких гелиографических широтах, и их влияние на атмосферу Земли должно быть максимальным. Таким образом, большая эффективность протонных событий на нисходящей ветви и экстремально высокая геомагнитная активность в 18-м, и особенно в 19-м циклах солнечной активности, вероятно и обусловили такой же эффект в атмосфере, как и космические лучи галактического происхождения на минимуме 11-летних циклов, что привело к изменению знака связи амплитуды годового хода температуры с солнечной и геомагнитной активностью. Наши результаты, как видно из изложенного, укладываются в описанную выше схему.

Работы последних лет [6, 14] подтвердили идею влияния космических лучей на фотохимию и электрические поля нижней атмосферы. В работе [6] принимается, что воздействие космических лучей определяет изменения оптических свойств атмосферы и зависимость метеорологической солнечной постоянной от солнечной активности. Спад солнечной постоянной при больших значениях чисел Вольфа с воздействием энергичных солнечных протонов на химический состав средней и верхней стратосферы, в частности, на увеличение количества молекул NO_x . Минимум метеорологической солнечной постоянной при малых значениях чисел

Вольфа обязан большой интенсивности галактических космических лучей в этот период. Не исключена и другая причина обнаруженной нелинейности связей, например, сдвиг положения одной из квазистационарных длинных волн в соседний район может также привести к изменению знака связей, так как внешнее возмущение будет накладываться на другие начальные условия в атмосфере.

В дополнение к вышеизложенному амплитуды годового хода температуры для 32 наиболее длиннорядных станций из таблицы были подвергнуты периодограммному анализу, который показал наличие солнечнообусловленных циклов длительностью 11—12 и 20—22 года. Из других циклов следует отметить 3, 5, 8 и 15-летние циклы. В ряде работ последним трем циклам также приписывается солнечное происхождение [12, 13].

Таким образом, выбор атмосферной характеристики при исследовании влияния космических факторов на нижнюю атмосферу является важнейшим этапом исследования. Если ранее при анализе рядов температуры появление солнечнообусловленных колебаний (11 и 22-летних) в рядах не превышало 10 % от числа проанализированных случаев [11], то удачный выбор атмосферного показателя позволил увеличить этот процент в 6—7 раз. Нам представляется, что в выбранном показателе эффект космических факторов акцентируется, поскольку вероятность выявить эффект в амплитуде изменения годового хода температуры увеличивается в два раза по сравнению с анализом температуры в какой-либо один сезон года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметкереев С. Х., Дергачев В. А., Кочаров Г. Е. Вариации концентрации стабильных изотопов в датированных органических образцах. IX Ленинградский семинар по космофизике. ФТИ им. А. Ф. Иоффе. Л., 1978, с. 71—110.
2. Борзенкова И. И., Винников К. Я., Спирина Л. П., Стеховский Д. И. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг. — Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.
3. Гневышев М. Н. Об 11-летнем цикле солнечной активности. — УФН, 1966, т. 90, вып. 2, с. 291—301.
4. Дмитриев А. А. О связи муссонных колебаний давления и температуры с солнечной активностью. — Метеорология и гидрология, 1949, № 5, с. 52—59.
5. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности. /Под ред. В. Ф. Логинова. Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1976. — 203 с.
6. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Солнечная активность и климат. — ДАН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 607—610.
7. Логинов В. Ф. Новый индекс солнечной активности. — В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца, вып. 21. — Иркутск, 1972, с. 141—151.
8. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 448 с.
9. Оль А. И. Индексы возмущенности магнитного поля Земли и их гелиогеофизическое значение. — Труды ААНИИ, 1969, вып. 289, с. 5—23.
10. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. — М. — Л.: Наука, 1964. — 362 с.

11. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современные изменения климата.—Л.: Гидрометеиздат, 1966.—268 с.

12. Сазонов Б. И., Логиннов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи.—Л.: Гидрометеиздат, 1969.—116 с.

13. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат.—Л.: Гидрометеиздат, 1963.—274 с.

14. Harman J. R., Goldberg R. A. Sun, weather and climate.—NASA, Washington, D. C., 1978. 360 p.

15. Manley G. Temperature trends in England, 1698—1957. Archiv fur meteorologie, geophysik und bioklimatologie, Seria B, Bd. 9, 3—4, 413—433, 1959.

16. Muggletton L. M. Secular variation in F-region response to sunspot number.—J. of Atm. and Terr. Phys., 1969, vol. 31, N 12, p. 1413—1419.

17. World Weather Records.—Washington, 1927, 1934, 1947, 1959.

О ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ЗАСУХ

Обусловленность засух атмосферной циркуляцией рассмотрена в ряде работ. В них можно усмотреть две основные тенденции. Одни авторы стремятся найти единый индекс циркуляции, пригодный, с соответствующими численными вариациями, для синоптической идентификации если не всех засух, то подавляющего их числа [3]. Другие авторы с самого начала исходят из возможности различных синоптических процессов, которые несмотря на все их различие приводят к сходному режиму погоды на больших территориях и к одинаково губительным последствиям для сельскохозяйственных культур. Так, Б. П. Мультиановский для засух на Европейской территории СССР (ЕТС) установил два синоптических типа, связанных с пребыванием на ЕТС антициклонов арктического и азорского происхождения. Совместное действие их приводит к формированию третьего, комплексного типа засух (см. обзор в [1]).

В настоящей статье вопрос рассматривается в самой простой постановке, а именно ставится цель определить степень преобладания антициклонического режима циркуляции в сезоны засух, имея в виду, что этот фактор давно признан решающим в процессе установления длительной сухой и жаркой погоды. Для характеристики циркуляции мы использовали синоптический каталог Л. А. Вительса [2], в котором даны значения месячных чисел дней с антициклонической циркуляцией по 8 районам первого естественного синоптического района с 1900 г. Нами использовалось сезонное число дней за весну (март—май) и лето (июнь—август) в сумме. Засухи учитывались наиболее распространенные по площади и интенсивные [4, 5]. Их годы и территориальное распределение указаны в таблице.

Барико-циркуляционные характеристики Вительса рассматривались сначала по отдельным годам, а затем объединялись в группы в зависимости от преобладания антициклонического или циклонического характера циркуляции. Этот признак учитывался прежде всего для тех областей, на которых осуществляет-

ся засуха, т. е. 7-й и отчасти 4-й районы каталога для ЕТС и 8-й район для Казахстана.

Для засух всех 4 территориальных групп оказалось возможным произвести разделение по преобладанию антициклонического (А) и циклонического (Ц) режима циркуляции, как это показано в таблице.

Полученные выводы относятся к сезонам весны и лета в целом, в пределах которых имеются периоды и с резко выраженной засушливостью, и с нарушением ее. Естественно, что для первых

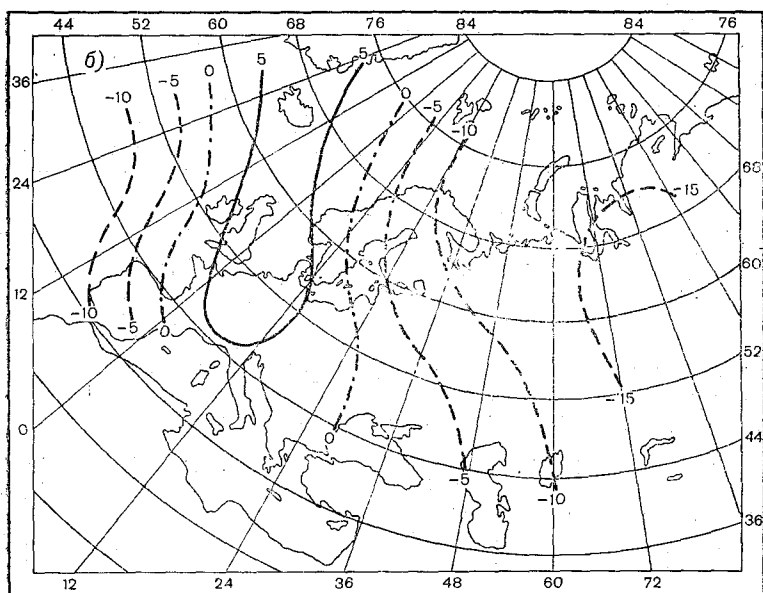
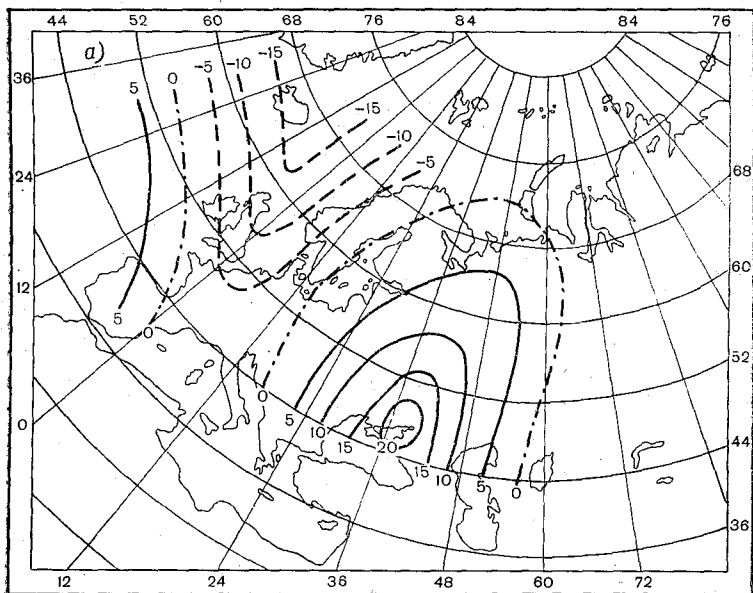
Таблица

Отклонение от нормы числа дней с антициклонической циркуляцией за весну и лето 1900—1979 гг. для засух на различных территориях

Тип циркуляции и годы засух	Районы синоптического каталога								Индекс засушливо- сти
	1	2	3	4	5	6	7	8	
1. Европейская территория СССР									
А 1938, 1946, 1959, 1972, 1979	-15	+2	-3	+5	+7	-4	+20	-4	11,5
Ц 1914, 1950, 1968	+6	-13	-14	-6	-11	+7	-4	-12	1,3
2. Европейская территория СССР и западная часть Северного Казахстана									
А 1924, 1927, 1936	-3	+18	-9	+12	-13	0	+9	+10	13,0
Ц 1901, 1906, 1939, 1957	+0	-12	-2	+8	-5	+6	0	-11	21,0
3. Европейская территория СССР и Северный Казахстан									
А 1911, 1931, 1951, 1963, 1965, 1975	+8	0	-1	+8	0	+2	+21	+27	6,0
Ц 1920, 1921	-15	-24	+7	-8	+7	-18	+2	-20	9,0
4. Северный Казахстан									
А 1900, 1932, 1940, 1967, 1974, 1977	-1	-9	-1	-7	-1	-6	+16	+15	-8,0
Ц 1923, 1933, 1955	+15	-7	-10	-5	+3	+13	-15	-11	4,0

из них степень преобладания антициклоничности выше, чем в целом для сезонов, характерным примером этого является 1979 г. Это показано и в монографии А. С. Утешева [6]. Однако и Утешев для резко засушливых периодов считал необходимым выделить циклонический тип синоптических процессов, хотя с очень малой повторяемостью. Для определенных задач — долгосрочных прогнозов погоды, гелиоклиматических соотношений и др. — интерес представляют обобщенные данные.

В предшествующей статье [5] были рассмотрены засухи, наибольшие по площади, т. е. охватывающие и ЕТС, и Северный Казахстан одновременно (3-я территориальная группа по таблице). В отношении барического режима весны и лета эти засухи четко разделились на две подгруппы, с преобладанием или



Барический режим в годы засух на Европейской территории СССР (отклонение от нормы числа дней с антициклонической циркуляцией за март — август).

а — первая группа лет, б — вторая группа лет.

антициклонической или циклонической циркуляции. Разница оказалась значительной — в первой группе лет среднее отклонение от нормы числа дней с антициклонами ΔA составляет $+27$, а во второй — 20 дней (последнее указывает на циклонический режим). Первая подгруппа содержит 6 лет, вторая — 3 года. Преобладание антициклональных сезонов естественно, но нельзя не отметить, что в одной трети всех засушливых сезонов преобладала циклоническая структура барических полей.

На рисунке показана схема барического режима в годы засух 1-й территориальной группы. Контрастность барических полей в районе самой засухи выражена очень резко: в 7-м районе Вительса ΔA составляет $+20$ дней для типа А и -4 дня для типа Ц. Контрастность сохраняется по всему полю карты. Барическое поле вместе с тем показывает преобладание процессов трансформации при засухах в сезоны типа А и процессов теплой адвекции в сезоны типа Ц. Роль того и другого фактора неоднократно исследовалась в предыдущих исследованиях, в которых вообще встречается разделение засух на два типа — радиационные и адвективные.

Обратимся к засухам 2-й группы (ЕТС и западная часть Северного Казахстана). Ранее [4] засухи разделялись нами только по двум группам — европейские и казахстанские. Введение промежуточной 2-й группы засух, занимающих центральное положение на исследуемой территории, внесло окончательную ясность в вопрос гелиогеофизических связей засух. С этой точки зрения следует выделить западный (1 и 2-я группы) и восточный (3 и 4-я группы) типы засух. Первый тип связан с восходящей ветвью корпускулярной активности Солнца в 11-летнем цикле (по индексу K_p), второй — с нисходящей. Эта зависимость значительно более четкая, чем полученная ранее при использовании только двух основных территориальных групп.

Вновь введенная 2-я группа засух по своей локализации занимает центральное место на исследуемой территории. Типичное место их осуществления — восточная часть ЕТС, в особенности Заповольжье, и западная часть Казахстана. Они являются исходным объектом исследований Б. И. Сазонова и соавторов с точки зрения формирования засушливости под влиянием высоких антициклонов и отражения этого влияния в наземных полях температуры и давления воздуха, а также метеорологических характеристиках. Указанные показатели использованы авторами для построения рядов трех индексов засушливости Z_1 , Z_2 и Δp , из которых первый и третий являются макроциркуляционными, а второй — скорее макрометеорологическим. Построен также ряд комплексного индекса как суммы трех исходных [3]. Чем сильнее засушливость, тем выше значение индекса в случае европейских засух, для казахстанских связь обратная.

В таблице даны средние значения индекса для всех четырех групп засух с подразделениями А и Ц. Наибольшие значения отмечаются для 2-й группы, центральной (причем они выше для

разновидности Ц). Это может служить показателем большей степени синоптического и метеорологического единства засух этой группы по сравнению с другими и подтвердить целесообразность подхода авторов к систематизации засух. Заметим, что и по расположению на карте полей антициклоничности и циклоничности (см. таблицу) типы А и Ц для засух 2-й группы обнаруживают больше сходства между собой, чем засухи остальных групп.

Для 2-й группы засух отмечается, по нашим разработкам, также наилучшая связь с типами циркуляции W, E и С по Вангенгейму. Однако показатели связи засух с характеристиками циркуляции как по Вительсу, так и по Вангенгейму вообще невелики и уступают показателям зависимости засух от фаз солнечной активности, судя по выводам, полученным Т. В. Покровской и И. И. Ефремовой. Это согласуется с указанием в работе [1] на то, что степень увлажнения может зависеть не только от синоптической ситуации самой по себе, но и от воздействия компонентов солнечной активности на процессы конденсирования осадков в атмосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдал М. Х., Неушкин А. И. Макроциркуляционные факторы и прогноз засух в основных сельскохозяйственных районах СССР. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1979, вып. 59. — 140 с.
2. Вительс Л. А. Избранные труды. Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 256 с.
3. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 129—136.
4. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 253 с.
5. Покровская Т. В., Григорьева А. А. О циркуляционных характеристиках европейско-казахстанских засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 29—37.
6. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. — Алма-Ата: Наука, 1972. — 176 с.

Е. П. Борисенков, Л. Е. Борисова

К ВОПРОСУ ОПТИМИЗАЦИИ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Метеорологические прогнозы с заблаговременностью несколько сезонов и более имеют важное экономическое и социальное значение при планировании социально-экономического развития и управления производством (сельское хозяйство, рыболовство, строительство и транспорт, энергетика, водопользование и ирригация, лесное хозяйство и др.).

В связи с развитием Всемирной климатической программы роль такого вида прогнозов, относящихся к классу короткосрочных климатологических прогнозов, будет возрастать [7].

Однако долгосрочные метеорологические прогнозы являются не только наиболее важными в практическом отношении, но и наиболее уязвимыми в смысле результативности в проблеме метеорологических прогнозов.

Так, по данным Т. В. Покровской [8], уровень оправдываемости долгосрочных прогнозов температуры в среднем находится около $\rho \leq 0,2$. (Критерий $\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$, где n_+ и n_- — число оправдавшихся и неоправдавшихся по знаку прогнозов.) Это соответствует оправдываемости прогнозов по знаку не более 55—60 %. Последнее означает, что один прогноз из двух-трех обязательно ошибочен. Использование ошибочных прогнозов порождает еще большую неопределенность, а в решающем случае может нанести и ущерб народному хозяйству.

Чтобы в какой-то мере приблизиться к требованиям практических запросов сегодняшнего дня нужно повысить стабильность оправдываемости прогнозов.

В настоящее время имеются несколько принципиально различных подходов к решению проблемы долгосрочного прогноза: синоптико-климатологические, гидродинамические или гидродинамико-статистические и физико-статистические.

Однако известно, что различные схемы часто дают разноречивую прогностическую информацию, а порой и противоречивые указания. В прогностической практике пока не решен вопрос

о том, как использовать несколько различных прогнозов, составленных на определенный месяц, и можно ли в принципе, имея набор таких сравнительно грубых и разноречивых прогнозов, составить оптимальный и более надежный прогноз, учитывающий достоинства и недостатки различных методик. До сих пор предпочтение обычно отдается одному методу, признанному основным (в данном учреждении). Все остальные методы считаются вспомогательными и учитываются как некие признаки, подтверждающие основной прогноз или снижающие к нему доверие.

Задача оптимизации нескольких прогнозов, желательного составленных на основе различных по физической постановке методов с целью дать оптимальный и единственный прогноз, пока не решена.

Одним из авторов в 1974 г. был предложен возможный принцип оптимизации долгосрочных прогнозов, который реализуется в данной работе.

Представим, что имеется k различных методов, дающих прогноз одного и того же элемента $x(\hat{x}_1, \hat{x}_2, \hat{x}_3 \dots, \hat{x}_k)$, т. е. мы имеем k прогнозов элемента x . Здесь $\hat{x}_i$ — прогностические значения x , полученные по i -му методу (схеме), $\hat{x}$ — прогностические значения x , данные комплексным методом.

Учитывая качество различных прогностических схем, определенное на основе статистического испытания этих схем на одной и той же независимой выборке, можно построить новый прогноз как линейную комбинацию нескольких прогнозов с весовыми множителями, учитывающими результаты статистического испытания схем.

Будем искать прогностическую величину $\hat{x}$ в виде линейной комбинации $\hat{x}_i$, т. е.

$$\hat{x} = a_1 \hat{x}_1 + a_2 \hat{x}_2 + \dots + a_k \hat{x}_k. \quad (1)$$

Коэффициенты a_i будем находить методом наименьших квадратов или другим удобным способом [5].

При этом относительная ошибка прогнозов на зависимой выборке, связанная с множественным коэффициентом корреляции, а следовательно и с ρ^* , определяется выражением

$$\delta_{00} = \sqrt{\frac{\delta_{x, 1, 2, \dots, k}^2}{\sigma_x^2}} = \sqrt{\frac{|D|}{|D_{11}|}}, \quad (2)$$

где

$$|D| = \begin{vmatrix} 1 & r_{x\hat{x}_1} & r_{x\hat{x}_2} & \dots & r_{x\hat{x}_k} \\ r_{x\hat{x}_1} & 1 & r_{\hat{x}_1\hat{x}_2} & \dots & r_{\hat{x}_1\hat{x}_k} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{x\hat{x}_k} & r_{\hat{x}_1\hat{x}_k} & r_{\hat{x}_2\hat{x}_k} & \dots & 1 \end{vmatrix}.$$

* Как показано И. А. Багровым [1], между ρ и коэффициентом корреляции r существует определенная связь: $r = \sin \frac{\pi}{2} \rho$.

Здесь $r_{x\hat{x}}$ — коэффициент корреляции, характеризующий качество i -го метода; $r_{\hat{x}_i\hat{x}_j}$ — коэффициент корреляции, характеризующий связанность прогнозов по каждому из методов, например, $r_{1,2} = r_{\hat{x}_1\hat{x}_2}$; $\delta_{x,1,2,\dots,k}^2$ — средний квадрат ошибки прогноза, определяемого (1); σ_x^2 — дисперсия прогнозируемого элемента x ; $|D_{11}|$ — детерминант, получаемый из $|D|$ путем вычеркивания первой строчки и первого столбца.

Если учесть соотношение между длиной реализации n , по которой производится комлексация, и размерностью вектора x , то, воспользовавшись результатом А. С. Марченко, ошибку прогноза на независимом материале можно оценивать как величину

$$\delta = \delta_{00} \frac{k}{n - k - 2}. \quad (3)$$

Анализ качества такого оптимального прогноза может быть произведен, если известны все статистические свойства используемых методов, т. е. матрица $\{D\}$. Пока расчеты таких матриц никем не проводились. Для качественного анализа рассмотрим простейший случай наличия двух методов $\hat{x}_1$ и $\hat{x}_2$. При этом

$$\hat{x} = a_1 \hat{x}_1 + a_2 \hat{x}_2, \quad (4)$$

$$\delta_{00} = \sqrt{1 - \frac{r_{x\hat{x}_1}^2 + r_{x\hat{x}_2}^2 - 2r_{x\hat{x}_1} r_{x\hat{x}_2} r_{1,2}}{1 - r_{1,2}^2}}, \quad (5)$$

где $r_{x\hat{x}_1}$ и $r_{x\hat{x}_2}$ — коэффициенты корреляции между прогнозируемыми величинами 1-м и 2-м методами и фактическим значением x в данной точке; $r_{1,2}$ — коэффициент корреляции между прогнозируемыми величинами по этим двум методам.

Пусть $r_{x\hat{x}_1} = r_{x\hat{x}_2} = r_x$ (методы равноценны). При этом возможны три варианта:

- 1) $r_{1,2} = 0$ — линейно независимые прогнозы,
- 2) $r_{1,2} > 0$ — подтверждающие друг друга методы,
- 3) $r_{1,2} < 0$ — противоречивые методы, дающие преимущественно разные знаки аномалий.

Тогда на основе (5) в первом случае

$$\delta_{00} = \sqrt{1 - 2r_x^2}, \quad (6)$$

во втором и третьем случаях

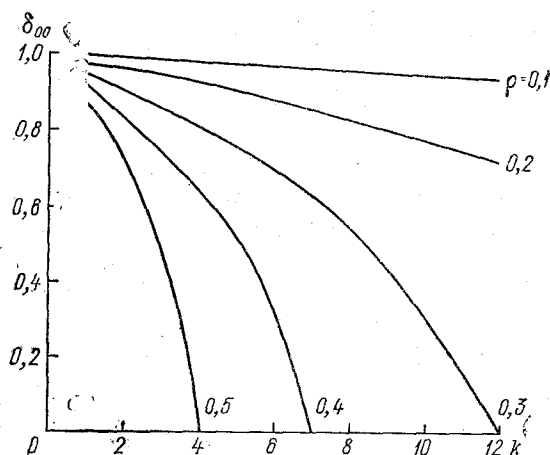
$$\delta_{00} = \sqrt{1 - 2r_x^2 \frac{1}{1 + r_{1,2}}}, \quad (7)$$

Если $r_{1,2} > 0$, δ_{00} больше, чем при $r_{1,2} = 0$, если $r_{1,2} < 0$, δ_{00} в этом случае меньше, чем в первом и втором случаях.

Причем во всех случаях средняя ошибка комплексированных прогнозов будет меньше, чем средняя ошибка прогнозов по каждому из методов.

Такая комплексация при обязательном знании статистических оценок каждого метода позволяет извлекать полезную информацию из противоречивых прогнозов вместо того, чтобы отбрасывать ее.¹

Произведем оценку того, на какое улучшение качества прогнозов можно рассчитывать, применяя подобную процедуру оптимальной комплексации нескольких методов прогнозов. Строгую



Возможные значения относительной ошибки при различном качестве прогнозов.

оценку без знания корреляционной матрицы $\{D\}$ сделать пока нельзя. Однако можно произвести качественную оценку.

Пусть рассматриваемые методы линейно независимые, т. е. $r_{ij} = 0$, а

$$\delta_{00} = \sqrt{1 - (r_{x\hat{x}_1}^2 + r_{x\hat{x}_2}^2 + \dots + r_{x\hat{x}_k}^2)}. \quad (8)$$

Пусть далее выбранные методы равноценны, т. е. $r_{x_i} = \text{const.}$

На рисунке приведены возможные значения относительной ошибки δ_{00} оптимального прогноза при различном качестве прогнозов, составленных каждым из методов.

Очевидно, что если уровень прогнозов по методам, включаемым в оптимальный прогноз, не высокий ($p \geq 0,2$), в этом случае можно рассчитывать на незначительное повышение p .

¹ В прогностической практике применялась комплексация прогнозов путем вычисления средней величины из нескольких прогностических величин. Такая комплексация не может быть оптимальной.

В случае если $r_x = \rho = 0,3$ (такие прогнозы имеются у нас для Западной Сибири), то повышение оправдываемости комплексного прогноза возможно при $k=3+4$ до $\rho \approx 0,4-0,5$. В этом случае можно надеяться получить вполне удовлетворительное качество прогнозов (70 % и выше).

Предлагается два пути подхода к оптимизации. Первый подход основывается на построении оптимального прогноза как линейной комбинации нескольких прогнозов, составляемых на данный месяц с различной заблаговременностью по единой методике.

Оптимизация осуществляется с использованием независимой выборки с учетом оправдываемости прогнозов по каждой из входящих в схему заблаговременностей. При этом появляется возможность отбраковки в процессе такой оптимизации схем, которые не несут полезной прогностической информации.

Таблица

Сравнение оценок оправдываемости ρ оптимального прогноза и физико-статистического для ЕТС

Вид прогноза	На какой месяц прогноз					
	V 1978	X 1978	IX 1979	XI 1979	XI 1979	IX 1979
	Заблаговременность 9, 10, 11 мес					Заблаговременность 16—17 мес
Оптимальный	0,04	0,09	0,26	0,10	0,30	0,10
Физико-статистический	-0,36	-0,06	-0,16	-0,50	0,41	-0,16

Мы провели пробную оптимизацию физико-статистического метода, разработанного авторами работ [2, 3, 4]. Использовались различные заблаговременности, выбранные в результате статистической оценки оправдываемости прогнозов из выборки $n=100$ случаям. (Оценка производится для всех заблаговременностей автоматически на ЭВМ БЭСМ-6 по программе В. Н. Пивоваровой.) Были рассчитаны коэффициенты регрессии для нескольких наборов k ($k=2, 3, 4$) по программе В. А. Кузнецова.

Прежде чем производить полный статистический анализ качества оптимизации представлялось важным оценить, приводит ли оптимизация к улучшению качества неудачных прогнозов, для которых $\rho < 0$. С этой целью для нескольких случаев неудачных оперативных прогнозов по ЕТС за 1978—1979 гг. были подсчитаны оптимальные прогнозы, результаты оценки которых представлены в таблице.

Так, при комплексации физико-статистических прогнозов аномалии температуры с заблаговременностью 9, 10, 11 месяцев (май и октябрь 1978 г., сентябрь, ноябрь и декабрь 1979 г.) и с заблаговременностью 16—17 месяцев (сентябрь и ноябрь 1979 г.) получился средний выигрыш при оптимизации.

Однако для случая прогноза $\rho > 0$ (ноябрь 1979 г.) выигрыша при оптимизации не получилось.

Таким образом, можно констатировать, что даже при этом способе оптимизации получается определенный выигрыш.

Однако следует заметить, что прогностические поля комплексных прогнозов получаются более сглаженными, чем прогностические величины, заложенные в него. В связи с этим поиски эффективных методов комплексации следует продолжить.

Второй вариант комплексации основывается на построении оптимального прогноза, в котором реализуются прогностические схемы, основанные на различных физических принципах. Так может быть произведена комплексация сверхдолгосрочных физико-статистических [3] и синоптико-климатологических прогнозов [6], для которых имеется статистика оправдываемости с 1965 г. и независимые ряды выборки за 15 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Аналогичность полей метеорологических элементов. — Труды ЦИП, 1956, вып. 46(73).
2. Борисенков Е. П. Физико-статистические методы анализа и предвычисления метеорологических полей. — Труды ААНИИ, 1963, т. 263, с. 243.
3. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. Физико-статистическая схема предвычисления средних месячных аномалий температуры воздуха на полушарии. — Труды ААНИИ, 1967, т. 275, с. 310—318.
4. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. Уточненная физико-статистическая схема сверхдолгосрочного прогноза средних месячных аномалий температуры воздуха для северного полушария. — Труды ГГО, 1980, вып. 443.
5. Борисенков Е. П., Романов М. А. Алгоритмы и программы статистической обработки информации на ЭВМ. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 263 с.
6. Воробьева Е. В. К вопросу о распределении макроциркуляционного метода долгосрочных прогнозов погоды на территории СССР. — Труды ГГО, 1964, вып. 164, с. 84—89.
7. Всемирная конференция по климату. Конференция экспертов. Климат и человечество. Сборник расширенных тезисов докладов ВМО, Женева, 1979. 406 с.
8. Покровская Т. В. О некоторых итогах долгосрочных прогнозов погоды. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 75—85.

Б. И. Сазонов

ДВЕНАДЦАТИЛЕТНИЙ ПЕРИОД УВЛАЖНЕННОСТИ

Выявление цикличности помогает находить методы предсказания экстремальных погодных явлений с большой заблаговременностью. Обнаружение связи экстремальных явлений с гелиогеофизическими факторами способствует лучшему пониманию природы явлений, выявлению сезонов и эпох их наиболее вероятного появления.

Таблица 1

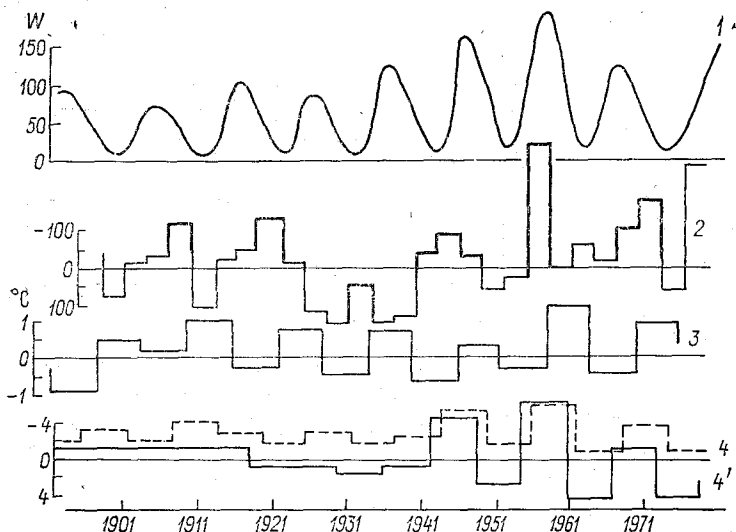
Связь засух Алтая и Казахстана с эпохами минимумов солнечной активности в 11-летнем цикле. (1891—1979 гг.)

	Фазы 11-летнего цикла солнечной активности		
	3 года до минимума	3 года минимума чисел Вольфа	3 года после минимума
Среднее значение индекса засушливости	+0,5	+2,7	—1,3
Вероятность наступления засухи . . .	15%	45%	10%
Квадратическое отклонение среднего σ	0,9	0,8	0,9

Многими авторами была отмечена приуроченность засух Алтая, Северного и Восточного Казахстана к эпохам минимума солнечной активности [4, 5]. С помощью введенного нами индекса засушливости, который вычисляется на основе учета сезонных аномалий температуры и осадков по большой территории, можно показать статистически значимую связь засух на востоке зернового пояса СССР с солнечной активностью.

В табл. 1 приведены средние значения индексов засушливости, вычисленные для трех лет минимума солнечной активности, трех предшествующих минимуму и трех последующих лет. Всего было использовано восемь минимумов солнечной активности,

начиная с минимума 1902 г. и кончая минимумом 1976 г. Индекс засушливости изменяется от $+10$ (условия жестокой засухи) до -10 (условия максимально возможного режима увлажнения). Из табл. 1 видно, что в минимуме солнечной активности практически каждый второй год оказывается годом с умеренной или сильной засухой (вероятность засухи -45%). Однако это не исключает того, что в минимуме могут наблюдаться и годы с хорошим увлажнением. Среднее значение индекса засушливости для этого периода всего $+2,7$, хотя годы с засухой характеризуются величиной индекса засушливости $+6$ и более. Можно



Сравнение гидрометеорологических показателей по равнинам России и Казахстана с числами Вольфа.

1 — числа Вольфа; 2 — аномалии числа дней с антициклонами по 3-летним средним; 3 — аномалии 6-летних зимних температур; 4 — 6-летние средние значения индекса засушливости по Алтаю и Казахстану; 4' — то же, с учетом отрицательных значений индекса.

отметить высокую статистическую надежность положительного знака индекса в этот период: $2,7/0,8 \sim 3,4$. С помощью указанного факта нельзя точно определить год с засухой на Алтае и в Казахстане, но можно утверждать, что в эпоху минимума солнечной активности, которая определяется сейчас достаточно надежно с заблаговременностью в 3—4 года, каждый второй год будет засушливым.

Поскольку пять из восьми последних циклов солнечной активности имели продолжительность около 10 лет, то при исследовании цикличности различными методами обнаруживаются указания на наличие такого 10—11-летнего цикла в засухах Алтая

и Казахстана. Однако статистически более достоверным оказывается несколько более продолжительный цикл — длительностью около 12 лет. Этот факт кажется странным, поскольку солнечных циклов с такой продолжительностью было за последнее столетие лишь два.

В настоящей статье приводятся результаты исследования 12-летнего периода в увлажнении степных районов России и Казахстана с использованием различных метеорологических показателей.

Лучшими циркуляционными показателями оказались индексы Л. А. Вительса, дающие информацию по ЕТС, Западной Сибири и Казахстану (3, 4, 7 и 8-й районы по каталогу Л. А. Вительса). Достаточно четкая картина 12-летнего периода в числе дней с антициклонами по этим районам получается при осреднении данных по всем сезонам года и по всем четырем районам. В противоположность многим другим периодам, открытым в метеорологических рядах отдельных станций [2, 3, 6], 12-летний период проявляется в разных частях обширных территорий и становится очевиден лишь при значительном осреднении информации в пространстве.

На рисунке кривая 2 характеризует ход 3-летних значений аномалий числа дней с антициклонической циркуляцией по четырем районам Вительса (3, 4, 7 и 8-й районы) в отклонениях от нормы. Хорошо видна 12-летняя периодичность появления лет с хорошим развитием циклонов над западной половиной территории СССР (отрицательные значения индекса). Кривая 1 воспроизводит ход чисел Вольфа за период 1896—1979 гг. Видно, что трехлетия с максимальным развитием циклонов на равнинах ЕТС и Казахстана, выделенные вертикальными прямыми, не связаны с солнечной активностью, с числами Вольфа: за 80-летний период наблюдалось 6,5 периодов в развитии циклонов, но 7,5 периодов в ходе солнечной активности. Отмечается слабый максимум циклоничности в 12-летнем периоде около 1933 г. совпавший с периодом мощного развития антициклонов в этих районах, с периодом потепления климата в 30-х годах (см. кривую 2). Последние два десятилетия оказались годами достаточно хорошего увлажнения и можно отметить статистически значимое увеличение числа дней с циклонами над равнинами ЕТС и Казахстана за период с 30-х годов по настоящий период. Ближайшие три-пять лет в Западной Сибири, на Алтае и в Казахстане будут, по-видимому, весьма благоприятны для сельского хозяйства, учитывая этот тренд, а также и то, что на эти годы придется очередной максимум в развитии циклоничности в 12-летнем цикле и достаточно высокий уровень солнечной активности.

Слабое развитие циклоничности над указанными районами и низкий уровень солнечной активности способствуют формированию засух на Алтае, в Казахстане и в Западной Сибири. Период 1920—1940 гг. был в этих районах особенно засушливым.

Выдающиеся засухи здесь приходились на спады кривой 2 (1901, 1909, 1929, 1931, 1940, 1951, 1962, 1965, 1974 гг.).

12-летний цикл засух хорошо выявляется на востоке зернопроизводящего пояса СССР за последние 90 лет при осреднении индексов засушливости по 2, 3, 4 года. При осреднении по 6 лет обнаруживается интересный эффект: 12-летний период исчезает в ходе кривой до 1935 г., но четко проявляет себя после 1935 г. (см. кривую 4). На этой кривой хорошо виден период повышенной засушливости с 1920 по 1940 г., (наличие 12-летнего периода в последние годы статистически значимо). Кривая 4' показывает 6-летние средние для лет повышенной увлажненности — годы с засухой во внимание не принимались. В период потепления климата 12-летний период не прослеживался. Периоды повышенной увлажненности на один-два года запаздывают по отношению к периодам повышенной циклоничности.

В зимний период, когда осадки измеряются недостаточно надежно, проявление 12-летнего периода было решено искать в температуре равнин ЕТС, Западной Сибири и Казахстана. Основанием к тому было: а) соответствие этого района районам 3, 4, 7 и 8-му по Вительсу; б) переменное влияние на этот район атлантического минимума и сибирского максимума, что в зимний период и определяет режим температуры этого района; в) надежность данных по температуре в этом районе.

Месячные аномалии температуры за ноябрь, декабрь, январь и февраль, снятые в 12 узлах¹ координатной сетки, осреднялись. Таким образом определялось значение зимней температурной аномалии. Кривая 3 воспроизводит ход 6-летних зимних температур на равнинах ЕТС, Западной Сибири и Казахстана. Здесь опять отмечается тот же эффект: наличие 12-летнего периода изменений зимних температур связанного с развитием циклоничности в течение года на равнинах ЕТС и Казахстана. Ход зимних температур хорошо повторяет ход развития циклоничности. В периоды высокой повторяемости числа дней с циклонами летом снижается значение индекса засушливости (отрицательный индекс) и повышается температура зимних месяцев. Обе эти связи физически легко объяснимы, хотя имеется четкое запаздывание на три года теплых зим к эпохам интенсивной циклоничности.

Результаты детального статистического анализа осредненных максимальных и минимальных значений a по периодам от 10 до 13 лет приводятся в табл. 2 для всех четырех обсуждавшихся выше показателей. Здесь же приводится статистическая значимость этих экстремумов с помощью отношения a/σ и указывается год экстремума в последнем периоде. Анализ отдельно экстремаль-

¹ Координаты узлов в северном полушарии: широта 60°, восточная долгота 20°, 40°, 60° и 80°; широта 55°, восточная долгота 30°, 50°, 70° и 90°; широта 50°, восточная долгота 20°, 40°, 60° и 80°; широта 45°, восточная долгота 50° и 70°.

Таблица 2

Средние значения (a), положение (год) и статистическая надежность (a/σ) экстремумов в метеорологических показателях и чисел Вольфа в различных периодах

Показатель	Экстремум	10-летний период			11-летний период			12-летний период			13-летний период		
		Год	a	a/σ	a	a/σ		Год	a	a/σ	a	a/σ	
Числа Вольфа	Мин.	1974	-24	2,8	-36	6,0		1975	-5	0,7	-4	0,6	
	Макс.	1979	+37	2,5	± 31	1,7		1979	+6	0,5	+19	0,9	
Годовое число дней с антициклонами	3-годишн. минимум	1979	-21	1,7	-24	1,9		1969	-41	2,6	-18	1,8	
	3-годишн. максимум	1975	+7	0,5	+1	0,1		1975	+12	1,4	+15	1,3	
Температура зимы на равнинах ЕТС и Казахстана, °C	3-годишн. максимум	1978	+0,4	1,6	+0,3	1,2		1972	+0,6	2,8	+0,6	2,8	
	3-годишн. минимум	1974	-0,2	0,8	-0,1	0,6		1978	-0,4	2,5	-0,5	2,4	
Индекс засух Алтая и Казахстана (V-VII)	3-годишн. минимум	1978	-2,3	2,2	-2,5	2,4		1971	-2,7	2,6	-3,1	2,7	
	3-годишн. максимум	1974	+1,9	2,0	+2,6	2,5		1976	+3,1	2,9	+2,0	1,8	
Индекс засух Алтая и Казахстана (V-VII)	Мин.	1978	-4,2	2,3	-4,0	3,4		1970	-5,5	2,8	-4,8	2,2	
	Макс.	1975	+4,2	2,3	+5,8	4,2		1977	+3,6	2,2	+3,0	1,4	

Примечание. Выделенные цифры — статистически значимые величины $a/\sigma \geq 2,5$.

ных значений в метеорологии имеет определенный смысл, поскольку природа одних экстремумов связана с одними процессами, а экстремумов противоположного знака — с другими процессами, частотные характеристики которых не связаны с перемыми.

Числа Вольфа обнаруживают, естественно, статистически надежный 10-летний период как по максимумам, так и по минимумам (выделенные цифры в табл. 2). Имеется 11-летний период в минимальных значениях чисел Вольфа [1]. Отсутствуют 12- и 13-летние периоды. В кривой годового числа дней с антициклонами обнаруживается лишь 12-летний цикл и только по минимальным значениям, т. е. только периоды с большой повторяемостью дней с циклонами имеют тенденцию повторяться через 12 лет. Если из первоначального ряда убрать параболический тренд, статистическая надежность выделения 12-летнего периода возрастает почти вдвое и статистически значимыми оказываются и периоды с частым развитием антициклонов. Неслучайность 12-летнего периода в увлажнении равнин ЕТС и Казахстана подтверждается также и тем, что такой период прослеживается в числе дней с глубокими циклонами — другой характеристике циркуляции по Л. А. Вительсу. Однако 12-летний период отсутствует в числе дней с мощными антициклонами. Неслучайность 12-летнего периода увлажненности подтверждается и тем фактом, что в стоке рек Средней Азии и Казахстана, Алтая, Западной и Восточной Сибири прослеживается такой период. Особенно высока статистическая значимость этого периода в стоке рек Западной Сибири [3, 6].

Осреднение данных по температуре по трем годам устраняет двух- и трехлетние колебания и четко выявляет 12-летний период. Экстремальные значения 3-летних зимних температур в 12-летнем периоде и оценка статистической надежности их отклонений от нормы, приведенные в табл. 2, показывают, что для этого показателя существует лишь 12-летний период или примерно период 12,5 лет и нет никаких указаний на воздействие солнечной активности на эту характеристику. Переходя к оценке надежности различных периодов в индексах засушливости, следует отметить, что влияние минимума солнечных пятен на появление засух также очевидно, как и влияние 12-летнего периода (значение отношения a/σ в 10-летнем цикле >2). Большинство засух тяготеет к эпохам минимума некоторого условного 11-летнего периода в результате наложения 10- и 12-летних периодов, который по мере увеличения масштаба осреднения становится скорее 12-летним или периодом 12,5 лет. Это подтверждается сравнением показателей индексов засух, приведенных в табл. 2. Связь индекса засушливости с двумя факторами приводит к тому, что когда максимумы увлажненности в 12-летнем периоде приходятся на минимумы солнечной активности (1924, 1934 гг.), 12-летний ритм разрушается в увлажнении. Этого эффекта не наблюдается в изменениях зимних температур.

Из анализа экстремальных отклонений метеорологических показателей, сравнения лет экстремумов и статистической надежности отклонений, мы можем сделать ряд заключений, имеющих как практический, так и теоретический интерес.

1. В циркуляции атмосферы над равнинами ЕТС и Казахстана прослеживается 12-летний период в частоте образования циклонов.

2. С этим периодом связан 12-летний период увлажненности, особенно хорошо проявляющейся в Зауралье.

3. Существует 12-летний период в засухливости летних сезонов в Зауралье и 12-летний период в засухах на востоке зернопроизводящего пояса СССР. Засухи в Зауралье приурочены к минимумам солнечной активности.

4. 12-летний период и период 12,5 лет прослеживаются во все сезоны года и модулируют изменения засухливости летом и температуры воздуха зимой на равнинах ЕТС и Казахстана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И. Процессы на Солнце и в атмосфере Земли. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 320 с.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние колебания атмосферных осадков на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 158 с.
3. Дружинин И. П. Природа многолетних колебаний речного стока. Новосибирск: Наука, 1976. — 336 с.
4. Иванов В. К. Влажные годы в Западной Сибири и засухи ЕТС. — Труды Омского СХИ им. С. М. Кирова, 1962, т. 49, с. 55—64.
5. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелио-геофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 253 с.
6. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука, 1969. — 244 с.

Л. П. Спирина, Б. И. Сазонов

О ВКЛАДАХ ЗОНАЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР В ТЕМПЕРАТУРУ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

До настоящего времени существует неясность в определении вклада отдельных географических регионов или широтных зон в глобальную температуру. Анализируя вековой ход температуры северного полушария, одни авторы [1] исходят из большой изменчивости температуры на малых географических площадях (высокие широты), другие [2, 3] — из малой изменчивости на значительных площадях (низкие широты).

Таблица 1

Распределение (по градациям) коэффициентов корреляции между средними месячными аномалиями температуры воздуха всего северного полушария и его отдельных широтных зон

φ° с. ш.	<0,30	0,30—0,39	0,40—0,49	0,50—0,59	0,60—0,69	0,70—0,79
85	2	4	4	2		
80	2	—	7	1	2	
75		2	1	5	3	1
70			1	4	5	2
65				3	7	2
60				1	9	2
55				2	9	1
50			1	5	4	2
45		1		6	3	2
40			4	3	3	2
35		3	5	4		
30	10	2				
25	5	4	2	1		
20	7	2	3			

Целью настоящей статьи является определение географических широт, ответственных за климатический фон полушария. В качестве исходных данных использовались средние широтные средние по полушарию аномалии температуры и давления, вычисленные за период 1881—1975 гг. и 1899—1967 гг. соответственно. Основные принципы работы с исходными данными опубликованы в [4].

В табл. 1 приводится распределение коэффициентов корреляции r , вычисленных между средними месячными значениями температуры полушария $\bar{T}$ и температурой отдельных широтных зон

Таблица 2

Распределение (по градациям) коэффициентов корреляции между средними месячными аномалиями давления воздуха всего северного полушария и его отдельных широтных зон

φ° с. ш.	<0,30	0,30—0,39	0,40—0,49	0,50—0,59	0,60—0,69	0,70—0,79	0,80—0,89
90	11	1					
80	10	1	1				
70	3	4	2	3			
65		4	4	1	3		
60			3	2	5	2	
55				2	4	6	
50				1	5	4	2
45				3	4	5	
40			3	4	6		
35			9	3			
30	4	2	2	3	1		
25	6	2	4				
20	11	1					

T_φ . В каждой строке табл. 1 содержится 12 коэффициентов — по числу месяцев в году. В крайнем правом столбце сгруппированы значения r , статистическая значимость которых определяется критерием $r/\sigma_r > 7$. Из этих данных следует, что в течение почти всего года температура широтных зон 55—65° с. ш. в значительной степени определяет особенности температурного режима всего северного полушария.

Таблица 2 построена на основе данных о связи аномалий среднего месячного давления по северному полушарию в целом с месячными величинами аномалий давления по отдельным широтам. И здесь вклад умеренных широт (в основном зона 45—55° с. ш.) определяет особенности барического режима всего полушария.

Отсюда следует вывод: полярные широты вследствие малы географических площадей, а экваториальные — в результате малой изменчивости температуры и давления не определяют планетарных изменений этих метеоэлементов.

В табл. 3 показано распределение коэффициентов корреляции между месячными значениями аномалий температуры всего северного полушария и средними широтными значениями месячных аномалий давления. Взаимосвязь между этими показателями более сложная. Высокие температуры на полушарии наблюдаются при низком давлении в умеренных и полярных широтах и высо-

Таблица 3

Распределение (по градациям) коэффициентов корреляции между средними месячными аномалиями температуры воздуха всего северного полушария и аномалиями давления воздуха отдельных широтных зон

φ° с. ш.	<0,30	0,30—0,39	0,40—0,49	0,50—0,59	Максимальное значение
90	10	2			—0,35
80	8	4			—0,39
70	5	4	2	1	—0,52
65	5	4	2	1	—0,56
60	8	2	1	1	—0,56
55	10	2			—0,38
50	12				—0,23
45	12				0,23
40	12				0,26
35	12				0,29
30	11	1			0,38
25	9	3			0,37
20	8	3	1		0,44

ком давлении на широтах южнее 35° с. ш. Это означает, что развитие циклонов у полюса и антициклонов в субтропиках усиливает, с одной стороны, западно-восточный перенос воздушных масс, с другой — перенос теплых южных масс к полюсу. Оба эффекта особенно четко проявляются зимой, когда роль циркуляционных факторов в изменении температуры значительно сильнее радиационных.

Естественно предполагать, что перепад давления субтропики — полярные широты должен хорошо увязываться с температурой всего северного полушария, а также с температурой умеренных широт. Существуют различные варианты вычисления индексов, характеризующих интенсивность западно-восточного переноса.

среди них определяемый разностью зонально осредненного давления на 35 и 65° с. ш. индекс Диниса [5]. Его связь с температурой полушария представлена значениями r , вычисленными для 9 коррелируемых пар данных, равными 0,53 в январе, 0,46—апреле, 0,11—в июле, 0,18—в октябре.

На рис. 1 а показана связь планетарной температуры (кривая 1) и температуры умеренных широт (кривая 2) с перепадом давления между «полярной шапкой» (90—60° с. ш.) и субтропическим поясом (25—20° с. ш.). Выбор этих зон сделан на основании табл. 3, из которой следует вывод о хорошей взаимосвязи

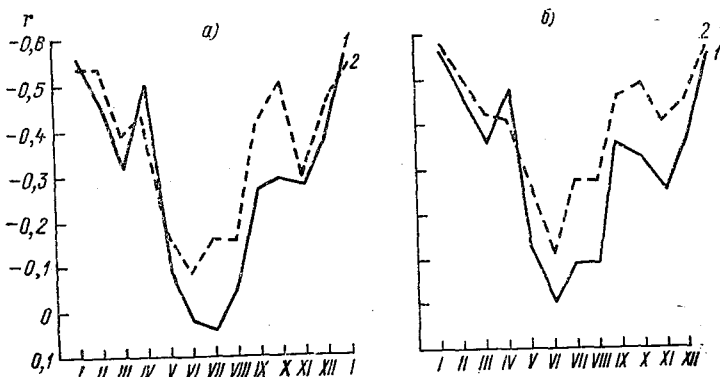


Рис. 1. Годовой ход корреляционных связей между различными зональными характеристиками температуры и давления воздуха в северном полушарии.

а — между градиентом давления ($P_{90-60} - P_{20-25}$) и температурой полушария (1) и температурой в зоне 65—45° с. ш. (2); б — между давлением в зоне 90—60° с. ш. («полярная шапка») и температурой полушария (1) и температурой в зоне 65—45° с. ш. (2).

температуры полушария с давлением севернее 55° с. ш. и южнее 30° с. ш. В летний период эти связи с градиентом давления практически отсутствуют, но значительны зимой и в переходные сезоны. Можно обратить также внимание на наличие полугодового колебания, когда связи температуры полушария с градиентом давления увеличиваются весной и осенью.

На рис. 1 б показана связь температуры полушария (кривая 1) и температуры в зоне умеренных широт (кривая 2) с давлением только в «полярной шапке». Основные особенности хода кривых рис. 1 совпадают, что говорит об определяющей роли давления в этой зоне на изменения температуры умеренных широт и полушария.

Проделанная работа показывает, что циркуляционные факторы являются одними из важнейших в изменении планетарной температуры и определяются степенью развития приполярной барической депрессии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митчелл Дж. М. Современные вековые колебания температуры земного шара. — В кн.: Солнечная активность и изменение климата. /Под ред. А. Х. Хргиана. — Л.: Гидрометеиздат, 1966, с. 87—105.
2. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха в северном полушарии. — Л.: Гидрометеиздат, 1973, с. 3—33.
3. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха в северном полушарии. Часть II. — Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 3—25.
4. Спирина Л. П., Сазонов Б. И. О связи средних широтных аномалий температуры и давления на северном полушарии. — Труды ГГО, 1977, вып. 428, с. 117—123.
5. Dines E. Monatliche und jährliche Breitenkreismittel des Luftdrucks auf der Nordhalbkugel für die Jahre 1899 — bis 1967. — Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 109 (Bd. 15), Offenbach A. M., 1968, s. 109—118.

Э. В. Рочева, В. Ф. Логинов

О ЗАСУХАХ В ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ РАЙОНАХ СССР

Засухи возникают при определенных крупномасштабных отклонениях в циркуляции атмосферы, на формирование которых влияет целый комплекс различных факторов: особенности циркуляции атмосферы, колебание теплосодержания океанов и ледовитости северных морей, ряд космико-геофизических факторов [1, 5, 7, 10, 11].

В качестве критерия засух используется показатель $NT + NP$ [11], наиболее близкий показателям Д. А. Педея [9] и А. В. Мещерской, В. Г. Блажевич [7]. Он учитывает нормированные значения площадей охвата аномалиями температуры и дефицитом осадков основных сельскохозяйственных районов СССР. Показатель засухи рассчитан для определенных сочетаний месяцев, наиболее важных для формирования урожая.

Отбор наиболее информативных предикторов производился корреляционным [3] и «узловым» методом Л. А. Вительса. Для этого предварительно отбирались 10 самых сухих и самых влажных вегетационных периодов. Для них рассматривалось состояние исследуемых факторов в предшествующих 30 месяцах. В качестве прогностических месяцев-предикторов учитывались те из них, для которых особенно велики расхождения между средними групповыми значениями предиктора. Степень различия между средними оценивалась с помощью критерия Стьюдента при 5%-ном уровне значимости. Для отобранных предикторов строились автокорреляционные функции для выяснения связности членов ряда.

Наиболее информативными оказались данные об изменении состояния исландского и алеутского центров действия атмосферы (изменение давления $\Delta P_{ал}$, $\Delta P_{исл}$, смещение по долготе $\Delta \lambda_{исл}$, $\Delta \lambda_{ал}$, по широте — $\Delta \varphi_{ал}$), разность давления между алеутским и гонолульским ЦДА (разн. Ал — Гон), число дней с меридиональной (Мр) формой циркуляции (по А. Л. Кацу), данные о тепловом состоянии Северной Атлантики (температура воды T_w) по дан-

Порядок включения предикторов в уравнения регрессии и значения коэффициентов

Район	Номер варианта	Предиктор	τ (мес.)	Коэффициенты		R^2	$R_{\text{ист}}$	Вклад факторов	F	S
				β_1	β_0					
ЕТС (за исключением Украинны)	1	$-\Delta T_{\text{укр}} \text{ VII}$	10	0,016	-1,33	27		14	16,5	0,75
		$\Delta P_{\text{укр}} \text{ IX}$	20	0,018		41		14	15,0	
		Разн. Ал-Гон. V	12	-0,082		52		13	15,4	
		$(\Delta P_{\text{ал}} \text{ VI})^2$	23	0,042		62		16	16,8	
		4 р. III	2	0,054		69	0,71	12	17,9	
Украина	2	$T_{\text{wK}} \text{ IX}$	20	0,54	0,42	31		28	9,2	0,64
		$T_{\text{wD}} \text{ II}$	3	-0,421		55	0,54	26	12,1	
		$\Delta T_{\text{укр}} \text{ X}$	19	0,042	-0,18	19		14	10,7	0,97
		$\Delta P_{\text{ал}} \text{ XII}$	17	-0,104		34		12	11,3	
		$\Delta T_{\text{ЕТС}} \text{ I}$	28	0,013		45		11	11,7	
Западная Сибирь	2	$\Delta P_{\text{исл}} \text{ IV}$	13	0,015		51		10	10,8	
		$G_{\text{B}} \text{ V}$	24	1,315		54	0,55	7	9,6	0,80
		Мр VIII	21	-0,091	1,95	43		40	16,3	
		Разн. АВид V	24	-0,585		61	0,59	21	15,3	0,81
		$\Delta P_{\text{ал}} \text{ IV}$	13	0,100	-0,56	19		15	10,4	
Казахстан	2	$\Delta P_{\text{ал}} \text{ IX}$	20	-0,027		34		14	11,3	
		$(8 \text{ p. IV})^2$	1	-0,031		50		15	14,5	
		8 р. IV	1	0,076		54		9	12,4	
		$(E \text{ III})^2$	2	0,942		58	0,60	5	11,4	0,85
		$T_{\text{wE}} \text{ XI}$	18	-1,000	0,38	35		31	11,1	
	1	$T_{\text{wC}} \text{ VI}$	11	0,879		29	0,59	29	15,3	0,85
		$G_{\text{B}} \text{ VI}$	11	2,294	-0,014	29		20	18,6	
		$\Delta P_{\text{ал}} \text{ V}$	24	0,135		47		13	17,3	
		$\Delta P_{\text{исл}} \text{ XI}$	6	-0,083		53		10	15,9	
		$(\Delta T_{\text{укр}} \text{ I})^2$	16	0,00015		60		13	15,8	
	2	$-\Delta T_{\text{ЕТС}} \text{ VII}$	22	-0,013		66	0,68	9	15,7	1,06
		$T_{\text{wM}} \text{ I}$	28	1,930	0,25	39	0,55	28	13,4	
		$T_{\text{w-a}} \text{ Разн(ABIK)}$	11	1,448		56		28	12,7	

ным кораблей погоды К, Д, Е, С, М и в кв. Смеда Е, разность между температурой воды T_w и T_{w-a} в теплом и холодном течениях по данным кораблей А, В, I, Д (разн. АВД), (T_{w-a} А, В, I, К), данные об антициклонической деятельности в 4-м (4 р.) и 8-м (8 р.) синоптических районах по Л. А. Вительсу, о состоянии погоды на Украине и ЕТС прошлым летом и зимой (площадные характеристики аномалий температуры $\pm \Delta T_{ур}^{ЕТС}$, ΔT и дефицита осадков $\Delta p_{укр}$), градиенты индекса солнечной активности G_B .

Связь показателя засушливости с этими факторами оказалась несколько лучшей в асинхронные сроки, чем в синхронные.

С помощью отобранных предикторов были построены регрессионные уравнения. Их улучшение достигалось введением нелинейных членов, при этом в уравнения включались лишь независимые предикторы.

Таблица

Оценка прогноза на зависимой выборке. 1926—1972 гг.

Район	q	ε	ε_1	q	ε	ε_1
	1-й вариант			2-й вариант		
ЕТС (за исключением Украины) . . .	0,51	0,55	0,39	0,47	0,69	0,46
Украина	0,75	0,67	0,49	0,56	0,55	0,39
Западная Сибирь	0,58	0,60	0,45	0,64	0,65	0,45
Казахстан	0,59	0,60	0,35	0,82	0,75	0,42

Рассмотрены два варианта прогноза. Один из них основывается на большинстве рассматриваемых предикторов, полученных за период 1926—1972 гг., а другой — включает предикторы по тепловому состоянию Атлантического океана, выявленные за период 1950—1972 гг. В табл. 1 указан порядок включения факторов в уравнение регрессии, доля вариации R^2 после их включения, вклад этих факторов в формирование засух, F — критерий значимости, стандартная ошибка S , значения коэффициентов. Объясненная доля вариации показателя засух этими факторами составляет $\simeq 60$ — 70 %. Истинный коэффициент корреляции $R_{ист}$, уточненный по диаграммам М. Езекиела и К. Фокса [4], составляет $\simeq 0,55$ — $0,71$ %.

Вклад используемых факторов в рамках построенных уравнений оказался примерно одинаковым и составил в уравнениях 1-го варианта 10—15 %, в уравнениях 2-го варианта — 26—30 %. Оценка этих прогнозов на зависимом материале представлена в табл. 2. Абсолютная ошибка прогноза q составила $\simeq 0,5$ — $0,8$, относительная ошибка ε (с учетом климатических значений) $\simeq 0,6$ — $0,7$, относительная ошибка ε_1 (с учетом инерционного прогноза) $\simeq 0,4$ — $0,5$.

Таким образом, предлагается два варианта прогноза засух, основанных на двух уравнениях множественной регрессии

$$\hat{\xi} = \sum_{i=1}^n a_i \xi_i,$$

$$\hat{\omega} = \sum_{i=1}^m b_i \omega_i,$$

где $\hat{\xi}$ и $\hat{\omega}$ — прогностические значения ξ .

Для комплексации этих вариантов прогноза мы воспользовались методом, предложенным Н. И. Зверевым [6]. Для этого строится уравнение регрессии

$$\hat{\xi \omega} = C_1 \hat{\xi} + C_2 \hat{\omega}.$$

Веса C_1 и C_2 определяются по способу наименьших квадратов. В результате комплексации (табл. 3) объясненная доля вариации

Таблица 3

Значения коэффициентов по комплексным уравнениям регрессии
(а — 1-й вариант, б — 2-й вариант, с — свободный член)

Район	Коэффициенты			R^2	F-критерий	$Q_{\xi \xi}^{\wedge}$	$Q_{\xi \omega}^{\wedge}$	$Q_{\xi \omega}^{\Delta}$
	а	б	с					
ЕТС (за исключ. Украины)	0,42	0,73	0,03	64	18	0,56	0,45	0,36
Украина	0,45	0,76	-0,12	73	26	0,58	0,38	0,29
Западная Сибирь	0,85	0,51	-0,02	77	33	0,32	0,39	0,27
Казахстан	0,75	0,38	0,08	74	28	0,50	0,31	0,26

показателя засух увеличилась до 77 %. Относительная ошибка $Q_{\xi \xi \omega}^{\wedge}$ комплексного прогноза рассчитывалась по формуле:

$$Q_{\xi \xi \omega}^{\wedge} = 1 - \frac{2 - Q_{\xi \xi}^{\wedge} - Q_{\xi \omega}^{\wedge} - 2r_{\xi \omega}^{\wedge} \sqrt{(1 - Q_{\xi \xi}^{\wedge})(1 - Q_{\xi \omega}^{\wedge})}}{1 - r_{\xi \omega}^{\wedge 2}},$$

где

$$Q_{\xi \xi}^{\wedge} = 1 - r_{\xi \xi}^{\wedge 2},$$

$$Q_{\xi \omega}^{\wedge} = 1 - r_{\xi \omega}^{\wedge 2}.$$

Комплексный учет двух вариантов прогноза уменьшил относительную ошибку на зависимом материале до 0,26—0,36 (см. табл. 3).

В заключение предпринята попытка использовать для прогноза засух особенности экваториальной стратосферы, так как именно в экваториальных широтах накапливаются тепло и влага, обуславливающие в дальнейшем запасы кинетической энергии в других широтах. Основной особенностью экваториальной стратосферы является наличие квазидвухлетних колебаний переноса массы воздуха вдоль экватора [12]. Этот процесс можно интерпретировать как сигнал колебательной системы, состояние которой определяется двумя параметрами: ортогональными отклонениями $n(t)$ от предельного цикла и фазой $Q(t)$ [2].

Таблица 4

Ранжированные значения $\bar{n}(1-2)$ и урожайность

Год	$\bar{n}(1-2)$	Местоположение ПЦ	ЕТС	Западная Сибирь	Казахстан	Южная Америка	Океания	Африка	Мировой урожай
1966	9,1	Г	—	В	В	—	В	З	В
1959	2,4	Г	—	—	В	—	—	—	В
1958	2,0	Г	В	В	В	З	В	—	В
1956	1,1	Г	—	В	В	—	—	В	В
1968	0,8	Г	В	—	—	З	В	В	В
1960	0,7	Г	В	В	В	З	В	В	—
1963	0,4	Г	З	З	З	В	В	В	З
1957	—3,0	Г	—	В	З	—	З	—	З
1962	—6,1	Г	В	З	—	В	—	В	—
1961	—9,5	Г	—	—	—	—	—	З	З
1967	—13,3	Г	З	З	З	—	З	З	З
1955	—13,4	Г	—	З	З	—	В	—	—
1965	—18,0	Г	З	З	З	—	З	З	З
1964	—19,8	Г	З	—	В	В	В	—	—

Можно предположить, что влияние процессов экваториальных широт будет сильнее сказываться в периоды их наибольшей интенсивности (при больших $n(t)$) и проявится в распределении засух в разных районах земного шара.

Наличие засухи определялось уменьшением урожайности зерновых в разных районах земного шара. При разбиении урожайности на градации значения нормированных отклонений урожая от тренда, превышающие $0,5\sigma$, обозначены В, меньше $-0,5\sigma$ — З, в остальных случаях урожайность считалась близкой к норме (табл. 4). Из табл. 4 видно, что после больших положительных значений $n(t)$ в зимние месяцы в большинстве рассматриваемых районов северного полушария (кроме Европы) формируются ус-

ловия, благоприятные для урожая; после отрицательных $n(t)$ — большинство сельскохозяйственных районов северного полушария через несколько месяцев охвачены засухами.

Таким образом, процессы внетропических и экваториальных широт взаимнообусловлены. Это дает возможность использовать особенности экваториальной стратосферы в качестве дополнительных прогностических указаний к предложенной выше прогностической схеме.

В табл. 4 указано также расположение полюса циркуляции (ПЦ) [1]: в большинстве случаев ПЦ расположен вблизи Таймыра (Т) после преобладания в холодный период северного полушария (октябрь — декабрь) усиленного переноса воздушных масс вдоль экватора (больших положительных значений $n(t)$). После ослабленного экваториального переноса (больших отрицательных $n(t)$) ПЦ расположен вблизи Гренландии (Г). Соответствующим местоположению ПЦ оказалось и распределение засух по земному шару.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдал М. Х. Макроциркуляционные факторы и прогноз засух в основных сельскохозяйственных районах СССР. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1979, вып. 59, 139 с.
2. Гудзенко Л. И., Рочева Э. В., Чертопруд В. Е. Поиски механизма циклической активности Солнца. — Труды ФИАН, 1980, № 120, с. 112—185.
3. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. — М.: Наука, 1973. 389 с.
4. Езекиел М., Фокс К. Методы анализа корреляций и регрессий. — М., 1966, 557 с.
5. Зверев Н. И. Связь ледовитости Баренцева и Балтийского морей с дефицитом (избытком) осадков на юге Европейской территории СССР. — Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 172, с. 34—37.
6. Зверев Н. И. Оптимизация физико-статистических методов прогнозирования погоды на месяц с целью получения более надежной схемы. — Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 216, с. 47—54.
7. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Каталоги площадей комплексов осадки — температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 112—132.
8. Педь Д. А. О возможности прогноза засух и избыточного увлажнения. — Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 156, с. 64—76.
9. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения. — Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 156, с. 19—38.
10. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелио-геофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 254 с.
11. Рочева Э. В., Логинов В. Ф. О влиянии океана на формирование засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 58—72.
12. Чучалов Б. С. Особенности развития квазидвухлетнего цикла в связи с переносом массы воздуха в экваториальной стратосфере. Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 107, с. 3—17.

Л. Г. Полозова

ВЕРОЯТНОСТЬ ЗАСУХ В ОСНОВНЫХ ЗЕРНОПРОИЗВОДЯЩИХ РАЙОНАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Несмотря на достигнутые успехи в развитии агротехники производство сельскохозяйственной продукции все еще в значительной мере зависит от метеорологических условий. Проблема обеспечения населения той или иной страны продуктами питания тесно связана с мировой экономикой, особенно с ее уровнем в основных зернопроизводящих странах.

В статье рассматривается вопрос о вероятности засух в основных зернопроизводящих и экспортирующих странах, сосредоточенных большей частью в северном полушарии (СССР, США, Канада, Франция).

Вопрос о повторяемости засушливых лет в различных районах земного шара рассмотрен в работе В. Ф. Логинова и Э. В. Рочевой [8]. Материал о засухах, собранный в этой работе довольно разнородный: засушливость определялась по крупным аномалиям различных гидрометеорологических характеристик (температуры, осадков, влажности, уровня озер). В связи с этим авторы работы [8] считают данные о повторяемости засух предварительными. По-видимому, результаты будут более достоверными при использовании обоснованного единого подхода к определению засух (хотя в глобальном масштабе сделать это сложно). Очевидно, что статистически недостаточно надежно определение вероятности засух (происходящих 2—3 раза в десятилетие) по наблюдениям за 80—90 лет. Существуют косвенные показатели засушливости, позволяющие увеличить объем информации путем получения сведений о повторяемости засушливых периодов в доинструментальный период. Наиболее перспективными из этих методов являются дендроклиматологические, поскольку ширина годичных колец деревьев-долгожителей тесно связана с погодными условиями вегетационного периода. Точность датирования засух можно контролировать, привлекая историческую и летописную документацию.

В данной работе получены сведения о засухах за период 1701—1975 гг. для южной половины ЕТС, Казахстана, юго-востока Западной Сибири, США, Франции (Канада не включена из-за отсутствия косвенных показателей за доинструментальный период, кроме того, и засухи здесь бывают реже—в среднем 1 раз

Таблица 1

Число засух за 10-летие

10-летия	Южная половина ЕТС	Казахстан	Зап. Сибирь, юго-восток	США, запад	Франция
1706—15	2	2	2	1	1
1716—25	1	4	1	2	3
1726—35	3	2	3	3	5
1736—45	2	2	3	3	1
1746—55	4	1	2	1	0
1756—65	2	1	2	3	4
1766—75	4	3	3	0	0
1776—85	1	1	3	3	6
1786—95	0	1	2	2	3
1796—05	5	0	2	2	2
1806—15	3	3	0	0	4
1816—25	3	3	4	4	3
1826—35	4	3	1	1	6
1836—45	2	3	3	1	1
1846—55	3	5	2	2	3
1856—65	2	3	2	4	6
1866—75	3	4	4	0	1
1876—85	2	3	3	3	2
1886—95	4	4	3	5	3
1896—05	3	4	4	2	4
1906—15	4	2	4	0	1
1916—25	4	6	4	0	2
1926—35	4	5	6	3	3
1936—45	3	5	4	2	2
1946—55	5	4	3	2	3
1956—65	6	5	3	1	3
1966—75	4	5	5	2	1
Среднее	3,1	3,1	2,9	1,9	2,7
σ	1,3	1,5	1,2	1,3	1,6
за 1706—1885 гг.	2,5	2,4	2,3	1,7	2,8
за 1886—1975 гг.	4,0	4,4	4,0	1,9	2,3

в 10 лет). Для перечисленных районов засушливые годы определялись как по косвенным данным, так и по литературным источникам в следующие периоды.

ЕТС: с 1701 по 1800 г. использован каталог засух С. И. Костина [6]; с 1801 по 1975 г. — данные О. А. Дроздова [4] по урожайности зерновых в сочетании с каталогом засух Т. В. Покровской.

Казахстан: с 1701 по 1824 г. засухи датировались по толщине годовых колец деревьев Южного Урала и Северного Казахстана; с 1825 по 1880 г. — по данным работы [2], с 1881 по 1975 г. — по каталогу Т. В. Покровской.

Западная Сибирь: с 1701 по 1880 г. засушливые периоды датированы по годовым кольцам [1], с 1881 по 1975 г. — по данным Сляднева [12].

США: с 1701 по 1962 г. использованы материалы о засухах, полученные по дендроклиматическим данным [15]; до 1975 г. — по данным Ю. Л. Раунера и Л. А. Лозовской [11].

Франция: с 1701 по 1862 г. использованы сводки о датах сбора винограда [7], уточнявшиеся по летописным данным и аномалиям температуры в Англии [14]*; с 1874 по 1975 г. — по гидротермическому коэффициенту для Парижа.

Сводка полученных за 275 лет сведений о засухах в исследуемых районах представлена в виде числа лет с засухой за 10-летия (табл. 1). Из табл. 1 следует, что в трех районах СССР в XX в. засухи заметно участились; наименьшая частота засух приходится на конец XVIII — начало XIX вв. Реальность сверхвекового хода повторяемости засух подтверждается результатами исследования А. В. Шнитниковым изменчивости условий увлажнения Западной Азии [13]: наблюдавшаяся с 1700 г. общая тенденция к повышению увлажнения достигла максимума на рубеже XVIII и XIX вв., затем тенденция изменила знак и с 30-х годов XX в. уровень увлажнения преимущественно был ниже нормы. Соответствующее изменение засушливости превосходит 1,5—2,0σ, вычисленного в предположении случайности распределения засух. В США и Франции вековой ход засух не прослеживается; повторяемость их в США на 1/3 ниже, чем в СССР.

Результаты подсчета вероятности одновременности засух в различных районах в % от всего периода (275 лет) и последней его части (95 лет) показали, что удлинение ряда существенно изменяет результат, особенно при наличии сверхвекового хода изучаемого явления (табл. 2).

Вероятность одновременности засух во всех пяти и в четырех районах не превышает 1 % (за весь период), в трех районах СССР — 3,6%, в Казахстане и Западной Сибири — 5,8%, в остальных сочетаниях районов вероятность не превышает 2—3 %.

* Согласно результатам [9], Франция и Англия входят в один район синхронных колебаний температуры и крупные ее аномалии распространяются, как правило, на обе территории.

Вероятность одновременности засух в различных районах
в % от всего периода (275 лет) и от периода с 1881 г. (95 лет)

ЕТС	Казахстан	Западная Сибирь	США	Франция	275 лет	95 лет
+	+	+	+	+	0,7	1,1
+	+	+	+		0,7	2,1
+	+	+		+	0,7	2,1
+	+	+			3,6	7,4
+	+		+		1,5	3,2
+			+		1,8	2,1
+				+	2,5	1,1
+	+				1,8	4,2
	+	+	+		0,7	2,1
	+	+		+	2,2	1,1
	+			+	2,9	2,1
	+		+		1,5	—
	+	+			5,8	7,4
		+		+	2,5	1,1
		+	+		1,5	1,1
			+	+	2,2	1,1

Но в последнее столетие вероятность одновременности засух в трех и двух районах СССР и США удвоилась. Не исключено, что повышенная засушливость продлится в СССР до конца столетия, если цикл увлажнения имеет длительность более 200—250 лет [13].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебов Ф. З., Погодина А. И. Рост древостоя некоторых типов болотных лесов Томского стационара в связи с гидротермическими условиями. — В кн.: Дендроклиматохронология и радиоуглерод. Каунас, 1972.
2. Григорьева А. А., Комин Г. Е., Полозова Л. Г. Годичный прирост деревьев в Северном Казахстане как индикатор засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 100—106.
3. Дроздов О. А. Статистическая значимость некоторых характеристик засух. — Труды ГГО, 1977, вып. 386, с. 26—35.
4. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения. — Л.: Гидрометеопиздат, 1980. — 95 с.
5. Костин С. И. Повторяемость засушливых и влажных периодов в центральной части лесостепи русской равнины. — Научные записки Воронежского лесотехнического института, № 29, вып. 4, 1963. Изд. ВГУ, с. 91—101.
6. Ладюри Э. Л. Руа. История климата с 1000 года. — Л.: Гидрометеопиздат, 1971. — 280 с.

7. Логинов В. Ф., Неушкин А. И., Рочева Э. В. Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания (обзор). — ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1976. — 72 с.

8. Логинов В. Ф., Рочева Э. В. Засухи в различных районах земного шара и солнечная активность. ВНИИГМИ-МЦД, экспресс-информация, вып. 9(29). Метеорология. Обнинск, 1974, с. 17—23.

9. Полозова Л. Г., Григорьева А. А. Колебания средней месячной температуры воздуха после 1960 гг. в Европе и Северной Америке. См. наст. сб.

10. Раунер Ю. Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1976, с. 37—54.

11. Раунер Ю. Л., Лозовская Л. А. Колебания урожайности пшеницы и кукурузы в зерновой зоне Северной Америки. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1978, с. 90—101.

12. Сляднев А. П. Засухи на юго-востоке Западной Сибири, их признаки и повторяемость. — В кн.: География Западной Сибири. — Новосибирск: Зап.-сиб. книжн. изд., 1965.

13. Шнитников А. В. Влияние внутривековой изменчивости увлажнения бассейнов озер на развитие их депрессий. — В кн.: Озера семиаридной зоны СССР, вып. 2. Л.: Наука, 1970.

14. Manley G. Central England temperatures monthly means 1659 to 1973. — Quart. J. of the Royal Meteor. Soc. 1974, vol. 100, N 425.

15. Stockton C. W., Meko D. M. A long-term history of drought occurrence in Western United States as inferred from the tree rings (Labor. of Tree-Ring Research: University of Arizona. Tucson). — Weatherwise, 1975, N 12, p. 245—249.

Л. Г. Полозова, А. А. Григорьева

КОЛЕБАНИЯ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПОСЛЕ 1960 г. В ЕВРОПЕ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКЕ

Работа является продолжением аналогичного исследования, выполненного для западной половины территории СССР [3]. Исследование предпринято с целью выявления на проверенном фактическом материале наблюдений тенденции изменения уровня средней месячной температуры воздуха в различных районах вне тропической зоны северного полушария за последние десятилетия. До 1960 г. это выполнено в монографии Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [4]; здесь добавлен материал с 1961 по 1975 г.

Предполагаемая возможность антропогенного воздействия на термический режим атмосферы в планетарном масштабе породила большое количество исследований, в которых с той или иной степенью точности приводятся данные о средней температуре полушария или отдельных его зон. В последней работе такого плана, включающей материалы наблюдений до 1978 г. [2] приводится график временного хода средней годовой температуры воздуха в зоне 20—80° с. ш. (т. е., практически, на полушарии); согласно этому графику, с 1891 г. температура постепенно повышалась, после 1938 г. знак тенденции изменился на противоположный, а с середины 60-х годов колебания температуры происходят около среднего уровня, близкого к уровню начала века. Из этой же работы можно заключить, что в умеренных и высоких широтах в последние 2 десятилетия преобладает во все сезоны (кроме летнего) отрицательная тенденция в ходе температуры. Эти результаты пока не дают реальных указаний на существование признаков антропогенного воздействия на термику полушария. Кстати сказать, возможности обработки климатологической информации на ЭВМ используются, на наш взгляд, не всегда рационально. Данные по температуре, например, осредняются по полушарию, по отдельным зонам, широтам, континентам, океа-

нам. Если изменение глобальной температуры позволяет судить о том, только ли перераспределяется тепло между отдельными районами Земли или существует какая-либо тенденция в изменении его среднего уровня, то осреднение температуры по отдельным континентам, океанам (как это сделано в работе [2]) с различным характером колебаний в разных районах вряд ли несет какую-либо полезную информацию.

Представляется более обоснованным в климатологическом смысле рассматривать временной ход температуры в естественно выделяющихся районах, в которых колебания температуры синхронны в течение многолетнего периода [3, 4] и осреднение данных по такому району не привело бы к нивелированию и искажению фактических колебаний.

В настоящей работе, как и в предыдущих, использован именно такой подход, но данные не осреднялись по району, а представлялись одним наиболее надежным рядом опорной станции. Фактический материал о температуре t приземного слоя атмосферы с 1961 по 1975 г. на континентах внетропических широт северного полушария собран и проанализирован на однородность и доброкачественность в отделе гелиогеофизических исследований ГГО. Для выявления тенденций в многолетних колебаниях температуры исходный материал отфильтрован скользящим осреднением по 10-летиям. Путем корреляционного анализа неосредненных рядов t установлены границы естественных районов, в которых колебания температуры синхронны в течение многолетнего периода (1881—1975 гг.). При этом ряд опорной станции, с которым коррелировались ряды других станций данного и соседних районов (выделенных качественно по форме многолетнего хода t [4]), выбирался наиболее однородный и с наибольшей амплитудой колебаний t , характерных для данного района, определяемый по графикам 10-летних средних. Границы районов определялись изокоррелятой 0,8 для зимы, 0,7 для переходных сезонов, 0,7—0,6 — для лета и уточнялись путем сравнительного анализа графиков многолетнего хода t [3].

Европа (включая ЕТС). Выделены 9 районов синхронных колебаний t , охватывающих примерно равновеликие участки территории протяженностью порядка 1000—1500 км по широте и долготе. Как правило, опорная станция расположена в центральной части района. Укажем географическое местоположение районов и названия их опорных станций:

1. Скандинавско-Прибалтийский, Упсала;
2. Северная половина ЕТС, Архангельск;
3. Западноевропейский, Гринвич;
4. Среднеевропейский, Прага;
5. Западная часть южной половины ЕТС, Киев;
6. Восточная часть южной половины ЕТС, Казань;
7. Пиренейский полуостров, Мадрид;
8. Средиземноморский, Марсель;
9. Южноевропейский, София.

На рис. 1 приведены графики временного хода средней скользящей 10-летней температуры с 1921 по 1975 г.; горизонтальная линия на графике представляет среднюю многолетнюю t за 1881—1975 гг. Видна тенденция к понижению температуры после пика потепления 30-х годов до начала 60-х годов в районах Северной Европы и северной части ЕТС, в южной части ЕТС — до начала 50-х годов; далее наметилось повышение температуры, которое, по-видимому, является кратковременной флуктуацией,

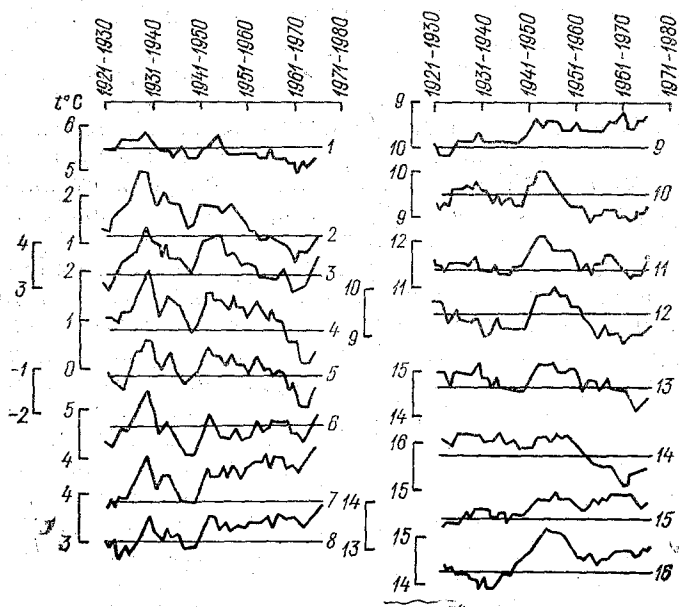


Рис. 1. Средняя годовая температура воздуха, осредненная по скользящим 10-летиям.

1 — Скомвер, 2 — Хапаранда, 3 — Упсала, 4 — Архангельск, 5 — Троицко-Печерск, 6 — Ленинград, 7 — Казань, 8 — Киев, 9 — Гринвич, 10 — Прага, 11 — Загреб, 12 — Сибю, 13 — София, 14 — Рим, 15 — Мадрид, 16 — Марсель.

о чем можно судить по данным Ленинграда до 1979 г., где с 10-летия 1965—1974 гг. повышение t уже приостановилось.

Различия в знаке тенденции температуры в северных и южных районах можно было бы объяснить наложением на естественный ход влияния больших городов (Ленинград, Киев, Москва). В какой-то мере это действительно так, но в северных районах имеются также крупные промышленные центры (Упсала, Архангельск), однако их влияние не перекрывает естественного понижения t , так же как и повышения ее в южных районах, о чем можно судить по ходу температуры на станциях, расположенных в сельской местности (Василевичи, Богородицкое-Фенино), где тенденция к повышению температуры лишь немного меньше, чем в Кие-

ве и Москве. Положительная тенденция хорошо выражена и в Западной Европе (Гринвич), в то время как в средних и южных ее районах в последние два 10-летия средний уровень годовой температуры понижался (Прага, Загреб, София) до 60-х годов. Повышение t с 1963—1972 гг. происходило преимущественно в месяцы зимнего и летнего сезонов; весной и осенью часто наблюдалось и понижение t . Следует отметить, что в большинстве районов Европы в период с 30-х до 60-х годов заметно значительное похолодание летних сезонов (среднее 10-летнее значение t снизилось на 2—2,5°C), особенно интенсивное похолодание лета наблюдается в Средней Европе (Берлин, Прага, Сибиу, София, Рим). Здесь потепление лета начала 60-х годов было кратковременной флуктуацией на фоне общей отрицательной тенденции в ходе температуры в этих районах.

Северная Америка. Ввиду неравномерности освещения территории метеорологическими наблюдениями в основном районированы области США, Аляски, северо-запада и юга Канады. На западе США эти районы совпадают с климатическими областями [1], а восточная климатическая область включает три района. Размеры последних примерно того же порядка, что и в Европе. Укажем географическое местоположение 9 районов Америки и названия их опорных станций:

1. Аляска и северо-запад Канады, Доусон;
2. Юго-западная часть Канады, Эдмонтон;
3. Северо-запад США, Шеридан;
4. Юго-запад США, Эль-Пасо;
5. Центральный район континента, Омаха;
6. Северо-восток США, Блуфилд;
7. Юго-восток США, Ашвилл;
8. Северная часть тихоокеанского побережья, Виктория;
9. Южная часть тихоокеанского побережья, Сан-Диего.

На рис. 2 приведены графики временного хода средней 10-летней годовой температуры (осреднение скользящее) на опорных и некоторых характерных по расположению станциях каждого района. Анализ графиков позволяет установить следующее. На Аляске и северо-западе Канады (Доусон) после максимального потепления в 40-е годы произошло понижение t (примерно на 2°C средней 10-летней) до исходного уровня. Анализ хода t в разные сезоны в этом районе показал, что похолодание в последние 10-летия происходило главным образом в осенне-зимний сезон, в то время как в теплый период в ходе t наблюдались лишь небольшие отклонения от нормы.

Во 2-м районе (Эдмонтон) годовое значение t колеблется в пределах 1°C, не обнаруживая какой-либо тенденции (см. рис. 2). В летние месяцы здесь четко выражена тенденция к повышению t (до середины 60-х годов), а в зимние, наоборот, — к понижению. Далее к югу в западных 3-м и 4-м районах (Шеридан и Эль-Пасо) и центральном 5-м районе (Омаха) отчетливо выражена в последние 3—4 десятилетия тенденция к понижению средней годо-

вой t до уровня конца прошлого века в основном за счет понижения температуры весенне-летнего периода. В восточных районах (6-й и 7-й, Блуфилд и Ашвилл) годовое значение t также уменьшалось, но изменение знака тенденции произошло на 10-летие позже, чем на западе, а с 70-х годов температура вновь стала возрастать. На северо-востоке (район 6) похолодание приходится в основном на холодную половину года (ноябрь — май), в теплый период значение t колеблется около нормы или несколько возра-

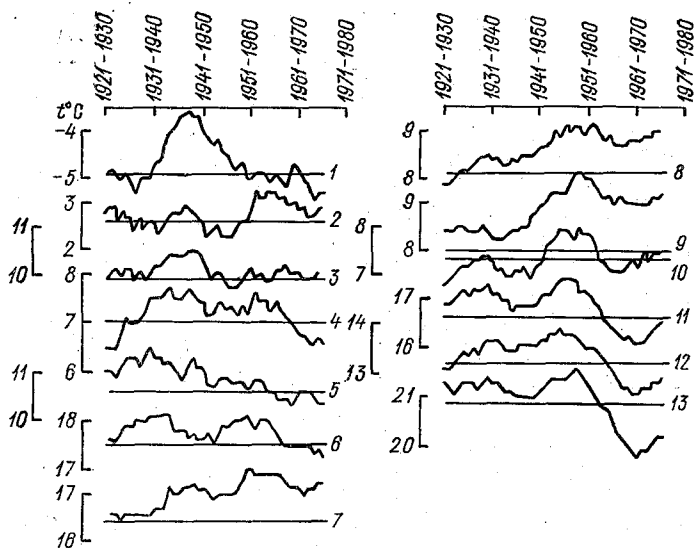


Рис. 2. Средняя годовая температура воздуха, осредненная по скользящим 10-летиям.

1 — Доусон, 2 — Эдмонтон, 3 — Виктория, 4 — Шеридан, 5 — Омаха,
6 — Эль-Пасо, 7 — Сан-Диего, 8 — Торонто, 9 — Блу-Хилл, 10 — Сейбл,
11 — Хаттерас, 12 — Ашвилл, 13 — Новый Орлеан.

стает. На графике всего ряда годовой температуры в этом районе хорошо выражено волнообразное повышение t , средний уровень ее возрос примерно на 2°C за 70 лет. Этот район США охватывает наиболее густо населенную и насыщенную промышленностью часть страны. Это в какой-то мере сказывается на общем повышении уровня температуры. Но в основном эта тенденция, видимо, естественного происхождения, о чем свидетельствует наличие ее в ходе t не только в сельской местности (Блуфилд), но даже на островной станции (Сейбл) на окраине района. Далее к югу (район 7) наблюдается обратная картина: похолодание после 50-х годов происходило главным образом в теплый период, с апреля по август, в холодный период — потепление с начала 60-х годов; примерно такая же картина наблюдается на побережье Мексиканского залива (Новый Орлеан).

В особые районы выделяется узкая зона тихоокеанского побережья, отделенная от материка горными хребтами. Если в северной части побережья района 8 (Виктория) в колебаниях t не выражена определенная тенденция, то в южной части района 9 (Сан-Диего) тенденция к повышению температуры выражена как вблизи Лос-Анджелеса (Сан-Диего), так и в сельской местности (Юма). Здесь, так же как и в восточной части США, наибольшее потепление произошло в 50-е годы (см. рис. 2), после чего началось понижение t , менее значительное на побережье океана, чем в отдалении от него (Юма). При этом в районе 9 тенденция к повышению t до 50-х годов особенно хорошо выражена с апреля по октябрь, а затем похолодание наблюдалось во все месяцы, особенно в апреле, июне, сентябре, октябре, декабре (на 2—2,5°C).

Проведенный анализ многолетнего изменения уровня средней месячной температуры в разных районах Европы и Северной Америки указывает на отсутствие единой положительной тенденции, которую можно было бы ожидать при бурном возрастании промышленного производства в третьей четверти нашего века и поступлении в атмосферу техногенных примесей, особенно углекислого газа. Последний, как считают некоторые авторы, может стать основной причиной значительного повышения температуры атмосферы. Из публикации в публикацию переносится результат расчета (по модели Манабе—Везеролда) повышения глобальной температуры на 2—3°C при увеличении содержания углекислого газа в атмосфере в 2 раза. Исходная гипотеза предполагает усиление «оранжерейного эффекта» при увеличении концентрации углекислого газа. Однако в работе [5] авторы, углубившись в физику этой проблемы, показали, что углекислый газ не является основным фактором, обуславливающим перенос инфракрасной радиации при оранжерейном эффекте; главная роль в этом процессе принадлежит водяному пару и озону, а сам углекислый газ (как рассчитали авторы [5]) при увеличении его концентрации в 2 раза повысит температуру всего на 0,25°C.

Изучение влияния на климат антропогенных факторов находится еще в зачаточном состоянии, развитие их опровергнет еще многие гипотезы и на смену им выдвинет новые. Но основной причиной колебаний климата внутривекового масштаба была и остается атмосферная циркуляция, с мощностью ее процессов антропогенные воздействия пока несравнимы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузовкин Б. А. Климат Соединенных Штатов Америки. — Л.: Гидрометеониздат, 1960. — 104 с.
2. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Данные о структуре и изменчивости климата. — В кн.: Температура воздуха на уровне моря. Северное полушарие. Госкомгидромет, ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1979. — 203 с.

3. Полозова Л. Г., Григорьева А. А. Колебания средней месячной температуры воздуха на территории СССР за период 1961—1975 гг.—Труды ГГО, 1980, вып. 438.

4. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата.—Л.: Гидрометеониздат, 1966.—268 с.

5. Newell R. E., Dopplick T. G. Questions concerning the possible influence of anthropogenic CO₂ on atmospheric temperature.—J. Appl. Met., 1979, vol. 18, N 6, p. 822—825.

Э. И. Гирская

ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И МИРОВАЯ ПОГОДА

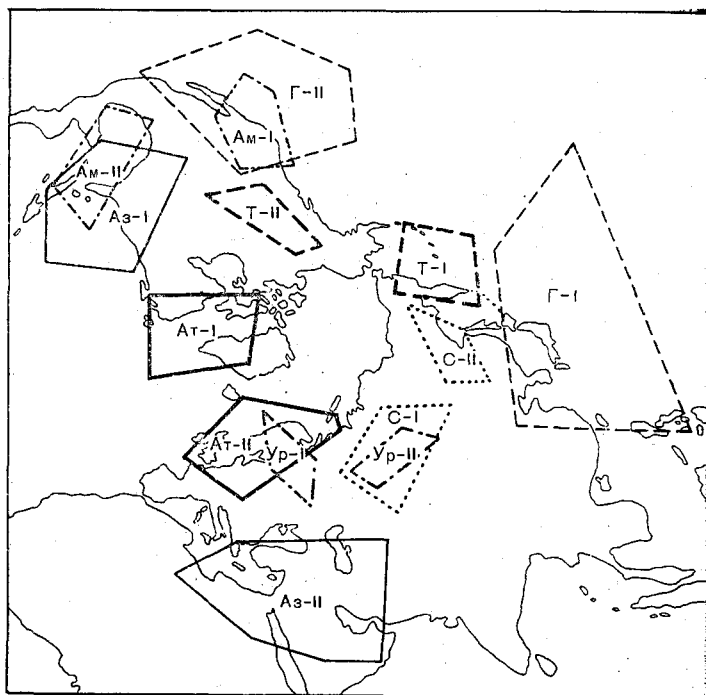
В последнее время проблемы мировой погоды вновь привлекают к себе внимание как зарубежных, так и отечественных авторов [11, 13]. Метод мировой погоды, основанный на вполне ясных физических представлениях, на единстве системы циркуляции северного полушария, позволяет выявить закономерности пространственных распределений аномалий различных метеорологических элементов и дать объяснение взаимосвязанности изменений метеорологических элементов в отдаленных районах.

В начале века заметный вклад в развитие метода мировой погоды и в выявление пространственной структуры метеорологических полей был внесен Уокером, Визе, Хелландом Нансеном, Хансеном и др. [1, 12, 13, 14]. Пространственно-временная структура метеорологических полей может быть представлена различными структурными функциями. Широкое развитие в последнее время получил метод разложения по естественным ортогональным функциям, позволяющий получить пучности разного знака метеорологических элементов. При значительных достоинствах метода, освещенных в работе [9], этот метод имеет существенные недостатки, во-первых, он не чувствителен для описания полей в районах малых изменчивостей метеорологических элементов, во-вторых, поля первых естественных составляющих существенно зависят от пространственного масштаба территории, для которой проводилось разложение и, как следует из рисунка работы [8], довольно грубо описывают метеорологические поля. Учитывая эти недостатки, для выявления взаимосвязанных изменений метеорологических элементов в разных районах северного полушария лучше было бы анализировать непосредственно корреляционные матрицы. Но если осуществить поиск связей на всем полушарии одновременно, то пришлось бы работать с матрицами очень высоких порядков, что технически сложно.

В ранее выполненных нами работах [2, 3, 4] был предложен путь исследования связей в широтном направлении, т. е. поиск связей осуществлялся между аномалиями, расположенными на

разных меридианах. Путем исследования связи температуры воздуха вдоль кругов широт, удалось выявить районы взаимосвязанных изменений температуры на северном полушарии, обусловленные постоянными особенностями атмосферной циркуляции. Таких пар районов, где температура воздуха была связана обратной связью, было найдено семь.

На рисунке показаны районы максимальных обратных связей, полученных по двум 40-летним периодам (1881—1940, 1941—



Районы максимальных обратных связей между месячными аномалиями.

Ат — североатлантическое, Т — тихоокеанское, Аз — азорское, Г — гавайское, Ам — американское, Ур — уральское, С — сибирское колебания; I и II — первый и второй сопряженные районы.

1960) для пяти зимних и трех летних месяцев. Это прежде всего хорошо известное североатлантическое колебание, связывающее обратной связью температуру северо-восточной Канады и Северной Европы [14]. Очаги этого колебания Ат-I и Ат-II очерчены сплошной жирной линией. Максимальные коэффициенты корреляции этого и остальных шести колебаний приведены в таблице.

Северотихоокеанское колебание, очерченное на рисунке жирной штриховой линией, связывает обратной связью температуру Чукотки, Камчатки, Берингова моря (Т-I) с центральной и за-

адной Канадой (Т-II). Ссылки на существование этого колебания находим в работе [14]. Северотихоокеанское колебание отличается от североатлантического колебания прослеживается только зимой.

В субтропических районах северного полушария были обнаружены три ранее неизвестные колебательные системы, названные зорским, гавайским и американским колебаниями. Азорское колебание, очаги которого выделены тонкой сплошной линией (Аз-I, Аз-II), связывает обратной связью температуру таких уда-

Таблица

Максимальные коэффициенты корреляции сопряженных районов

Месяц и период осредне- ния	Колебания						
	североат- лантиче- ское	североти- хоокеан- ское	азорское	гавайское	американ- ское	уральское	сибирское
XI ₁	-0,58	-0,70	-0,60	-0,47	-0,60		
XI ₂	-0,61	-0,65	-0,52	-0,37	-0,63		
XII ₁	-0,58	-0,51	-0,54	-0,47	-0,56		
XII ₂	-0,61	-0,70	-0,60	-0,37	-0,42		
I ₁	-0,65	-0,57	-0,48	-0,47	-0,63		
I ₂	-0,62	-0,75	-0,60	-0,50	-0,78		
II ₁	-0,70	-0,49	-0,63	-0,49	-0,64		
II ₂	-0,71	-0,70	-0,52	-0,55	-0,62		
III ₁	-0,57	-0,45	-0,60	-0,42	-0,70		
III ₂	-0,73	-0,63	-0,65	-0,61	-0,69		
VI ₁	-0,40	—	-0,36	-0,57	-0,55	-0,63	-0,60
VI ₂	-0,48	—	-0,60	-0,58	-0,49	-0,48	-0,57
VII ₁	-0,48	—	-0,47	-0,49	-0,57	-0,65	-0,60
VII ₂	-0,57	—	-0,49	-0,53	-0,51	-0,58	-0,54
VIII ₁	-0,48	—	-0,47	-0,58	-0,57	-0,58	-0,42
VIII ₂	-0,44	—	-0,51	-0,53	-0,68	-0,53	-0,53

Примечание. Индекс 1 обозначает период 1881—1920 гг., индекс 2—1921—1960 гг.

ленных районов, как район Атлантического океана, прилегающий к полуострову Флорида, и район Ближнего Востока. Гавайское колебание связывает температуру районов Тихого океана, прилегающих к Японским островам (Г-I), и температуру близ Калифорнийского полуострова (Г-II). Это колебание на рисунке выделено тонкой штриховой линией. Американское колебание (см. рисунок) связывает обратной связью температуру западных и восточных берегов Северной Америки (Ам-I, Ам-II), причем летом очаги сопряженности располагаются севернее, чем зимой. Все три

колебательные системы наблюдаются и зимой и летом, и, как видно из рисунка и таблицы, устойчивы во времени и пространстве.

Летом над территорией СССР были обнаружены две ранее неизвестные колебательные системы, названные Уральской и Сибирской. Уральская колебательная система связывает обратной связью температуру ЕТС и Западной Сибири (Ур-I, Ур-II), а Сибирская — температуру Западной Сибири (С-I) и Восточной Якутии и Дальнего Востока (С-II).

Было установлено, что существование всех семи колебательных систем в северном полушарии обусловлено адвекцией в стационарных барических образованиях как в циклонах, так и в антициклонах.

Североатлантическое и северотихоокеанское колебание являются следствием адвекции в исландской и алеутской депрессиях. Обратные связи сопряженных районов обусловлены адвекцией тепла по восточной периферии и адвекцией холода по западной периферии этих барических образований. Разность температуры сопряженных очагов хорошо коррелирует с давлением в районе Исландии и Алеутских островов.

В южных районах северного полушария существование азорской, гавайской и американской систем обусловлено адвекцией по периферии субтропических максимумов. Азорский и гавайский максимумы, будучи крупномасштабными барическими образованиями, обеспечивают появление сопряженных районов в месячных температурных аномалиях на расстояниях до 10—12 тыс. км. Разности температуры в сопряженных очагах, также как и для колебаний умеренных широт, обусловлены степенью развития субтропических максимумов и обнаруживают хорошую связь с давлением в центре субтропических максимумов.

Американская колебательная система является следствием взаимосвязности азорского и гавайского максимумов. Это подтверждается как значимыми положительными коэффициентами корреляции между давлением на станциях Азорских и Гавайских островов, так и устойчивой связью между разностями температур двух пар сопряженных очагов этих колебательных систем.

Над территорией СССР существование двух колебательных систем в летний период также обусловлено адвекцией в стационарных барических образованиях. Было установлено, что уральское колебание вызвано адвекцией в антициклонических образованиях, частота появления которых над районами Урала и Нижнего Поволжья в летний период значительно повышена [7]. Природа сибирского колебания определяется высокой повторяемостью циклонов в летнее время над районом Восточной Сибири [10].

Широтный метод исследования, хотя и дал возможность обнаружить ранее неизвестные колебательные системы, вызванные адвекцией в стационарных циклонах и антициклонах, но не позволил выявить связи, обусловленные хорошо известной сопряжен-

ностью между исландским минимумом и азорским максимумом. Можно предположить, что сопряженные районы, обусловленные этими барическими системами, связаны между собой. Проверка показала, что все четыре района сопряженности связаны между собой. Так, очаг колебаний, расположенный над Канадой (Ат-I), связан обратной связью с температурой очага у берегов Флориды (Аз-I) и прямой связью с температурой Ближнего Востока (Аз-II), а температура в очаге, расположенном над Северной Европой (Ат-II), связана обратной связью с температурой Ближнего Востока (Аз-II) и прямой связью с температурой воздуха в очаге связи, расположенном у берегов Флориды (Аз-I). Максимальные коэффициенты корреляции этих сопряженных районов статистически значимы и колеблются по абсолютному значению от 0,5 до 0,7. Существование подобных связей, не обусловленных стоячими волнами вдоль широт, можно предположить и в других районах северного полушария.

Разность температуры сопряженных очагов, как это было показано выше, может характеризовать степень развития барических образований и служить характеристикой циркуляции, идентичной индекса. Так, например, разность температуры сопряженных очагов уральского колебания используется наряду с такими широко известными индексами, как индекс засухливости для юга ЕТС [5, 6]. В то же время разность температуры сопряженных по меридиану очагов может служить индексом напряженности циркуляции.

Исследование температурных полей методом мировой погоды позволило установить, во-первых, что аномалии температуры вдоль кругов широт носят компенсационный характер, и, во-вторых, что длины волн колебаний в северных широтах значительно короче длин волн субтропических широт, граница проходит по 45° с. ш. (см. рисунок). Выявленная таким образом пространственная структура полей температуры должна учитываться при районировании северного полушария.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Визе В. Ю. Материалы для предсказания средних месячных и сезонных состояний метеорологических элементов. — Журн. геофизики и метеорологии, т. IV, вып. I—IV, 1927, с. 39—63, т. V, II—IV, 1928, с. 321—327.
2. Гирская Э. И. Взаимосвязь аномалий температуры воздуха в Северном полушарии в зимний период. — Труды ГГО, 1968, вып. 227, с. 88—93.
3. Гирская Э. И. Взаимосвязь аномалий температуры воздуха в Северном полушарии в летний период. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 72—76.
4. Гирская Э. И. О методике нахождения сопряженных районов аномалий температуры в северном полушарии. — Труды ГГО, 1968, вып. 201, с. 106—110.
5. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.
6. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засухливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, вып. 428, с. 129—136.

7. Дюбюк А. Ф. О циркуляции атмосферы и типах циркуляции атмосферы над Европой и Западной Сибирью. — Л.: Гидрометеониздат, 1947. — 143 с.
8. Мещерская А. В., Гирская Э. И. Об интерпретации форм естественных ортогональных функций. — Труды ГГО, 1974, вып. 298, с. 90—96.
9. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 199 с.
10. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. — Труды ЦИП, 1947, вып. 1(28). — 88 с.
11. Семенюк Е. А. Пространственно-временная структура аномалий температуры воздуха над Северной Атлантикой. — Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. — Л.: изд. ГГО, 1979. — 16 с.
12. Helland-Hansen B. and Nansen F. Temperature variations in the North Atlantic Ocean in the Atmosphere. — Smith. Misc. Coll., 1920, vol. 70, N 4.—408 p.
13. Loon Harry, Rogers Jeffery C. The seesaw in the winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. — Mon. weath. Rev., 1978, 106, N 3, p. 296—310.
14. Walker G. T. Correlation in seasonal variations of weather. World weather II. — Mem. India Met. Dept., 24, 1924, p. 275—332.
15. Walker G. T., Bliss E. W. Discussion of memoirs on world weather V. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1933, vol. 59, N 249, April, p. 163—165.

Л. М. Шереметова, Э. П. Румянцева

ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И ЭКСТРЕМУМЫ ОСАДКОВ В САХЕЛЕ

Ремальные изменения осадков над Африкой, которые не-
мели место, в литературе ассоциируются с глобальными
иями климата [13] и, в частности, циркуляционными про-

й ряд ученых, исследуя эту проблему, нашли подтверж-
вязи между уменьшением осадков в Сахеле и изменениями
дей циркуляции атмосферы, в основном в Атлантическом
оре северного полушария. В одной из последних работ П. Ла-
ма [10] показано различие крупномасштабной приземной цирку-
ляции в тропической Атлантике за периоды сухих и влажных лет
Западной Африки. Для дождливого сезона (июль—сентябрь)
сухих лет приэкваториальная ложбина давления и кинематиче-
ская ось, разделяющая пассаты северного и южного полушарий,
располагаются на 200—300 км южнее, чем их среднее положение
за 60 лет, во влажные годы эта система циркуляции значительно
меньше простирается к экватору. Нэмайес [12] представил пред-
варительные результаты, связывающие осадки Сахеля с блоки-
рующим характером потока на 700 мбар над Северной Атланти-
кой и Западной Европой.

Клаус [8] установил зависимость ежегодных повторяемо-
стей крупномасштабных синоптических положений в Европе и тер-
риториальным распределением годовых сумм осадков Западной
Африки, отметив уменьшение повторяемостей зональных синоп-
тических ситуаций в июне—сентябре 1968—1973 гг. и увеличе-
ние меридиональных.

Известно, что высота ежегодных сумм осадков в рассматривае-
мом районе определяется положением внутритропической зоны
конвергенции (ВЗК). В работах [1, 14] показано, что в период
1968—1973 гг. линия ВЗК вместо того чтобы с наступлением лета
подниматься к северу, как это обычно происходит, в эти засуш-

ливые годы оставалась необычно далеко на юге. Уинстенли [14] связывает это с распространением циркумполярного вихря.

Кидсон [8] установил, что низкие осадки Северной Африки ассоциируются с фактическим исчезновением ложбины на поверхности 850 мбар и с более слабым восточным струйным течением на 200 мбар, что связано с ослаблением меридиональной циркуляции частью глобального тренда, направленного к ослаблению циркуляции в средней и верхней тропосфере.

В настоящей работе сделана попытка определения изменений интенсивности циркуляции в Северной Атлантике за многолетний период в связи с колебаниями атмосферных осадков в Сахеле. Для этой цели использовались индексы Лама и Джонсона [2], характеризующие ход интенсивности циркуляции атмосферы для тех районов, где переносы воздуха лучше всего выражены.

Обычно в качестве индекса используются средние барические градиенты над океаном. Эти индексы имеют более высокие коэффициенты корреляции с другими характеристиками воздушных течений, измеренными в любом сечении, и позволяют приближенно оценить устойчивую тенденцию интенсивности циркуляции. Принимая во внимание сезонный ход осадков Сахеля, мы рассматривали индексы для июля. Согласно Ламу и Джонсону, приземную область западного переноса в июле лучше всего характеризует разность давления 40° — 50° с. ш., 40° з. д. (индекс P). Юго-западный перенос у берегов Ньюфаундленда дает разность давления между 35° с. ш., 45° з. д. и 45° с. ш., 55° з. д. (индекс Q). Северо-западный перенос над Европой характеризует разность давления между 50° с.ш., 0° в. д. и 60° с. ш., 15° в. д. (индекс R). В дальнейшем мы используем индексы P и Q .

Индексы были получены нами за период 1948—1976 гг. по синоптическим бюллетеням Гидрометцентра СССР [3]. Для снятия более точных данных, по возможности, использовались ежедневные карты погоды (1948—1961 гг.). За 1958 г. и 1961 г. индексы P , Q и R для сравнения были рассчитаны также по американским ежедневным картам погоды [7]. Разница значений для P и Q составила около 1 мбар, для R более 1 мбар. Систематически данные Гидрометцентра были больше. Объяснить это, по-видимому, можно разными сроками, за которые построены карты: ГМЦ за 0,3 ч, а американские за 12 ч гринвичского времени. Мы сочли возможным продлить нашими данными ряд значений 10-летних скользящих индексов P и Q из работы [2] до 1976 г.

За июль 1950—1976 гг. были определены также средние широты основных центров действия Северной Атлантики: исландского минимума (10° — 40° з. д.) и азорского максимума (20° — 60° з. д.) и вычислена разность этих широт.

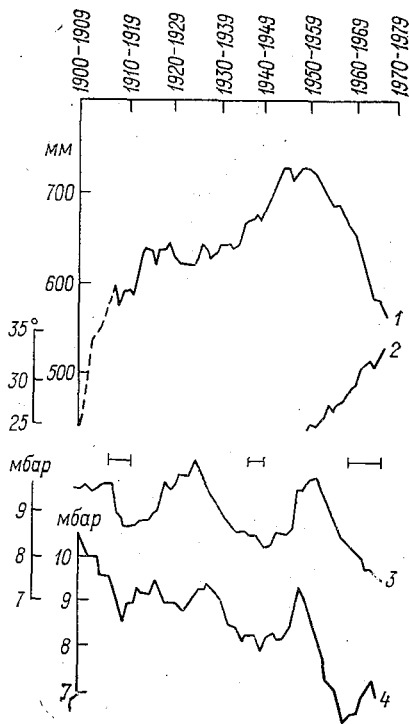
Для выяснения связи осадков Сахеля с изменениями циркуляции атмосферы, характеризуемой выбранными индексами, был получен ряд сезонного (май—октябрь) количества осадков Сахеля за период 1900—1976 гг. До 1903 г. использовались наблю-

дения 1—4 станций; до 1930 г. число станций возросло до 7; период 1931—1940 гг. представлен данными 8—12 станций, а после 1941 г. число станций увеличилось до 24. В работах ряда авторов [5, 6, 10] приводятся данные осредненных по площади и во времени сумм осадков субсахарских станций, но полученных либо по меньшему числу станций, либо не для всей территории Сахеля.

На рисунке представлены 10-летние скользящие сезонных осадков Сахеля и всех полученных индексов. Сравнение этих кривых дает прямую связь с середины 40-х годов и обратную за предыдущий период. Следует обратить особое внимание на уменьшение количества осадков Сахеля с 50-х годов и понижение значений индексов Q и P . За тот же самый период разность широт основных центров действия Северной Атлантики показывает смещение в июле исландской депрессии на север, а азорского антициклона на юг. Не имея данных за более длинный ряд, трудно делать какие-то определенные выводы.

Периоды минимальных значений индексов P и Q совпадают с наиболее опустошительными засухами Северной Африки этого столетия (1910/11 — 1914/15, 1941/42, 1948/49, 1968 — 1973), что свидетельствует об уменьшении интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в эти годы. А последняя засуха Сахеля 1968—1973 гг. приходится на период самых низких значений выбранных индексов циркуляции. Засуха 1896—1903/04 отражена на кривой 10-летних скользящих сезонных осадков Сахеля, хотя данные за этот период из-за малого количества станций не могут быть достоверными. Индексы циркуляции не показывают этой засухи.

В целях анализа условий над самим Сахелем для территории Северной Африки за все месяцы и в среднем за год были построены осредненные карты анома-



Скользящие 10-летние средние осадков Сахеля и индексов циркуляции. 1 — сезонные осадки Сахеля, 2 — разность широт исландской депрессии и азорского антициклона, 3 — индекс Q , 4 — индекс P ; горизонтальными линиями в поле рисунка выделены 10-летия, в которые наблюдались засухи Сахеля.

лий давления для экстремальных лет. За влажный период были взяты годы 1956—1961 гг., за сухой—период последней катастрофической засухи Сахеля 1968—1973 гг. При составлении этих карт использовались средние месячные величины давления опубликованные в основном в изданиях [11, 15] для 52 станций. Аномалии вычислялись от нормы, полученной за период 1891, ... 1968 г. [4], а для станций с более коротким рядом наблюдений для получения нормы использовались более поздние данные.

Летом над обширными пространствами пустынь Северной Африки наблюдается зона пониженного давления (африканская депрессия). Территориальное расположение африканской депрессии не остается постоянным. П. Ламб [10] указывает, что при экваториальная ложбина давления в тропической Атлантике для дождливого сезона (июль—сентябрь) сухих лет располагается на 200—300 км южнее своего среднего за 60 лет положения. Во влажные годы аномалии выражены слабее и ложбина лежит на 100—150 км севернее ее средней широты. Карты аномалий давления показывают появление положительных аномалий в сухие годы и, наоборот, отрицательных во влажные, что согласуется с выводами Лама.

Из приведенной работы можно сделать вывод, что засухи Сахеля приходятся на продолжительные периоды уменьшения интенсивности циркуляции в Северной Атлантике, что подтверждает зависимость этих засух от циркуляции атмосферы. Сравнение значений индексов циркуляции с многолетним ходом осадков Сахеля показывает на различное их соотношение относительно друг друга за рассматриваемый период времени, поэтому этот вопрос требует более подробных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геденков А. Д. Об африканской засухе последних лет. — Метеорология и гидрология, 1975, № 5, с. 79—85.
2. Лам Х., Джонсон А. Изменение климата и наблюдаемые изменения общей циркуляции атмосферы. — В кн.: Общая циркуляция атмосферы. / Под ред. С. П. Хромова. — М.: Прогресс, 1964, с. 327—427.
3. Синоптический бюллетень. Северное полушарие, ч. III. М., Обнинск. 1948—1976 гг. (ГУГМС СССР. Гидрометцентр).
4. Челпанова О. М., Коробейникова Т. В. Среднее многолетнее давление воздуха над океаном. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 112 с.
5. Bunting A. H., Dennett M. D., Elston I., Milford J. R. Rainfall trends in the West African Sahel. — Quart. J. of the royal Met. Soc. 1976, vol. 102, N 431, p. 59—64.
6. Climate change to the year 2000. — Washington D. C., 1978. — 109 p.
7. Historical weather maps. Northern hemisphere. Sea level pressure. — Daily synoptic series, Washington, 1958, 1961.
8. Kidson I. W. African rainfall and its relation to the upper air circulation. — Quart. I. Roy. Met. Soc., 1977, 103, N 437, p. 441—456.
9. Klaus D. Periodische und statistische Beziehungen zwischen den jährlichen Häufigkeiten der Grosswetterlagen Europas und der räumlichen Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in Teilen Westafrikas. — Erdkunde, 1975, Bd. 29, N 4, s. 248—267.

10. Lamb P. I. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 1978, 30, N 3, p. 240—251.

11. Monthly climatic data of the World. 1949—1976. U. S. Weather Bureau. Asheville.

12. Namias I. Suggestions for research leading to long-range precipitation forecasting for the tropics, Preprint Volume (Pt. 1). International Tropical Met. Meeting, Amer. Met. Soc: Boston, 1974, p. 141—144.

13. Street F. A. and Grove A. T. Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa.—*Nature*, 261, 1976, p. 385—390.

14. Winstanley D. Recent rainfall trends in Africa, the Middle East, and India.—*Nature*, 243, 1973, p. 464—465.

15. World weather records, 1934—1947. Smithsonian miscellaneous collection, vol. 79, 90, 105; 1941—1950. Washington, 1959. US Weather Bureau; 1951—1960, vol. 5: Africa. Washington. US Weather Bureau.

С. Б. Дмитриева

ОБ ИНДЕКСЕ ЗОНАЛЬНОГО ПОТОКА ПО Л. А. ВИТЕЛЬСУ

Обзор исследований, посвященных сопоставлению засух с атмосферной циркуляцией, проведен М. Х. Байдалом, А. И. Неушкиным в работе [1]. В дополнение к нему можно указать на работы Т. В. Покровской, Е. В. Воробьевой, Б. И. Сазонова и др., опубликованные в 1979 г. [5, 6, 7, 9, 10]. Авторами исследовались циркуляционные условия засух и влияние сопряженности атмосферных процессов на формирование засушливых явлений, а также был предложен макроциркуляционный индекс засушливости.

Важность народно-хозяйственной задачи прогнозирования засух заставляет исследователей продолжать поиски информативных показателей и шире привлекать имеющиеся синоптико-климатологические материалы.

К ним относятся и таблицы барико-циркуляционных характеристик, составленные по ежедневным индексам синоптического каталога Л. А. Вительса [2]. Таблицы непрерывно пополняются в оперативном порядке и охватывают в настоящее время период 1900—1979 гг. [3, 8].

Л. А. Вительс считал, что «...сезоны с большими аномалиями имеют как бы длительную подготовку, проследить за которой можно на протяжении нескольких предшествующих сезонов, что позволяет выявить закономерности развития макропроцессов, приводящих к той или иной аномалии» [4]. В данном случае для выявления закономерностей развития макропроцессов, приводящих к формированию особо интенсивных и распространенных по площади засух, полезно привлечение таких характеристик атмосферной циркуляции, пространственно-временной масштаб которых сопоставим с явлением засухи.

В нашей работе пространственный масштаб это синоптическая карта, которая охватывает акваторию Северной Атлантики (от меридиана 40° W) и территорию Евразии до меридиана 110° E [2]. Все это пространство было разбито Л. А. Вительсом

на две группы районов: 1) высокоширотные, лежащие к северу от 55° с. ш. в Атлантике и Европе и 60° с. ш. в Западной Сибири, т. е. районы 1, 2, 3, 4; 2) низкоширотные, лежащие южнее указанных широт, т. е. районы 5, 6, 7, 8. К высокоширотным районам относятся районы расположения исландской депрессии (1), Баренцева моря (2), Карского моря и северо-запада Сибири (3), севера континента Европы (4). К низкоширотным — районы местоположения азорского максимума (5), Западной Европы (6), юга Европейской территории СССР (7), юго-запада Сибири (8).

По данным таблиц барико-циркуляционных характеристик, в которых приведены отклонения от нормы сезонного числа дней с антициклонической циркуляцией $\Delta N_a - (N_a - \text{сезонное число дней с антициклонической циркуляцией})$ для каждого из восьми районов, нами подсчитаны эти же характеристики для низкоширотных районов ($\Sigma_{\Delta N_a}^{5-8}$) и высокоширотных ($\Sigma_{\Delta N_a}^{1-4}$).

Индекс зонального потока по Л. А. Вительсу, J_{5-8}^{1-4} , получен как разность аномалий барико-циркуляционного режима низко- и высокоширотных районов. Этот индекс в известной мере может характеризовать степень зональности атмосферной циркуляции в атлантико-евразийском секторе.

Индекс вычислен за период 1900—1979 гг. для всех сезонов и использован в нашей разработке для выявления закономерностей развития макропроцессов, приводящих к формированию сильных засух и сезонов с хорошим увлажнением.

Ниже приводятся значения индекса зонального потока J_{5-8}^{1-4} в сезоны предшествующие нулевому сезону:

Сезоны	—12	—11	—10	—9	—8	—7	—6	—5	—4	—3	—2	—1	0
J_{5-8}^{1-4}	+8	+7	—1	—2	+19	+14	+20	+4	+15	+7	+26	+10	+13

Нулевой сезон (лето, VI, VII, VIII) объединяет группу лет (1911, 1920, 1921, 1931, 1963, 1965, 1975 г. [9]) с особо жестокими засухами, поражающими одновременно территорию ЕТС и Северного Казахстана. Из приведенных выше данных видно, что одновременным засухам ЕТС и Казахстана предшествует длительная подготовка — на протяжении целого ряда сезонов (до —8) наблюдается повышенная зональность атмосферной циркуляции по Л. А. Вительсу. Высокие положительные значения индекса J_{5-8}^{1-4} выделяются для сезонов зимы (—2, —6) и отчасти лета (—4, —8).

В таблице представлены для разных территорий и характеристик увлажнения значения индекса зонального потока за —1, —2, —3 год. Значение J_{5-8}^{1-4} за —1 год получено как сумма за четыре предшествующих сезона — весну, зиму, осень, лето и т. д. Данные таблицы показывают, что для засух, охватывающих восточные районы нашей страны (см. п. 1—4), характерны процессы повышенной зональности, а для циркуляционной предыстории засух ЕТС характерны процессы пониженной зональности (см.

Таблица

Индекс зонального потока J_{3-8}^{1-4} по Л. А. Вительсу перед сезонами засух и увлажнений

Территория, характеристика увлажнения	Автор и источник	Годы	Число лет	— 3 года			— 2 года		— 1 год		0 сезон
Засуха											
1. Северный Казахстан	Т. В. Покровская [11]	1923, 1932, 1933, 1940, 1955, 1967, 1974, 1977	8	+20	+13	+14	+13	+14	+14	+21	
2. Казахстан, Алтай	Б. И. Сазонов с соавто- рами [7]	1901, 1909, 1920, 1929, 1931, 1935, 1940, 1955, 1962, 1963, 1965, 1974	12	—6	0	+24	0	+24	+24	+24	
3. ЕТС и Северный Казахстан	Т. В. Покровская [9]	1911, 1920, 1921, 1931, 1963, 1965, 1974, 1975	7	+12	+57	+58	+57	+58	+58	+13	
4. Низкая урожайность яровой пшеницы в Северном Казахстане	А. С. Утешев, Т. В. Пок- ровская [10]	1911, 1920, 1921, 1923, 1931, 1932, 1933, 1940, 1955, 1957, 1963, 1965, 1974, 1975	14	—6	+19	+24	+19	+24	+24	+15	
5. ЕТС+(ЕТС и Западный Казах- стан)	Т. В. Покровская [11]	1901, 1906, 1914, 1924, 1927, 1936, 1938, 1939, 1946, 1950, 1957, 1959, 1968, 1972, 1979	15	—23	—3	—22	—3	—22	—22	—14	
Увлажнение											
6. Высокая урожайность яровой пшеницы в Северном Казахста- не	А. С. Утешев, Т. В. Пок- ровская [10]	1903, 1905, 1914, 1926, 1928, 1934, 1938, 1954, 1956, 1966, 1970, 1972, 1979	13	0	—32	—1	—32	—1	—1	—10	
7. Казахстан, Алтай	Б. И. Сазонов с соавто- рами [7]	1903, 1908, 1912, 1919, 1922, 1926, 1928, 1934, 1946, 1947, 1954, 1958, 1971, 1975	16	+22	+4	—35	+4	—35	—35	—14	
8. Юго-восток ЕТС и Западный Ка- захстан (индекс $З_3$)	Б. И. Сазонов [7]	1900, 1904, 1912, 1913, 1915, 1916, 1918, 1926, 1928, 1935, 1941, 1942, 1945, 1964, 1969, 1978	15	+16	—8	—39	—8	—39	—39	—5	
9. Западная Сибирь	А. П. Сляднев [12]	1903, 1908, 1910, 1912, 1913, 1914, 1925, 1930, 1937, 1938, 1939, 1944, 1946, 1949, 1954, 1956, 1958, 1959, 1960, 1971, 1972, 1973	22	—4	—16	—7	—16	—7	—7	—10	

п. 5). Эти же процессы пониженной зональности предшествуют сезонам с высокой урожайностью яровой пшеницы в Северном Казахстане (см. п. 6), что подтверждает известную оппозицию погоды, существующую между ЕТС и Казахстаном.

Данные таблицы показывают также, что в ходе индекса зонального потока перед сезонами с низкой и высокой урожайностью яровой пшеницы в Северном Казахстане имеется обратная связь (-2 год, сезоны $-5, -6, -7, -8$). Эту связь можно использовать как прогностическую. Вместе с тем из данных таблицы видно, что в ходе индекса зонального потока перед европейско-западноказахстанскими засухами и перед сезонами с хорошим увлажнением на этой же территории (см. пп. 5 и 8) нет четких различий в -1 и -2 годы (сезоны от -1 до -8). В одинаковой степени процессы пониженной зональности предшествуют и сезонам засух и сезонам увлажнения. Только в -3 году (сезоны $-9, -10, -11, -12$) появляется контраст в ходе индекса зонального потока и следовательно возможные прогностические указания для европейско-западноказахстанских засух следует искать в этих сезонах. Процессы пониженной зональности преобладают в циркуляционной предыстории сезонов с хорошим увлажнением (см. пп. 6, 7, 8, 9 таблицы).

Для проверки статистической достоверности результатов, помещенных в таблице, был применен статистический критерий Стьюдента, с помощью которого показана статистическая надежность с уровнем значимости $2-5\%$ отдельных средних значений индекса зональности (например, в сезоны $-2, -6, -7, -8$, предшествующие высокой и низкой урожайности яровой пшеницы в Северном Казахстане).

Результаты проделанной разработки показывают, что вычисленный по сезонам индекс зонального потока I_{5-8}^{1-4} , может оказаться перспективным для разработки методов предсказания особо интенсивных засух охватывающих восточные районы нашей страны.

Выявление возможностей применения индекса зонального потока для прогнозирования засух Европейской территории СССР составит предмет дальнейшего исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдал М. Х., Неушкин А. И. Макроциркуляционные факторы и прогноз засух в основных сельскохозяйственных районах СССР. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1979, вып. 59. — 139 с.
2. Вительс Л. А. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района 1900—1964 гг. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 128 с.
3. Вительс Л. А., Касогледова С. В. Месячные сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района в 1965—1970 гг. — Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 179—197.
4. Вительс Л. А. Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Избранные труды. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 256 с.

5. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б., Приемова Л. П. Сопреженность атмосферных процессов и формирование засушливых явлений. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 93—100.

6. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 129—135.

7. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.

8. Касогледова С. В. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района в 1971—1975 гг. Приложение 2. — В кн.: Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Избранные труды. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 256 с.

9. Покровская Т. В., Григорьева А. А. О циркуляционных характеристиках европейско-казахстанских засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 29—37.

10. Покровская Т. В. Связь урожайности зерновых культур в Северном Казахстане с метеорологическими условиями. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 22—28.

11. Покровская Т. В. О циркуляционных характеристиках засух. См. наст. сб.

12. Сляднев А. П. Циклические изменения агрометеорологических условий в южных широтах Западной Сибири. — В кн.: Климатология и сверхдолгосрочные прогнозы. Труды Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 105—112.

Л. К. Андреева, Н. И. Яковлева

АНАЛИЗ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ УРОЖАЙНОСТИ ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ И КАЗАХСТАНА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ДЛЯ ПРОГНОЗА

Прогноз урожайности сельскохозяйственных культур во многом зависит от того, насколько правильно подобран тип уравнения, описывающий тренд. Правильный выбор выравнивающей линии (тренда) позволяет более точно охарактеризовать основную тенденцию динамики урожая. Аналитическое выравнивание чаще всего производят по уравнениям прямой линии $y=at+b$, показательной функции (экспоненте) $y=ae^{bt}$ и параболы второго порядка $y=at^2+bt+c$. Некоторые статистики рекомендуют для выбора линии тренда применять графическое изображение исходного динамического ряда. Преимуществом выбора линии тренда по виду графического изображения исходного ряда является простота построения графика с точки зрения техники. Но исследователь определяет соответствующую линию глазомерно, что требует большого опыта и навыка. Другие исследователи [2] считают, что для выявления статистической неоднородности метеорологических рядов удобно применять ступенчатый тренд.

Для выбора типа уравнения рекомендуется использовать метод последовательных разностей [3]. Согласно этой методике, по первичному ряду вычисляют цепным методом разности уровней разных порядков, а затем исследуют, какого порядка разность более постоянна. Но в связи с тем, что уровни ряда урожайности испытывают значительные колебания, лучше всего осреднить уровни первичного ряда, применяя метод скользящих средних, который в то же самое время позволяет в значительной степени сохранить структуру динамического ряда [1]. В этом заключается первый этап выбора типа выравнивающей линии. На следующем этапе необходимо установить, какая из характеристик динамики (абсолютный прирост, темп роста или ускорение) усредненного ряда является постоянной. Прямая линия выражает

равномерное изменение, ей соответствует постоянный абсолютный прирост уровней; экспоненте соответствует изменение уровней при постоянном темпе роста, а параболе второго порядка — изменение уровней с постоянным ускорением.

Проверку показателей стабильности следует начинать с анализа абсолютного прироста. Если большие и малые значения абсолютных приростов «разбросаны» по всему динамическому ряду то уже это является признаком несущественности их различия. Если абсолютные приросты урожайности различаются в разных частях динамического ряда, например, в начале ряда сосредоточены малые абсолютные приросты, а в конце большие, то это является признаком того, что абсолютные приросты различаются существенно. В стабильности абсолютных приростов можно убедиться путем расчета средних абсолютных приростов в разных частях динамического ряда и дальнейшей проверки существенности их различия методами математической статистики.

За критерий существенности различий принимают вероятность $p=0,9$. При вероятности, большей 0,9, можно считать различие средних абсолютных приростов существенным и, следовательно, выравнять по прямой линии динамический ряд нельзя.

Отказ от прямой линии означает, что необходимо рассчитать и проанализировать указанным способом цепные темпы роста или ускорения, используя для этого также скользящие средние ряда урожайности. Исследования показывают, что при значительных колебаниях динамических рядов урожайности и ограниченной их длине надежно обосновать различие между параболой второго порядка и экспоненциальной кривой не всегда удается.

Выше описанный статистический метод был применен для анализа форм теоретических трендов урожайности яровой пшеницы на территории Украины и Казахстана. Для расчета использовались данные по урожайности яровой пшеницы с 1945—1977 гг. по 12 областям и 4 укрупненным районам Украины. По Казахстану использовались данные яровой пшеницы по пяти областям.

В результате анализа получено, что для укрупненных районов Украины и большинства отдельных областей вероятность существенности различия средних темпа роста менее критического, $p=0,9$ ($p=0,1 \div 0,4$). Это значит, что можно производить выравнивание по экспоненциальной кривой. Причем, для некоторых областей нет существенного различия между параболой и экспонентой. Так, например, для Киевской области и по Украинской ССР в целом вероятность существенности различия темпов роста $p=0,2$, а вероятность существенности различия ускорения $p=0,8$, (оба значения меньше критического).

Для Казахстана нельзя считать существенными различия средних ускорений в разных частях динамического ряда (уральская $p=0,2$, актюбинская $p=0,2$), следовательно динамический ряд можно выравнять по уравнению параболы второго порядка, которому соответствует постоянство ускорений.

Исследования показали, что в целом для областей Украины динамика урожайности яровой пшеницы лучше описывается экспонентой, хотя для отдельных областей можно применять тренд параболического вида, для казахстанских областей более подходит парабола второго порядка.

Для всестороннего обоснования выбора типа уравнения тренда целесообразно сочетать различные методики. Дополнительно

Таблица 1

Значения дисперсий σ^2 (ц/га)² по украинским и казахстанским областям для разных типов кривой тренда

Области	Тип кривой		
	парабола	экспонента	прямая
Украина			
Киевская	12,5	13,4	17,8
Ровенская	21,8	23,2	20,6
Волинская	22,1	29,4	25,9
Харьковская	16,0	15,4	16,1
Полтавская	12,7	12,3	13,9
Юго-западный район СССР	5,5	4,4	5,2
Средние	6,9	5,9	7,1
по укрупненным районам	9,7	9,3	11,8
по украинским областям	13,1	13,4	13,9
Казахстан			
Семипалатинская	8,4	9,8	9,1
Уральская	13,4	16,3	14,2
Восточно-Казахстанская	14,4	15,8	14,5
Актюбинская	6,6	7,6	6,8
Северо-Казахстанская	11,1	11,4	10,7
Целиноградская	8,2	8,5	8,1
Среднее по казахстанским областям	10,4	11,6	10,6

для оценки трендов использовались показатели дисперсии σ^2 урожайности яровой пшеницы в отклонениях от тренда. Были подсчитаны дисперсии для разных типов кривых тренда (табл. 1).

Оказалось, что наименьшие значения дисперсии на Украине соответствуют показательной форме кривой. В то же время, например, для Киевской области наименьшие значения дисперсии наблюдаются при выравнивании ряда параболой второго порядка, а для Черниговской, Ровенской и Волинской — при расчетах прямолинейного тренда. Несмотря на то что разница между дисперсиями не является существенной, в целом анализ дисперсий

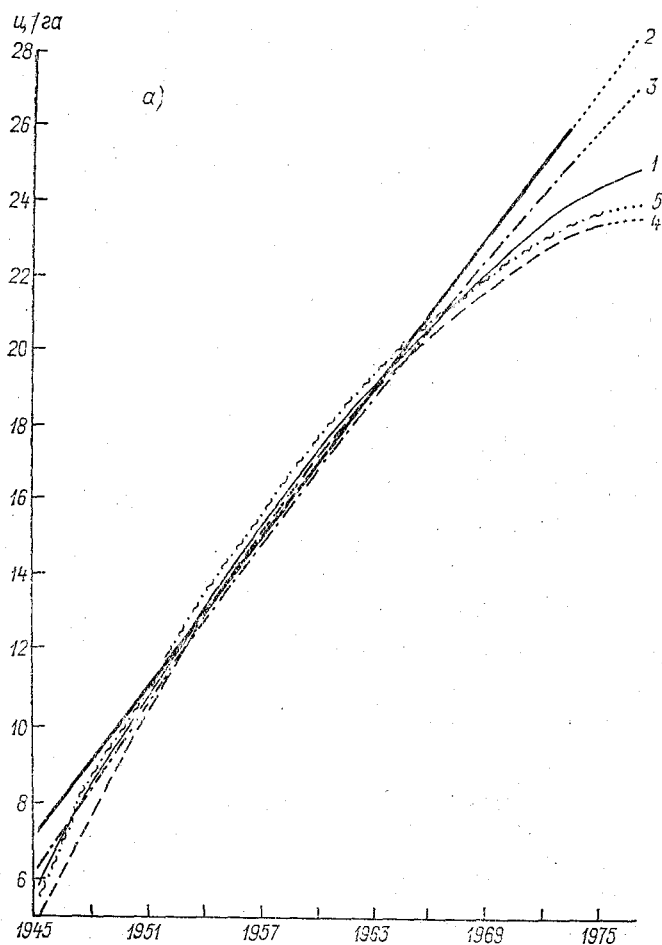
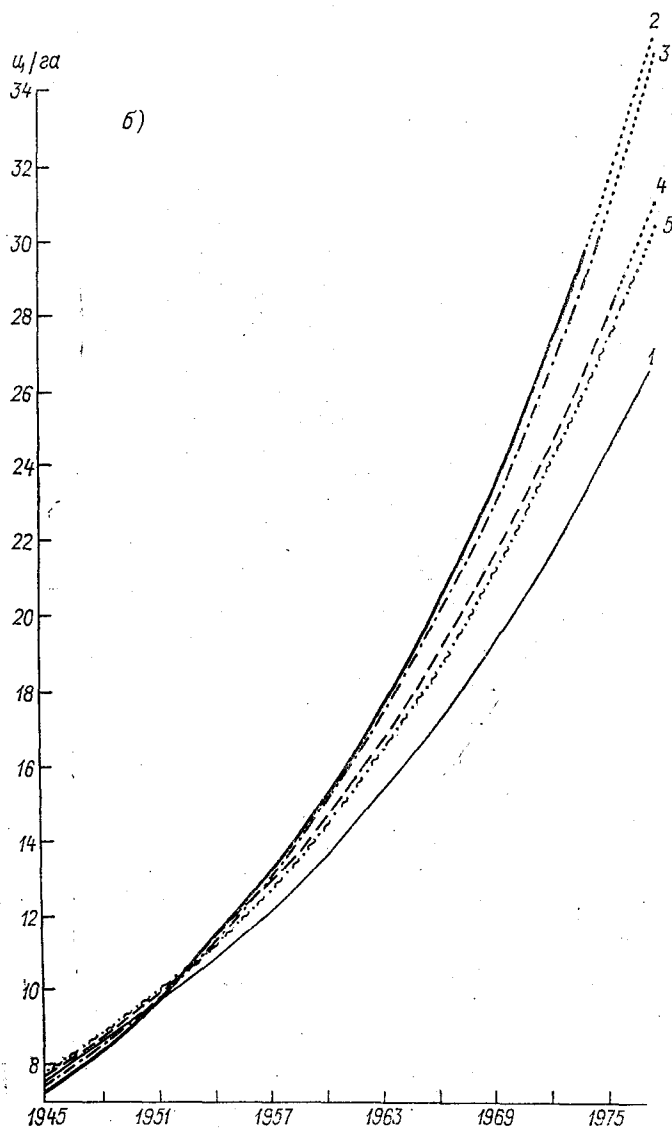


Рис. 1. Пример прогноза теоретических трендов по разным типам кривых, опи-
 а — парабола, б — экспонента; 1 — «эталонный» теоретический тренд, рассчитанный за
 поляция тренда на 1973—1977 гг.; 3 — теоретический тренд, рассчитанный за 1945—
 считанный за 1945—1975 гг., точки — экстраполяция тренда на 1975—1977 гг.; 5 — теорети-
 1977 гг.



сывающих динамику урожайности для Ровенской области.

1945—1977 гг., 2 — теоретический тренд, рассчитанный за 1945—1973 гг., точки — экстра-
 1974 гг., точки — экстраполяция тренда на 1974—1977 гг.; 4 — теоретический тренд, рас-
 ческий тренд, рассчитанный за 1945—1976 гг., точки — экстраполяция тренда на 1976—

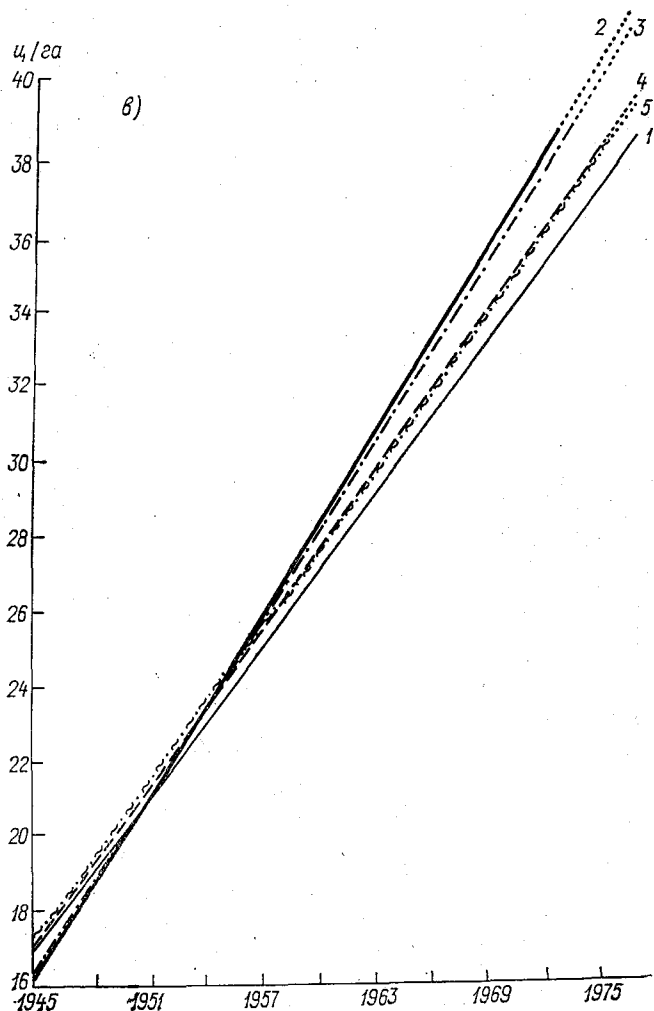


Рис. 2. Пример прогноза теоретических трендов по разным типам кривых, описывающих динамику урожайности для Ровенской области.
в — прямая, усл. обозначения см. рис. 1.

подтверждает выводы, полученные по описанной выше методике: для большинства областей Украины динамика урожайности лучше всего описывается экспонентой.

Для большинства казахстанских областей наименьший разброс отклонений от среднего имеет место при выравнивании исходного ряда параболой второго порядка; при выравнивании динамического ряда по экспоненциальной кривой значения σ^2 наиболее велики.

Таким образом, анализ дисперсий подтверждает в целом выводы, полученные из анализа подбора тренда.

Однако анализ сопоставления средних значений, рассчитанных по уравнению теоретического тренда, и фактических данных дал несколько иные выводы. Оказалось, что наиболее близка к фактическому значению средняя, рассчитанная по прямой и параболе. Различия средних, рассчитанные по уравнениям прямой и параболы, находятся в пределах статистической значимости. Средняя, рассчитанная по экспоненциальной кривой существенно отличается от фактического среднего значения. При описании динамического ряда экспонентой теоретически рассчитанная средняя приближается по своему значению к фактическому среднему на четвертом временном шаге, считая от середины кривой вправо.

Установив, какой формой тренда лучше всего описывается динамика фактического ряда урожайности, мы решили проанализировать также, какую кривую тренда лучше использовать для прогноза урожайности. Для этого проведено несколько статистических экспериментов. Вначале рассчитывался основной тренд для вышеуказанных областных урожаев по данным урожайности яровой пшеницы с 1945—1977 гг. Этот тренд является как бы «эталонном». Затем рассчитывался тренд для тех же областей по данным 1945—1973 гг., а с 1973 г. производилась экстраполяция линии тренда до 1977 г. при последовательном добавлении данных одного года, двух лет и т. д. до 1977 г. Прозэкстраполированные (прогностические) значения тренда при различных шагах по времени сравнивались со значениями основного тренда, рассчитанными за период 1945—1977 гг. В качестве примера на рис. 1 и 2 представлен набор прогностических трендов для территории Ровенской области на несколько шагов для каждого типа кривой. Из рисунков видно, что наименьший разброс прогностических значений от эталонного тренда приходится на первый шаг для всех кривых, а на втором и третьем шаге ошибка увеличивается, причем ошибка наибольшая при прогнозировании экспоненты и наименьшая при прогнозировании прямолинейного тренда (см. рис. 2).

В целом для территории Украины наименьшая средняя абсолютная разница между прогностической кривой и кривой основного тренда наблюдается при экстраполяции теоретической кривой на один год, независимо от формы кривой (табл. 2). Из табл. 2 следует также, что на территории Украины при увеличении временных шагов от $\Delta t = 1$ ошибка прогнозирования растет. Причем при прогнозировании параболического и прямолинейного тренда ошибка возрастает примерно в 1,5 раза на третьем шаге по сравнению с $\Delta t = 1$, а при экстраполировании экспоненты — уже на втором шаге в два-три раза выше по сравнению с первым. Однако абсолютные ошибки прогноза наименьшие при прогнозировании по кривой экспоненты и прямой, нежели по параболе.

На территории Казахстана наименьшие средние прогностические ошибки наблюдаются на втором или третьем шаге, незави-

Абсолютная разность (ц/га) между экстраполированным и основным трендом при разных шагах до времени $\Delta \tau$

Вид кривой	73—74 : 73—75 : 73—76 : 73—77	74—75 : 74—76 : 74—77	75—76 : 75—77	Средние разности
	$\Delta \tau=1 : \Delta \tau=2 : \Delta \tau=3 : \Delta \tau=4$	$\Delta \tau=1 : \Delta \tau=2 : \Delta \tau=3$	$\Delta \tau=1 : \Delta \tau=2$	$\Delta \tau=1 : \Delta \tau=2 : \Delta \tau=3$
Украина				
Парабола 1	1,7 : 2,4 : 3,2 : 3,5	1,3 : 1,6 : 1,7	2,3 : 2,5	1,77 : 2,16 : 2,4
2	1,9 : 1,9 : 3,4 : 4,6	1,0 : 1,0 : 1,7	2,2 : 2,9	1,7 : 1,9 : 2,6
Экспонента 1	0,6 : 1,6 : 1,7 : 3,6	1,1 : 1,2 : 3,2	0,5 : 2,2	0,7 : 1,7 : 2,4
2	0,7 : 1,1 : 1,8 : 3,3	0,9 : 1,0 : 3,2	0,9 : 2,9	0,8 : 1,7 : 2,5
Прямая 1	0,8 : 1,0 : 1,4 : 1,6	0,7 : 0,7 : 1,1	0,9 : 1,4	0,8 : 1,0 : 1,2
2	1,0 : 1,1 : 2,0 : 2,5	0,5 : 0,9 : 1,3	1,1 : 1,6	0,9 : 1,2 : 1,6
Казахстан				
Парабола	0,8 : 0,9 : 0,7 : 0,7	0,7 : 0,4 : 1,3	0,6 : 1,3	0,7 : 0,9 : 1,0
Экспонента	1,2 : 1,2 : 1,1 : 1,7	1,4 : 1,2 : 1,9	0,2 : 0,3	0,9 : 0,9 : 1,5
Прямая	0,7 : 1,3 : 1,0 : 1,4	0,9 : 0,5 : 0,8	0,4 : 0,9	0,7 : 0,9 : 0,9

Примечание. 1 — средние по украинским областям, 2 — средние по укрупненным районам.

симо от формы тренда. Следовательно, прогноз урожайности на территории Казахстана возможен на более длительный срок, чем по Украине. При прогнозировании целесообразно использовать прямую или параболу.

В заключение можно сделать вывод о том, что для большинства районов Украины динамику урожайности яровой пшеницы лучше всего описывать по экспоненциальной кривой, а для казахстанских областей в качестве тренда применять параболу второго порядка или прямую (равноценно для одной и той же области).

Для прогнозирования трендов на несколько шагов проще применять уравнение прямолинейного вида.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каяйкина М. С. Выбор типа линии при аналитическом выравнивании динамических рядов урожайности сельскохозяйственных культур. — Записки Ленинградского сельскохозяйственного института, 1972, т. 196, с. 15—23.
2. Наумова Л. П. Способ выделения тренда климатического ряда. — Труды ГГО, 1979, вып. 425, с. 36—41.
- 3: Манелля А. И., Нагнибедова Н. Н., Френкель А. А., Ващуков Л. И. Динамика урожайности сельскохозяйственных культур в РСФСР. — М.: Статистика, 1972.

О МАКРОЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ПРЕДИКТОРАХ ЛЕТНИХ ОСАДКОВ В КОРЕЕ

Ранее нами была показана возможность использования характеристик циркуляции первого сектора северного полушария W , E и C для прогнозирования дефицита и избытка летних муссонных дождей в Корее. Здесь рассмотрена зависимость засух от форм циркуляции второго (восточного) сектора 3 , M_1 , M_2 по А. А. Гирсу.

При отборе засух над Кореей нами использованы данные тех экстремальных лет, которые учитывались при анализе циркуляции в первом секторе полушария. К сухим годам отнесены следующие: 1917, 1918, 1919, 1920, 1921, 1924, 1939, 1943, 1945, 1949, 1950, 1977; к влажным 1922, 1934, 1946, 1951, 1953, 1954, 1960, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966.

В качестве предикторов использованы месячные числа дней n с типами циркуляции 3 , M_1 , M_2 за исходные и предшествующие годы. Для нахождения предикторов был построен ход Δn , т. е. отклонений от нормы чисел n в среднем для группы засушливых лет и для группы влажных лет за текущий год и за предшествующий период, до —10-го года включительно. В засушливые годы заметно ослабление формы M_2 за счет усиленного развития форм 3 и M_1 . Это можно интерпретировать с помощью карт разновидностей типов 3 и M_1 [2]. Из этих разновидностей наибольшую повторяемость имеют W_3 и $C_{мз}$, а при этих процессах, как видно по картам, осредненные положения гребней и ложбин, а также ПВФЗ в Восточной Азии смещены далеко к северу. Такая ситуация способствует формированию устойчивого антициклонического режима, а следовательно, и засушливости над Кореей.

В годы, предшествующие засухе, зональная форма циркуляции имеет сравнительно слабое развитие. Наоборот, процессы M_1 , M_2 перед годами с засухами заметно усилены. Особенно это характерно для —4-го и —9-го годов по типу M_1 . Заметен противоположный характер хода процессов типа M_1 , M_2 .

При отборе предикторов были выбраны те месяцы и типы, для которых отношение Δn к своей ошибке σ_n превышает 2,0. По этому критерию было отобрано первоначально 30 прогностических признаков, относящихся к отдельным месяцам. Как видно из табл. 1, число фактических прогностических, т. е. экстремальных отклонений от нормы, несколько больше, чем число теоретических признаков, рассчитанное по нормальному распределению, но разница существенно меньше, чем аналогичная разница для типов циркуляции первого сектора. Тем не менее можно выбрать некоторые статистически значимые прогностические связи, что и является главной задачей настоящей статьи.

Таблица 1

**Сравнение фактического числа предикторов $t \geq 2,0$
с теоретическим числом**

$t = \frac{\Delta n}{\sigma_n}$	Критерий случайности, %	Теоретическое число случаев	Фактическое число случаев	
			1-й сектор	2-й сектор
2,0	4,55	17,5	44	23
2,5	1,00	3,8	18	5
3,0	0,03	0,1	4	2

Проверка выбранных предикторов на статистическую значимость определялась по коэффициентам r двухгрупповой корреляции засух с типами циркуляции. Статистически достоверными считались связи с критерием $r/\sigma > 2,0$. В табл. 2 приведены предикторы и соответствующие им двухгрупповые коэффициенты корреляции. Как видно из таблицы, максимальное число предикторов относится к годам —9 и —4, причем особо высокие коэффициенты приходятся на заблаговременность —4 года. Характерно, что более информативные годы по циркуляции во втором секторе полушария это те, для которых в первом секторе полушария было меньше предикторов.

На следующем этапе прогнозирования нами были построены прогностические графики для попарных комбинаций предикторов с критерием $r/\sigma_r > 2,0$ и вычислены дискриминантные функции. По осям графиков откладывались значения предикторов, а в поле все годы за 62-летний период. Наряду с линией $L=0$ в поле графиков проводилась разделительная линия на глаз. Сопоставление результатов разделения по обеим линиям показало возможность использования визуально проведенных разделительных линий. Вероятность случайного появления данного числа засух m в поле с их повышенной повторяемостью, состоящем из n лет, вычислялась по формуле Бернулли. Вероятность $p_{m,n}$ такого появления при использовании дискриминантного уравнения составляет 10 %, при визуальном способе — 1 %, что считалось допу-

Предикторы для прогнозирования экстремально низкого количества осадков

№ пп.	Заблаговременность, год	Месяц	Тип циркуляции	r	r/σ_r
1	-1	XI	M_1	-0,41	2,2
2	-1	X+XI	M_1	-0,43	2,3
3	-1	XI+XII	M_1	-0,41	2,2
4	-4	IV+V	3	-0,43	2,4
5	-4	IV	3	-0,40	2,2
6	-4	X	M_1	0,72	4,0
7	-4	X+XI	M_1	0,67	3,7
8	-4	II	M_2	0,54	3,0
9	-4	XII	M_2	0,43	2,4
10	-5	II	M_2	0,42	2,3
11	-5	II+III+IV	M_2	0,47	2,6
12	-5	XII	M_2	0,41	2,2
13	-6	XII	3	-0,42	2,3
14	-7	IV	M_1	-0,50	2,8
15	-8	I	M_1	0,41	2,3
16	-8	VIII	M_1	0,43	2,3
17	-9	IV+VII	3	-0,45	2,5
18	-9	VIII	M_1	0,50	2,8
19	-9	VII+VIII	M_1	0,55	3,0
20	-9	II	M_2	0,42	2,3
21	-9	V	M_2	0,40	2,2
22	-9	VIII ₁	M_2	-0,48	2,6
23	-9	VIII+IX	M_2	-0,48	2,6

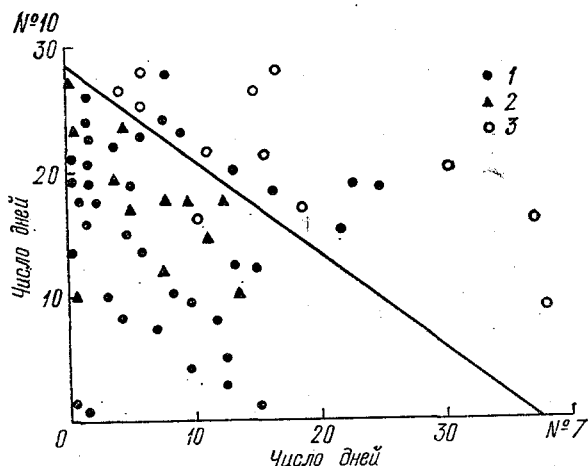
стимым для использования графиков. На рисунке приведен пример прогностического графика, где скомбинированы предикторы -4 и -5-го годов (см. табл. 2, № 7 и 10). Лучшие результаты получаются при комбинировании предикторов типов M_1 и M_2 :

Можно сделать вывод, что формы атмосферной циркуляции во втором секторе полушария меньше отражают процессы, предшествующие засухе, чем формы циркуляции в первом секторе, в частности для 1-го года. Причины, в самом общем виде, могут сводиться к тому, что в пределах 1-го сектора расположена более мощная тепловая «машина» (взаимодействие подстилающей поверхности Атлантики и континента Евразии), чем во 2-м, и процессы, хорошо отображенные типами циркуляции 1-го сектора,

вследствие планетарного западно-восточного переноса оказывают воздействие на режим циркуляции и у восточных берегов континента.

Вместе с тем в связи с проявлением длительных аномальных отклонений повторяемости типов циркуляции и четким выделением предикторов в переходных сезонах в —4-м году можно предположить об их связи с термическим состоянием Тихого океана, который является важным фактором формирования летних осадков побережья на востоке Азии [1], и использовать циркуляционные характеристики для прогноза.

Имеются также некоторые прогностические связи с солнечной активностью. Избытки осадков для Кореи увязываются с ходом индекса геомагнитной возмущенности K_p в 11-летнем цикле. Рас-



Дискриминантный прогностический график зависимости наступления лет с различным увлажнением от характеристик атмосферной циркуляции.

1 — норма, 2 — влажный период, 3 — засуха.

пределение избытков осадков по фазам геомагнитной возмущенности показано в табл. 3. Как видно из табл. 3, вероятность избытков, равная в среднем 20 %, в годы нисходящей ветви K_p повышается до 35 %, а в годы восходящей ветви падает до 10 %. С точки зрения статистики полученные цифры свидетельствуют о зависимости избытков осадков для Кореи от направления изменения геомагнитной активности (вероятность случайности $< 2\%$). Возможности использования этой связи для прогнозов ограничены, так как полученные значения вероятности P_{mn} невысокие. Можно отметить также значительное повышение вероятности избытков осадков на нисходящей ветви K_p , если на предыдущей восходящей ветви $P_{mn} \geq 20\%$ в течение 5 лет и более.

Что касается индекса солнечной активности W (числа Вольфа), то вышеуказанная зависимость не имеет места ни для избытка, ни для дефицита осадков, хотя намечается некоторая приуроченность избытка к ближайшему минимуму солнечных пятен. Это увязывается с приуроченностью избытков к годам нисходящей ветви K_p , так как максимум геомагнитной возмущенности смещен к минимуму солнечных пятен.

В работе [3] было установлено, что засушливые годы для Европейской территории СССР относятся преимущественно к восходящей ветви геомагнитной активности, засушливые для Казахстана, а также для Казахстана и ЕТС совместно — к нисходящей ветви или к минимуму.

Таблица 3

Число лет с избытком осадков по фазам 11-летнего цикла индекса K_p . 1917—1978 гг.

Фаза цикла	N	m	Вероятность, %		$P_{m,n}$
			в фазе	климатологическая	
В+максимум	39	4	10	20	5,2
Н+минимум	23	8	35	20	1,2
Максимум+Н+минимум	29	10	34	20	3,0

Следовательно, имеется тенденция к зеркальной связи между характером увлажнения в Корее и в Казахстане на нисходящей ветви геомагнитной возмущенности.

Как показано в работе [4], может быть проведено совместное использование предикторов циркуляционных и гелиогеофизических, что дает возможность уточнения в дальнейшем полученных нами прогностических связей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронина В. Ф. О роли течения Кюросио в формировании осадков и годового стока рек в Приморье. — Метеорология и гидрология, 1975, № 9, с. 79—85.
2. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 487 с.
3. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 253 с.
4. Покровская Т. В., Григорьева А. А. О циркуляционных характеристиках европейско-казахстанских засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 29—37.

М. З. Басырова, Е. В. Воробьева

СВЕРХДОЛГОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ БАРИКО-ЦИРКУЛЯЦИОННОГО РЕЖИМА У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

На протяжении ряда лет нами выполнялись исследования возможности значительного увеличения заблаговременности метеорологических прогнозов [6, 8, 9, 10 и др.]. Необходимость их определялась все возрастающими требованиями практики к метеорологическому обслуживанию народного хозяйства.

Результаты исследований показали, что такая возможность обеспечивается при условии учета процессов большого пространственно-временного масштаба, имеющих предпосылки либо к сохранению информации в течение длительного времени, либо для восстановления ее через определенные продолжительные промежутки времени. К ним отнесены цикличность и сопряженность атмосферных процессов [6, 7, 11].

Основной вывод этих работ сводится к тому, что теснота связи предиктора и предиктанта с увеличением интервала временного сдвига, как правило, не только не уменьшается, но и увеличивается. Это дало основания придти к заключению о возможности увеличения заблаговременности метеорологических прогнозов до нескольких лет [6, 8, 9, 11].

Полученные выводы были реализованы ранее для разработки способа прогноза осадков, температуры с привлечением характеристик интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере, температуры на среднем энергетическом уровне и др. В настоящей работе исходя из тех же принципов в основу построения синоптико-статистической схемы прогноза были положены характеристики барико-циркуляционного режима у поверхности земли по классификации Л. А. Вительса [3]. При этом данные о повторяемости (число дней в месяце) антициклонического типа циркуляции по 8 районам 1-го ЕСР [3] приняты как в качестве предиктанта, так и в качестве предиктора.

Основанием для выбора барико-циркуляционного режима (БЦР) в качестве предиктанта является то, что в формировании важнейших элементов метеорологического режима, таких, как засухи, аномалии осадков, температура и т. д., ведущая роль принадлежит атмосферной циркуляции, т. е. процессам цикло-антициклогенеза. Так, еще Б. П. Мультановский [13] пришел к выводу, что засухи возникают в результате развития мощных антициклонов. Это положение было подтверждено в последующих многочисленных исследованиях условий формирования засух и других экстремальных явлений. Например, понижение уровня Каспийского моря наступает в результате развития мощных антициклонов на ЕТС и вследствие уменьшения осадков и речного стока рек, питающих Каспийское море [4].

Барико-циркуляционный режим — это процесс, определяющий метеорологические условия; прогнозирование атмосферных процессов со сверхдолгосрочной заблаговременностью имеет большое практическое значение (прогноз засух и других явлений).

Выбор характеристик БЦР в качестве предиктора определяется прежде всего тем, что они отражают состояние таких центров действия, как исландский минимум (район 1) и азорский максимум (район 5) и циркуляционных условий в других важных районах, которые вносят существенный вклад в формирование атмосферных процессов на ЕТС. В характеристиках БЦР нашли отражение такие глобальные процессы, как потепление Арктики [5]. С их помощью удалось выявить механизм установленной Л. С. Бергом [1] связи изменения уровня Каспийского моря с ледовитостью северных морей [3]. Немаловажное значение имеет удобство их использования для обработки на ЭВМ.

Для построения синоптико-статистической схемы сверхдолгосрочного прогнозирования БЦР использованы данные о повторяемости антициклонического типа атмосферной циркуляции по 8 районам 1-го ЕСР за 1900—1977 гг. [3]. В составленной программе были предусмотрены расчеты корреляционных связей между предиктором и предиктантом с шагом в 1 месяц во временном интервале от 0 до 96 месяцев (8 лет), выделение предикторов по заданному уровню значимости, просеивание их по признаку временной устойчивости, взаимной линейной зависимости, заблаговременности, решение системы уравнений n -го порядка и т. д. Практически это сводилось к расчету корреляционной функции между предиктором и значениями аномалий числа дней с антициклонической циркуляцией (ΔN_{Az}) для конкретного месяца данного района и всеми остальными месяцами данного и других районов. Корреляционные функции считались со сдвигом в 1 год до 8 лет.

Первоначально для отбора предикторов был задан уровень значимости 1,4 % с тем, чтобы получить больше возможности для анализа по другим признакам. Опыт показал, что корреляционные связи между предиктором и предиктантом, даже очень тесные, испытывают временную неустойчивость. Для анализа пре-

икторов с этой точки зрения корреляционные функции рассчитывались по данным всего 70-летнего ряда и отдельным его 35-летним выборкам. Если коэффициенты корреляции имели тот же знак, что и выделенный член корреляционной функции, а их значения превышали ошибку определения $\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{N-1}}$, то предикторы считались значимыми и устойчивыми. В результате отбора для каждого месяца и района выделилось от 18 до 52 предикторов (в среднем 30—34).

Задача отсева линейно связанных предикторов решалась путем детерминантного анализа. Для этой цели была составлена программа на алгоритмическом языке Фортран для ЭВМ БЭСМ-6. Алгоритм решения включал следующие этапы:

1) определение нормированной корреляционной матрицы по рядам выбранных предикторов и предиктанта;

2) транспонирование матрицы в порядке убывания членов 1-й строки;

3) нахождение первого коэффициента множественной регрессии;

4) на последующих этапах выбирался такой предиктор из оставшихся, чтобы выполнялось условие максимума $R_{1,2,\dots,i}$;

5) при достижении коэффициентов множественной регрессии насыщения, т. е. когда его приращение при прибавлении i -го предиктора было меньше 0,01, количество предикторов считалось определенным.

В результате анализа число членов в правой части уравнений множественной регрессии существенно изменилось и колебалось от 5 до 12, чаще всего 8—9 членов.

Уравнения множественной регрессии получены путем решения системы линейных уравнений n -го порядка (n — число выбранных предикторов). Примером такого уравнения может служить уравнение

$$\begin{aligned} \Delta N_{AZ}(I, i_2) = & 0,334 \Delta N_{AZ}(II, i_{40}) - 0,159 \Delta N_{AZ}(II, i_{68}) + \\ & + 0,273 \Delta N_{AZ}(II, i_{83}) + 0,310 \Delta N_{AZ}(IV, i_{61}) - \\ & - 0,173 \Delta N_{AZ}(V, i_{26}) - 0,205 \Delta N_{AZ}(VI, i_{27}) + \\ & + 0,288 \Delta N_{AZ}(VI, i_{44}) - 0,371 \Delta N_{AZ}(VI, i_{84}) - 0,159 \Delta N_{AZ}(VII, i_{35}), \end{aligned}$$

где ΔN_{AZ} — отклонение от многолетнего среднего числа дней с антициклонической циркуляцией; I — номер района; i — месяц прогноза. В скобках правой части уравнения первая цифра указывает номер района, вторая — номер предшествующего месяца (заблаговременность).

Абсолютные значения коэффициентов множественной регрессии колеблются от 0,585 до 0,877. По этим значениям можно судить о том, на сколько процентов уменьшается дисперсия определяемого элемента за счет применения уравнений регрессии, т. е. на-

сколько становится меньше неопределенность при климатологическом прогнозе:

$$K = \text{норма} \pm \text{дисперсия}.$$

Согласно [2], средняя квадратическая ошибка при замене точного значения прогностическим будет равна

$$S_{1, 2, \dots, n} = \sigma_1 \sqrt{1 - R_{1, 2, \dots, n}^2}.$$

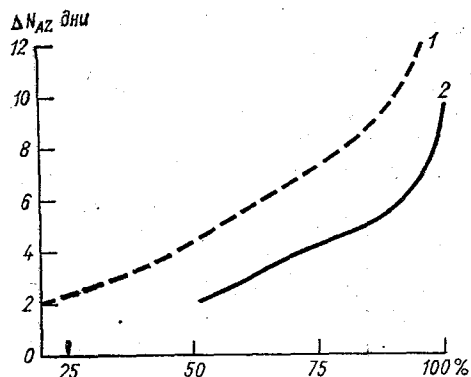
Если заменить прогностические значения нормой, очевидно, она будет равна дисперсии элемента σ , а тогда интересующая нас величина выразится следующим образом:

$$\Delta S = \frac{S_1 - S_{1, 2, \dots, n}}{S_1} = 100 \left(1 - \sqrt{1 - R_{1, 2, \dots, n}^2} \right),$$

т. е. для нашего интервала значений коэффициентов множественной корреляции процентное уменьшение дисперсии будет составлять 19—52 %.

Значения средних квадратических ошибок уравнений для разных месяцев и районов колеблются в пределах 2,8—4,2.

Рисунок иллюстрирует обеспеченность (%) климатологического 1 и методического 2 прогнозов ΔN_{AZ} с заданной погрешностью для наиболее важного в сельскохозяйственном отношении 7-го района. Методическая обеспеченность, как видно из рисунка, на 15—25 % выше климатологической.



Обеспеченность (%) климатологических 1 и методических 2 прогнозов с заданной погрешностью ΔN_{AZ} .

Оценка рассчитанных по уравнениям прогнозов для каждого года и месяца на зависимом 70-летнем материале дала следующие результаты: $\bar{Q}=0,46$; $\rho=0,53$. По сочетанию Q и ρ [12] число случаев «прогнозов» представлено в табл. 1.

Результаты оценки оперативных прогнозов за I—XII 1978—1979 гг. приведены в табл. 2.

В среднем за 2 года (24 месяца) по всей территории 1-го ЕСР $\rho=0,18$ при $Q>1$ (табл. 3).

Таблица 1

	$\begin{array}{c} Q < 1 \\ \rho > 0 \end{array}$	$\begin{array}{c} Q > 1 \\ \rho > 0 \end{array}$	$\begin{array}{c} Q < 1 \\ \rho < 0 \end{array}$	$\begin{array}{c} Q > 1 \\ \rho < 0 \end{array}$
1908—1977 гг.	701	26	10	3

За вегетационный период (V—VIII) оправдываемость по знаку $\rho=0,41$. По сочетанию Q и ρ из 24 прогнозов 18 было хороших или удовлетворительных и 6 —

Таблица 2

Оценка оперативных опытных прогнозов ΔN_{AZ}

	I	II	III	IV	V	VI	
1978 г.							
Q	1,95	2,38	1,28	2,99	0,93	0,33	
p	0,25	-0,75	-0,25	-0,25	0,50	0,50	
1979 г.							
Q	2,32	1,32	1,41	2,36	1,18	1,10	
p	-0,25	0,00	-0,25	0,50	1,00	0,50	
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее
1978 г.							
Q	0,68	1,38	2,02	1,78	2,69	3,51	1,82
p	0,25	-0,25	0,25	0,0	0,75	0,00	0,08
1979 г.							
Q	0,67	0,46	1,28	0,68	1,11	1,22	1,26
p	0,00	0,75	0,50	0,25	0,00	0,25	0,27

плохих. В вегетационный период из 8 прогнозов 7 получили оценку хорошо и удовлетворительно и один не оправдался.

Из 8 районов ЕСР к ЕТС относятся 2, 3, 4, 7 и 8 районы. Оправдываемость прогнозов по этим районам как за период I—XII, так и за вегетационный период существенно выше, $\rho=0,40$. Следовательно, оценка прогнозов в среднем за все месяцы и по всем районам занижена за счет районов 1, 2 и 6—район расположения исландского минимума, район Баренцева моря и Западной Европы соответственно. В сельскохозяйственном отношении важными являются 4, 7 и 8 районы. Для этих районов за вегетационный период $\rho_{V-VIII}=0,67$. Таким образом, испытания на зависимом и независимом (оперативном) материале дали положительные результаты, особенно для весенне-летнего периода и районов сельскохозяйственного производства.

Таблица 3

	Номер района								Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	
1978 г.	0,00	0,17	0,50	0,17	0,00	-0,17	-0,17	0,17	0,08
1979 г.	0,17	0,00	0,17	0,83	0,50	-0,58	0,67	0,17	0,27
Среднее	0,08	0,08	0,34	0,50	0,25	-0,37	0,25	0,17	0,18

Прогнозы рассчитываются на ЭВМ БЭСМ-6 с заблаговременностью около двух лет. Способ имеет потенциальную возможность для последующего совершенствования с целью повышения успешности и заблаговременности прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. — Изв. ВГО, 1943, т. 75, вып. 4, с. 16—20.
2. Борисенков Е. П., Романов М. А. Алгоритмы и программы статистической обработки информации на ЭВМ. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 363 с.
3. Вительс Л. А. Месячные, сезонные и годовые характеристики барикоциркуляционного режима европейского естественного синоптического района. 1900 — 1964 гг. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 128 с.
4. Вительс Л. А. Исследование многолетних колебаний атмосферной циркуляции и осадков в связи с проблемой сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря. — В кн.: Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1957, № 68, с. 59—63.
5. Вительс Л. А. Циклоны северных морей и потепление Арктики. — Метеорология и гидрология, 1945, № 5, с. 32—40.
6. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 116 с.
7. Воробьева Е. В. Циклические изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере и их временные вариации. — Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 56—67.
8. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм 1969, вып. 245, с. 67—71.
9. Воробьева Е. В. Некоторые пути увеличения заблаговременности месячных и сезонных прогнозов погоды. — Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 23—29.
10. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б., Приёмова Л. П. Сопряженность атмосферных процессов и формирование засушливых явлений. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 93—101.
11. Воробьева Е. В., Приёмова Л. П. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдолгосрочного прогнозирования. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 102—110.
12. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 560 с.
13. Мультиановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. I. Засуха. Геофизический сборник, 1915, т. 2, вып. 3, с. 73—97.

СОДЕРЖАНИЕ

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МЕЖДУ ТРОПОСФЕРОЙ И СТРАТОСФЕРОЙ И СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ

Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубников, И. А. Щерба. Влияние радиационных источников и стоков тепла на динамическое взаимодействие тропосферы и стратосферы	3
К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова, Р. Д. Гайнутдинова. О вариации источников тепла в мезо- и стратосфере	10
Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева, Н. И. Воробьева. Взаимосвязь между барическими полями тропо- и стратосферы на фоне колебаний геомагнитной возмущенности	16
В. Г. Кидиярова, И. А. Щерба. О возможности связи полугодовых колебаний температуры и ветра в стратосфере высоких широт с характеристиками солнечной и геомагнитной активности	24
Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева. Макромасштабные особенности проявления квазидвухлетнего цикла в атмосфере	30
К. А. Каримов, Р. Н. Вендрова, Л. Р. Ракипова. Динамика озоносферы средних широт в зимний период	37
А. В. Цветков. Результаты анализа данных градиента потенциала методом максимальной энтропии	43
Е. П. Борисенков, Л. К. Ефимова. Некоторые особенности воспроизведения климатического фона с использованием зонально осредненной атмосферной модели	49

СИНОПТИКО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Б. И. Сазонов, Г. Ф. Гетманова. О «памяти» в сверхдолгосрочном прогнозировании	56
В. Ф. Логинов, В. А. Молодых. Изменение амплитуды годового хода температуры в связи с гелиогеофизическими факторами	62
Т. В. Покровская. О циркуляционных характеристиках засух	72
Е. П. Борисенков, Л. Е. Борисова. К вопросу оптимизации сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов	77
Б. И. Сазонов. Двенадцатилетний период увлажненности	83
Л. П. Спирина, Б. И. Сазонов. О вкладах зональных температур в температуру северного полушария	90
Э. В. Рочева, В. Ф. Логинов. О засухах в основных сельскохозяйственных районах СССР	95
Л. Г. Полозова. Вероятность засух в основных зернопроизводящих районах северного полушария	101
Л. Г. Полозова, А. А. Григорьева. Колебания средней месячной температуры воздуха после 1960 г. в Европе и Северной Америке	106
Э. И. Гирская. Поля температуры и мировая погода	113
Л. М. Щереметова, Э. П. Румянцева. Изменение интенсивности циркуляции в Северной Атлантике и экстремумы осадков в Сахеле	119
С. Б. Дмитриева. Об индексе зонального потока по Л. А. Вителсу	124

Л. К. Андреева, Н. И. Яковлева. Анализ теоретических трендов урожайности яровой пшеницы на территории Украины и Казахстана и использование их для прогноза	129
Ким Мун Юк. О макроциркуляционных предикторах летних осадков в Корее	138
М. З. Басырова, Е. В. Воробьева. Сверхдолгосрочное прогнозирование барико-циркуляционного режима у поверхности земли	143