

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЙ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН
И ЯВЛЕНИЙ

МЕЖВУЗОВСКИЙ СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1986

Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений. Сборник научных трудов. — Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 155. (ЛГМИ).

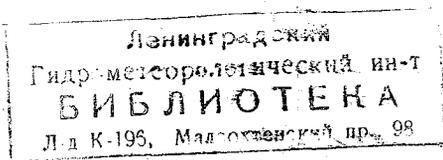
В сборнике представлены результаты научных исследований по следующим основным направлениям: численное моделирование атмосферных процессов; методы прогноза метеорологических величин и явлений на различные сроки; способы совершенствования метеорологического обеспечения народного хозяйства, статистическая структура полей некоторых метеорологических величин и энергетических характеристик атмосферы. Ряд статей посвящен вопросу обработки первичной метеорологической информации.

Сборник рассчитан на научных работников, аспирантов и студентов гидрометеорологических вузов, а также на широкий круг специалистов в области метеорологических прогнозов.

Табл. 31. Илл. 27. Библ. 174.

Редакционная коллегия:

проф. В. И. Воробьев (отв. редактор), проф. В. Л. Архангельский,
 проф. П. Н. Белов, проф. Е. П. Борисенков, проф. К. В. Кондратович,
 проф. Б. Д. Панин, ст. научн. сотр. А. В. Дикинис (отв. секретарь).



Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ)

О ПОСТРОЕНИИ СХЕМ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ НА ОСНОВЕ ПОЛНЫХ УРАВНЕНИЙ

В отличие от фильтрованных, полные уравнения описывают не только эволюцию квазигеострофических движений, но и процессы приспособления (адаптации) движений к квазигеострофическому [1]. При построении схем численного прогноза на основе полных уравнений необходимо учитывать эти обстоятельства.

Обратимся к системе полных квазистатических уравнений пространственной модели в адиабатическом приближении:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} = - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + fv,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} = - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - fu,$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\zeta}{R} \Gamma \omega,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0,$$

$$\Gamma = - \frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta}, \quad (1)$$

где $\Gamma = \frac{R^2 T}{g \zeta^2} (\gamma_a - \gamma)$ — параметр устойчивости, остальные обозначения общеприняты.

Доминирующим механизмом, обуславливающим эволюцию квазигеострофических движений, является адвекция, описываемая нелинейными членами прогностических уравнений системы (1). В то же время для волн, генерируемых при нарушениях геострофического баланса, затухание которых сопровождается адаптацией полей, т. е. восстановлением квазигеострофичности движения, роль нелинейности сравнительно мала. Для описания про-

цессов адаптации можно ограничиться линейным приближением используя линейные уравнения и линейные члены уравнений системы (1):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + fv,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - fu,$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\zeta}{R} \Gamma \omega,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0,$$

$$T = -\frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta}. \quad (2)$$

Система уравнений (2) описывает адаптацию полей [1]. Не рассматривая механизмы адаптации и эволюции, ограничимся ана-

лизом дисперсионных соотношений для системы уравнений (2) и конечно-разностных схем для системы уравнений (1). Согласно [2], при конечно-разностном представлении уравнений описывающих двумерные инерционно-гравитационные волны, оптимальным является размещение прогностических переменных на сетке C , представленной на рисунке.

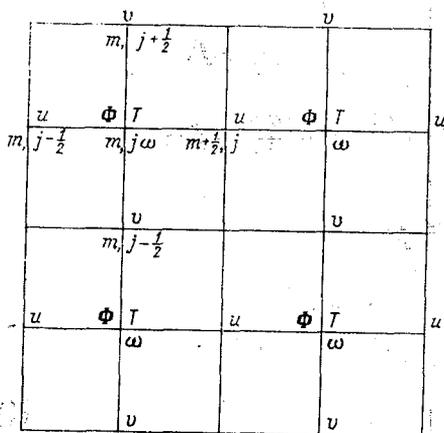


Схема размещения прогностических переменных на сетке C ($m = \frac{x}{\Delta x}$, $j = \frac{y}{\Delta y}$, $\Delta x = \Delta y = d$)

В этом случае численное решение для безразмерной частоты

$$\sigma^2 = \frac{4\bar{\Phi}}{f^2 d^2} \left(\sin^2 \frac{k_1 d}{2} + \sin^2 \frac{k_2 d}{2} \right) + \cos^2 \frac{k_1 d}{2} \times \cos^2 \frac{k_2 d}{2}, \quad (3)$$

представляет собой лучшую аппроксимацию (по сравнению с решениями на других сетках) точного решения:

$$\sigma^2 = 1 + \frac{\bar{\Phi}}{f^2} (k_1^2 + k_2^2), \quad (4)$$

где $\sigma = \frac{\nu}{f}$ — безразмерная частота; $\nu = \frac{2\pi}{T}$ — круговая частота;

ν — период колебаний; f — параметр Кориолиса; $\bar{\Phi}$ — среднее значение геопотенциала (постоянная величина); d — шаг сетки

$d = \Delta x = \Delta y$; $k_1 = \frac{2\pi}{L_x}$; $k_2 = \frac{2\pi}{L_y}$ — волновые числа; L_x, L_y — про-

екции волны L на оси x и y соответственно.

Численное решение (3) позволяет получить значения фазовых

$C_x = \frac{\nu}{k_1}$, $C_y = \frac{\nu}{k_2}$) и групповых скоростей ($C_{г, x} = \frac{\partial \nu}{\partial k_1}$, $C_{г, y} = \frac{\partial \nu}{\partial k_2}$), близкие к точным значениям, исключая двухшаговые волны и более короткие [2].

Вопрос о размещении прогностических переменных при конечном-разностном представлении производных по вертикальной координате может быть рассмотрен на основе анализа точного и численного решений полных квазистатических уравнений пространственной модели (1), линеаризованных относительно состояния покоя, е. системы уравнений (2), которую запишем в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + f v, \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - f u, \\ \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \zeta^2 \partial t} &= -\Gamma \omega, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} &= 0, \end{aligned} \quad (5)$$

где Γ — считается заданным постоянным параметром.

Определим решение системы уравнений (5) без привлечения граничных условий, так как нашей задачей является анализ лишь общих дисперсионных свойств решений.

Решение системы уравнений (5) будем искать в виде

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ \Phi \\ \omega \end{pmatrix} = \text{Re} \begin{pmatrix} \hat{u} \\ \hat{v} \\ \hat{\Phi} \\ \hat{\omega} \end{pmatrix} e^{i(k_1 x + k_2 y + p \zeta - \nu t)}, \quad (6)$$

е \hat{u} , \hat{v} , $\hat{\Phi}$, $\hat{\omega}$ — амплитуды; $p = \frac{2\pi}{L_\zeta}$, L_ζ — проекция волны на ζ . Подставив (6) в уравнения системы (5), получим уравнения

$$-i \nu \hat{u} = -i k_1 \hat{\Phi} + f \hat{v},$$

$$-i v \hat{v} = -ik_2 \hat{\Phi} - f \hat{u},$$

$$v p \hat{\Phi} = -\Gamma \hat{\omega},$$

$$k_1 \hat{u} + k_2 \hat{v} + p \hat{\omega} = 0, \quad (7)$$

решение которых относительно безразмерной частоты имеет вид

$$\sigma^2 = 1 + \Gamma \frac{k_1^2 + k_2^2}{p^2}. \quad (8)$$

Решение (8) будем называть «точным». Если в уравнениях системы (5) представить производные по ζ центральными разностями:

$$\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \zeta \partial t} \right)_n = \frac{1}{\Delta \zeta} \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_{n+\frac{1}{2}} - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_{n-\frac{1}{2}} \right]; \quad (9)$$

$$\left(\frac{\partial \omega}{\partial \zeta} \right)_n = \frac{1}{\Delta \zeta} (\omega_{n+\frac{1}{2}} - \omega_{n-\frac{1}{2}}), \quad (10)$$

то получим систему уравнений

$$-i v \hat{u} = -ik_1 \hat{\Phi} + f \hat{v},$$

$$-i v \hat{v} = -ik_2 \hat{\Phi} - f \hat{u},$$

$$2v \hat{\Phi} \sin \frac{p \Delta \zeta}{2} = -\Gamma \hat{\omega} \Delta \zeta,$$

$$k_1 \hat{u} + k_2 \hat{v} + 2 \frac{\hat{\omega}}{\Delta \zeta} \sin \frac{p \Delta \zeta}{2} = 0,$$

решение которой относительно безразмерной частоты записывается в виде

$$\sigma^2 = 1 + \frac{\Gamma (\Delta \zeta)^2 (k_1^2 + k_2^2)}{4 f^2 \sin^2 \frac{p \Delta \zeta}{2}}. \quad (11)$$

Если производные по ζ в уравнениях системы (5) представить направленными разностями:

$$\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \zeta \partial t} \right)_n = \frac{1}{\Delta \zeta} \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_{n+1} - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_n \right], \quad (12)$$

$$\left(\frac{\partial \omega}{\partial \zeta} \right)_n = \frac{1}{\Delta \zeta} (\omega_n - \omega_{n-1}), \quad (13)$$

то

$$\sigma^2 = \frac{\Gamma (\Delta \zeta)^2 (k_1^2 + k_2^2)}{2 f^2 (1 - \cos p \Delta \zeta)}. \quad (14)$$

Решения (11) и (14) получены для случая, когда значения T и ω размещаются на каждом уровне n в тех же узлах сетки C , где имеются значения Φ (см. рисунок).

Совместный анализ решений (8), (11), (14) показывает, что дисперсионные свойства решений (11) и (14) практически идентичны. Фазовые и групповые скорости совпадают по знаку и близки по модулю. Проекция фазовых и групповых скоростей на ось ξ , соответствующие решениям (11) и (14), при $L_x \leq 2\Delta\xi$ для любых L_x и L_y оказываются неопределенными.

При $L_x > 2\Delta\xi$, $L_x(L_y) > d$ решения для фазовых и групповых скоростей существуют, но могут отличаться от точных по модулю (при $L_x(L_y) \leq 2d$ имеет место несовпадение по знаку).

При конечно-разностном представлении производных по всем трем пространственным независимым переменным с размещением прогностических переменных на каждом уровне n на сетке C , когда ω , T , Φ размещены в одних и тех же узлах, а производные по ξ аппроксимируются формулами (9), (10), система уравнений (5) с помощью соотношений (6) преобразуется к виду:

$$\begin{aligned} -i v \hat{u} &= -\frac{\hat{\Phi}}{d} z_1 + \frac{fz}{4} \hat{v}, \\ -i v \hat{v} &= -\frac{\hat{\Phi}}{d} z_2 - \frac{fz}{4} \hat{u}, \\ -i v z_3 \hat{\Phi} &= -\Gamma \hat{\omega} \Delta\xi, \\ \frac{z_1}{d} \hat{u} + \frac{z_2}{d} \hat{v} + \frac{z_3}{\Delta\xi} \hat{\omega} &= 0, \end{aligned} \quad (15)$$

где

$$\begin{aligned} z_1 &= e^{i \frac{k_1 d}{2}} - e^{-i \frac{k_1 d}{2}} \equiv 2i \sin \frac{k_1 d}{2}, \quad z_2 = e^{i \frac{k_2 d}{2}} - e^{-i \frac{k_2 d}{2}} \equiv 2i \sin \frac{k_2 d}{2}, \\ z_3 &= e^{i \frac{p \Delta\xi}{2}} - e^{-i \frac{p \Delta\xi}{2}} \equiv 2i \sin \frac{p \Delta\xi}{2}, \quad z = \begin{pmatrix} e^{i \frac{k_1 d}{2}} & -i \frac{k_1 d}{2} \\ e^{-i \frac{k_1 d}{2}} & -i \frac{k_2 d}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e^{i \frac{k_2 d}{2}} \\ + e^{-i \frac{k_2 d}{2}} \end{pmatrix} \equiv 4 \cos \frac{k_1 d}{2} \cos \frac{k_2 d}{2}. \end{aligned}$$

Решение системы уравнений (15) относительно σ^2 представляется формулой

$$\sigma^2 = \frac{\Gamma (\Delta\xi)^2 \left(\sin^2 \frac{k_1 d}{2} + \sin^2 \frac{k_2 d}{2} \right)}{f^2 d^2 \sin^2 \frac{p \Delta\xi}{2}} + \cos^2 \frac{k_1 d}{2} \cdot \cos^2 \frac{k_2 d}{2}. \quad (16)$$

Анализ решения (16), а также отношения

$$F = \frac{(\Delta\zeta)^2 \left(\sin^2 \frac{k_1 d}{2} + \sin^2 \frac{k_2 d}{2} \right)}{d^2 \sin^2 \frac{p \Delta\zeta}{2}} \Bigg/ \frac{k_1^2 + k_2^2}{p^2} \equiv$$

$$\equiv \frac{(\Delta\zeta)^2 \left(\sin \frac{2\pi d}{L_x} + \sin \frac{2\pi d}{L_y} \right) L_x^2 L_y^2}{d^2 \sin^2 \frac{\pi \Delta\zeta}{L_\zeta} (L_x^2 + L_y^2) L_\zeta^2}$$

и значений $\cos^2 \frac{k_1 d}{2} \cos^2 \frac{k_2 d}{2} \equiv \cos^2 \frac{\pi d}{L_x} \cdot \cos^2 \frac{\pi d}{L_y}$, характеризующих

отличия частот решения (16) от частот решения (8), позволяет оценить ошибки фазовых и групповых скоростей численного решения. Для волн $L_x > 2d$, $L_y > 2d$, $L_\zeta > 2\Delta\zeta$ фазовые и групповые скорости, соответствующие решению (16), по знаку описываются верно. По модулю имеют место отличия в значениях фазовых и групповых скоростей, тем большие, чем меньше длина волн.

Другие конечно-разностные схемы (с размещением переменных в пространстве на других сетках) обладают худшими дисперсионными свойствами. Поэтому с точки зрения моделирования процесса геострофического приспособления при конечно-разностном представлении уравнений, описывающих этот процесс, целесообразно принять рассмотренную выше схему с размещением на каждом уровне переменных на сетке C и с использованием центральных разностей по вертикальной координате.

Конечно-разностная аппроксимация нелинейных адвективных членов в первых трех уравнениях системы (1) должна обеспечивать устойчивое в вычислительном отношении моделирование квазигеострофического движения (предотвращать или подавлять нелинейную вычислительную неустойчивость).

Для моделей, основанных на системе уравнений (1), при граничных условиях вида

$$u \Big|_{\substack{x=X_1 \\ x=X_2}} = v \Big|_{\substack{y=Y_1 \\ y=Y_2}} = \omega \Big|_{\substack{\zeta=0 \\ \zeta=1}} = 0, \quad (17)$$

должно выполняться интегральное свойство

$$I = \iiint_V (E_K + E_B) dV \equiv \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} \int_{\zeta=0}^{\zeta=1} (E_K + E_B) dx dy d\zeta = \text{const.} \quad (18)$$

В наличии этого свойства легко убедиться с помощью соотношения, являющегося следствием уравнений системы (1),

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_{\zeta_0}^{\zeta_1} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} (E_K + E_B) dx dy d\zeta = - \iiint_{\zeta_0}^{\zeta_1} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} [u (E_K + E_B + \Phi)] + \frac{\partial}{\partial y} [v (E_K + E_B + \Phi)] + \frac{\partial}{\partial \zeta} [\omega (E_K + E_B + \Phi)] \right\} dx dy d\zeta, \quad (19)$$

де $E_K = \frac{u^2 + v^2}{2}$ — кинетическая энергия двумерного движения;

$E_B = RT \frac{x}{x-1}$ — энтальпия; $x = \frac{c_p}{c_v}$, $V = (X_2 - X_1)(Y_2 - Y_1)$ — объем области интегрирования единичной высоты по ζ . С учетом условий (17) на основе соотношения (19) получим

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_V (E_K + E_B) dV = 0,$$

е. $I = \text{const}$.

Приведем прогностические уравнения системы (1) к дивергентному виду:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{u^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{u^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\omega \frac{u^2}{2} \right) = -u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + luv,$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{v^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{v^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{v^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\omega \frac{v^2}{2} \right) = -v \frac{\partial \Phi}{\partial y} - lvu,$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial (uT)}{\partial x} + \frac{\partial (vT)}{\partial y} + \frac{\partial (\omega T)}{\partial \zeta} = \frac{\zeta \Gamma}{R} \omega + T \frac{\partial \omega}{\partial \zeta},$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0,$$

$$T = - \frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta}. \quad (20)$$

Конечно-разностную аппроксимацию уравнений этой системы плоскости xOy выполним на сетке S с размещением T и ω в тех же узлах, где имеются значения Φ .

Введем индексацию узлов пространственной сетки точек:

$$m = \frac{x}{\Delta x} \quad (m=1, 2, \dots, M), \quad j = \frac{y}{\Delta y} \quad (j=1, 2, \dots, J), \quad n = \frac{\zeta}{\Delta \zeta} \quad (n=1, 2, \dots, N).$$

Целые индексы m и j будем приписывать точкам сетки S , где размещаются Φ , T , ω . В этом случае точки с составляющими скорости u будут иметь индексы $m \pm \frac{1}{2}$, j , а точки с составляющими скорости v — m , $j \pm \frac{1}{2}$. Уровню $\zeta = \text{const}$, где рассчитывается прогноз, будем приписывать целые индексы n , а соседним уровням на которых используются прогностические переменные для вычисления производных по ζ , — дробные, т. е. $n \pm \frac{1}{2}$.

При конечно-разностной аппроксимации уравнений системы (20) по всем пространственным независимым переменным x , y , ζ будем использовать центральные разности:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)_{m, j, n} &\equiv (\varphi_x)_{m, j, n} = \frac{1}{d} (\varphi_{m+\frac{1}{2}, j, n} - \varphi_{m-\frac{1}{2}, j, n}), \\ \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)_{m, j, n} &\equiv (\varphi_y)_{m, j, n} = \frac{1}{d} (\varphi_{m, j+\frac{1}{2}, n} - \varphi_{m, j-\frac{1}{2}, n}), \\ \left(\frac{\partial \varphi}{\partial \zeta}\right)_{m, j, n} &\equiv (\varphi_\zeta)_{m, j, n} = \frac{1}{\Delta \zeta} (\varphi_{m, j, n+\frac{1}{2}} - \varphi_{m, j, n-\frac{1}{2}}), \end{aligned} \quad (21)$$

а также операторы осреднения:

$$\begin{aligned} \bar{\varphi}_{m, j, n}^x &= \frac{1}{2} (\varphi_{m+\frac{1}{2}, j, n} + \varphi_{m-\frac{1}{2}, j, n}), \\ \bar{\varphi}_{m, j, n}^y &= \frac{1}{2} (\varphi_{m, j+\frac{1}{2}, n} + \varphi_{m, j-\frac{1}{2}, n}), \\ \bar{\varphi}_{m, j, n}^\zeta &= \frac{1}{2} (\varphi_{m, j, n+\frac{1}{2}} + \varphi_{m, j, n-\frac{1}{2}}). \end{aligned} \quad (22)$$

С учетом вышеизложенного получение численного решения уравнений системы (20) будем предусматривать в соответствующих узлах сетки S , т. е. первого уравнения — в узлах с индексами $m \pm \frac{1}{2}, j, n$, второго уравнения — в узлах с индексами

$m, j \pm \frac{1}{2}, n$, третьего уравнения — в узлах с индексами m, j, n . Вокруг

каждого из этих узлов (с соответствующими индексами) построим пространственные ячейки, грани которых отстоят от центрального узла на расстояниях, равных половине шага, т. е. $\pm \frac{d}{2}$, $\pm \frac{\Delta \zeta}{2}$.

Длина ребер пространственных ячеек составляет d или $\Delta \zeta$, площадь граней — d^2 или $d \Delta \zeta$, а объем ячеек — $d^2 \Delta \zeta$.

Для каждой пространственной ячейки применим теорему Остроградского — Гаусса:

$$\iiint_{V_{m,j,n}} \operatorname{div} \bar{C} T dV = \iint_{S_{m,j,n}} C_n T dS,$$

$$\iiint_{V_{m \pm \frac{1}{2}, j, n}} \operatorname{div} \bar{C} \frac{u^2}{2} dV = \iint_{S_{m \pm \frac{1}{2}, j, n}} C_n \frac{u^2}{2} dS,$$

$$\iiint_{V_{m, j \pm \frac{1}{2}, n}} \operatorname{div} \bar{C} \frac{v^2}{2} dV = \iint_{S_{m, j \pm \frac{1}{2}, n}} C_n \frac{v^2}{2} dS, \quad (23)$$

где $V_{m,j,n}$, $V_{m \pm \frac{1}{2}, j, n}$, $V_{m, j \pm \frac{1}{2}, n}$ — объемы пространственных ячеек с центрами в узлах с указанными индексами; $S_{m,j,n}$, $S_{m \pm \frac{1}{2}, j, n}$, $S_{m, j \pm \frac{1}{2}, n}$ — площади поверхностей, ограничивающих соответствующие объемы, представляющие собой суммы площадей граней; C_n — нормальные составляющие вектора \bar{C} к границам (граням) ячеек.

С учетом соотношений (21), (22), (23) уравнения системы (20) для каждой из трех совокупностей узлов пространственной сетки точек записываются в виде:

$$\left(\frac{u^2}{2}\right)_t + \left(\bar{u}^{x\zeta} \frac{\bar{u}^{2x\zeta}}{2}\right)_x + \left(\bar{v}^{y\zeta} \frac{\bar{u}^{2y\zeta}}{2}\right)_y + \left(\bar{\omega}^z \frac{u^2}{2}\right)_z = -\bar{u}^\zeta \bar{\Phi}_x^\zeta + \bar{u}^\zeta \bar{v}^{xy\zeta},$$

$$\left(\frac{v^2}{2}\right)_t + \left(\bar{u}^{y\zeta} \frac{\bar{v}^{2x\zeta}}{2}\right)_x + \left(\bar{v}^{y\zeta} \frac{\bar{v}^{2y\zeta}}{2}\right)_y + \left(\bar{\omega}^y \frac{v^2}{2}\right)_z = -\bar{v}^\zeta \bar{\Phi}_y^\zeta - \bar{u}^{xy\zeta} \bar{v}^\zeta,$$

$$\bar{T}_t + (\bar{u}^\zeta \bar{T}^{x\zeta})_x + (\bar{v}^\zeta \bar{T}^{y\zeta})_y + (T\omega)_z = -\frac{\zeta}{R} \bar{\Gamma}^\zeta \bar{\omega}^\zeta + \bar{T}^\zeta \omega^\zeta,$$

$$\bar{u}_x^\zeta + \bar{v}_y^\zeta + \omega_z = 0,$$

$$T = -\frac{\zeta}{R} \Phi_\zeta, \quad (24)$$

где вторые, третьи и четвертые члены в левых частях первых трех уравнений представляют собой разности потоков $C_n \frac{u^2}{2}$, $C_n \frac{v^2}{2}$,

$C_n T$ через противоположные грани соответствующих пространственных ячеек.

Нетрудно убедиться в том, что суммы этих членов по всей области интегрирования, т. е. по всем узлам с соответствующими индексами, равны нулю, так как на гранях, разделяющих соседние объемы $V_{m,j,n}$, $V_{m \pm \frac{1}{2}, j, n}$, $V_{m, j \pm \frac{1}{2}, n}$, потоки равны по вели-

чине, но противоположны по знаку, а на границах, совпадающих с поверхностями, ограничивающими всю область интегрирования, потоки равны нулю в силу граничных условий (17).

Таким образом, суммарные (средние) значения локальных изменений прогностических переменных $\left(\frac{u^2}{2}\right)_t$, $\left(\frac{v^2}{2}\right)_t$, \bar{T}_t по всей области интегрирования, обусловленные адвекцией, будут равны нулю. Будут равны нулю и суммарные (средние) значения локальных изменений кинетической энергии и энтальпии, обусловленные адвекцией, что обеспечивает выполнение интегрального свойства (18), как впрочем и любых других интегральных характеристик, линейно зависящих от u^2 , V^2 , T .

Таким образом, в рассмотренном подходе к построению пространственной конечно-разностной схемы учитываются особенности системы уравнений (1), т. е. предусматривается описание адвективных процессов с сохранением интегральных свойств и процессов геострофического приспособления. Сохранение интегральных и дисперсионных свойств дифференциальных уравнений в конечно-разностных схемах при надлежащем построении процедуры интегрирования по времени является достаточным условием для предотвращения нелинейной вычислительной неустойчивости и ложного притока энергии к коротким волнам без введения искусственной вязкости, если при этом обеспечивается постоянство среднего волнового числа ($\bar{K} = \text{const}$). Выполнение условия $\bar{K} = \text{const}$ особенно существенно, если конечно-разностная схема применяется для интегрирования на длительные промежутки времени.

Рассмотренная схема не обеспечивает выполнение условия $\bar{K} = \text{const}$, поэтому ее применение оправдано для краткосрочных прогнозов, когда выполнение этого условия не столь обязательно. В целях предотвращения возможного ложного притока энергии к коротким волнам в процессе интегрирования уравнений (24) можно предусмотреть периодическое применение схемы Лакса — Вендрофа, которая обладает свойствами сглаживания коротких волн. Вариант схемы Лакса — Вендрофа проиллюстрируем на примере первого уравнения системы (24):

$$\begin{aligned} \left[\left(\frac{u^2}{2}\right)_t\right]_{m \pm \frac{1}{2}, i \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} &\equiv \left[\left(\frac{u^2}{2}\right)^{\tau} - \left(\frac{u^2}{2}\right)^{\tau-1}\right]_{m \pm \frac{1}{2}, i \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} \cdot \frac{1}{\Delta t} = \\ &= - \left\{ \pm \left[\left(\bar{u}^{y\tau} \frac{\bar{u}^{2y\tau}}{2}\right)_{m \pm \frac{1}{2}, i \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} - \left(\bar{u}^{y\tau} \frac{\bar{u}^{2y\tau}}{2}\right)_{m, i \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} \right] \frac{1}{d} \pm \right. \\ &\quad \left. \pm \left[\left(\bar{v}^{y\tau} \frac{\bar{u}^{2x\tau}}{2}\right)_{m \pm \frac{1}{2}, i \pm 1, n \pm \frac{1}{2}} - \left(\bar{v}^{y\tau} \frac{\bar{u}^{2x\tau}}{2}\right)_{m \pm \frac{1}{2}, i, n \pm \frac{1}{2}} \right] \frac{1}{d} \pm \right. \end{aligned}$$

$$\pm \left[\left(\overline{\omega^y \frac{u^2 xy}{2}} \right)_{m \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, n \pm 1} - \left(\overline{\omega^y \frac{u^2 xy}{2}} \right)_{m \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}, n} \right] \frac{1}{\Delta t} \pm$$

$$\pm \overline{u^{xy\zeta}}_{m \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} \left[\left(\overline{\Phi^{xy\zeta}} \right)_{m \pm 1, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} - \left(\overline{\Phi^{xy\zeta}} \right)_{m, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} \right] \frac{1}{d} -$$

$$- \left(\overline{f v^{\zeta} u^{xy\zeta}} \right)_{m \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}} \}^{\tau-1},$$

где $\tau = \frac{t}{\Delta t}$.

Так как

$$\left(\frac{u^2}{2} \right)_t = uu_t, \text{ то } u_{m \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}}^\tau = \left[u^{\tau-1} + \right.$$

$$\left. + \left(\frac{u^2}{2} \right)_t^{\tau-1} \cdot \frac{\Delta t}{u^{\tau-1}} \right]_{m \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2}},$$

где $u^{\tau-1} \neq 0$.

$$\left[\left(\frac{u^2 t}{2} \right) \right]_{m, j, n} = \left[\left(\frac{u^2}{2} \right)^{\tau+1} - \left(\frac{u^2}{2} \right)^{\tau-1} \right]_{m, j, n} \cdot \frac{1}{2 \Delta t} = -$$

$$- \left\{ \left[\left(\overline{u^{y\zeta} \frac{u^2 y\zeta}{2}} \right)_{m + \frac{1}{2}, j, n} - \left(\overline{u^{y\zeta} \frac{u^2 y\zeta}{2}} \right)_{m - \frac{1}{2}, j, n} \right] \frac{1}{d} + \left[\left(\overline{v^{y\zeta} \frac{u^2 x\zeta}{2}} \right)_{m, j + \frac{1}{2}, n} - \right. \right.$$

$$\left. - \left(\overline{v^{y\zeta} \frac{u^2 x\zeta}{2}} \right)_{m, j - \frac{1}{2}, n} \right] \frac{1}{d} + \left[\left(\overline{\omega^y \frac{u^2}{2}} \right)_{m, j, n + \frac{1}{2}} - \left(\overline{\omega^y \frac{u^2}{2}} \right)_{m, j, n - \frac{1}{2}} \right] \frac{1}{\Delta t} +$$

$$\left. + \overline{u^{xy\zeta}}_{m, j, n} \left[\left(\overline{\Phi^{xy\zeta}} \right)_{m + \frac{1}{2}, j, n} - \left(\overline{\Phi^{xy\zeta}} \right)_{m - \frac{1}{2}, j, n} \right] \frac{1}{d} - \left(\overline{f u^{xy\zeta} v^{xy\zeta}} \right)_{m, j, n} \right\}^\tau,$$

$$u_{m, j, n}^{\tau+1} = \left[u^{\tau-1} + 2 \left(\frac{u^2 t}{2} \right)_t^\tau \frac{\Delta t}{u^\tau} \right]_{m, j, n}, \quad u^\tau \neq 0,$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. — М.: Гос. издат. техн.-теорет. литературы, 1957. — 375 с.
2. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. Пер. с англ. В. П. Садокова. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 137 с.

ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ДЛЯ ОГРАНИЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ С ПОМОЩЬЮ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ МОДЕЛИ ПО ПОЛНЫМ УРАВНЕНИЯМ

В связи с тем, что в настоящее время актуальным становится вопрос о прогнозе мезомасштабных процессов, представляется интересным использовать численный метод задания граничных условий, предложенный в работе [5]. В данной работе эффективности этого метода оценивается в сравнении с традиционным методом фиксации граничных условий по начальным данным.

Прогностическая модель по полным уравнениям

Используется система уравнений гидротермодинамики в изобарической системе координат в адиабатическом и квазистатическом приближениях:

$$u_t = - (uu_x + vv_y + \omega u_\xi) + lv - gH_x, \quad (1)$$

$$v_t = - (uv_x + vv_y + \omega v_\xi) - lu - gH_y, \quad (2)$$

$$T_t = - (uT_x + vt_y) + \alpha \frac{\omega}{\sigma} T^*, \quad (3)$$

$$T = - g \frac{\xi}{R} H_\xi, \quad (4)$$

$$u_x + v_y + \omega_\xi = 0, \quad (5)$$

где $\omega = \frac{\partial p}{\partial t}$ — аналог вертикальной скорости, $\alpha = R(\gamma_a - \gamma)T^* \sigma^{-1}$, $\xi = p \cdot p_0^{-1}$, $p_0 = 1000$ гПа — вертикальная координата; T^* , γ — стандартные значения температуры и градиента температуры.

Остальные обозначения общепринятые.

В качестве граничных условий по вертикали использовались

$$\omega = 0 \quad \text{при} \quad \xi = 1, \quad (6)$$

$$\omega = 0 \quad \text{при} \quad \xi = 0, \quad (7)$$

где ω — вертикальная скорость в декартовой системе координат

Численное интегрирование прогностических уравнений осуществлялось с помощью частично неявного метода, в сильной степени подавляющего гравитационные волны

$$\varphi^{t+\tau} - \varphi^t = \tau (f_n^t + f_n^{t+\tau}), \quad (8)$$

где $\varphi = \begin{vmatrix} u \\ v \\ T \end{vmatrix}$; τ — шаг по времени; f_n, f_{nl} — нелинейные и линей-

ные члены соответствующих правых частей.

В [4] показано, что этот метод может использоваться для интегрирования полных уравнений с временным шагом порядка одного часа на период до пяти суток, несмотря на слабую вычислительную неустойчивость для метеорологических волн.

Из уравнений (1)–(5) было получено уравнение для тенденции геопотенциала $q = \frac{\partial H}{\partial t} \tau$ на основе идей, изложенных в [3].

Для этого с помощью формулы (8) из уравнений (1)–(3) для функций u, v, ω были получены выражения:

$$u^{t+\tau} = (1 + \kappa^2)^{-1} [F^u - g\tau (H_x^{t+\tau} + \kappa H_y^{t+\tau})], \quad (9)$$

$$v^{t+\tau} = (1 + \kappa^2)^{-1} [F^v - g\tau (H_y^{t+\tau} - \kappa H_x^{t+\tau})], \quad (10)$$

$$\omega^{t+\tau} = \frac{\xi}{\kappa T^*} \left[-\frac{g\xi}{\tau R} (H_\xi^{t+\tau} - H_\xi^t) - f_T^t \right], \quad (11)$$

где $\kappa = l\tau$; $F^u = u^t + \kappa v^t + \tau (f_u^t + \kappa f_v^t)$; $F^v = v^t - \kappa u^t + \tau (f_v^t + \kappa f_u^t)$;

f_u^t, f_v^t, f_T^t — правые части уравнений (1)–(3) соответственно.

Путем дифференцирования полученных выражений по x, y и соответственно и их подстановки в уравнение неразрывности, отнесенное к моменту времени $t + \tau$, в предположении, что κ — линейная функция y , было получено уравнение для тенденции геопотенциала

$$Lq + l^2 \left(\frac{\xi}{m^2} q_\xi \right) = F, \quad (12)$$

где $L = \frac{\kappa^2}{1 + \kappa^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} - \kappa_y \frac{\partial}{\partial x} \right)$; $F = \frac{l\kappa}{g(1 + \kappa^2)} (F_x^u + F_y^v) -$

$\frac{l\kappa R}{g} \left(\frac{\xi}{m^2} f_T^t \right)_\xi - LH^t$; κ_y — параметр Россби; $m^2 = \alpha RT$ — параметр вертикальной устойчивости.

Условия (6), (7) с помощью несложных преобразований были представлены в виде:

$$\frac{1}{m^2} q_\xi + \frac{1}{RT} q = - \frac{\tau R}{gm^2} f_T^t \text{ при } \xi=1, \quad (13)$$

$$\frac{\xi^2}{m^2} q_\xi = - \frac{\tau \xi R}{gm^2} f_T^t \text{ при } \xi \rightarrow 0. \quad (14)$$

Производные по вертикали аппроксимировались с помощью конечных разностей. В результате уравнение (12) с учетом условий (13), (14) записывалось для каждого из основных уровней $s=1, 2, 3$ (для простоты рассматривалась трехуровневая модель

$$Lq_s + a_s Bq_s = F_s. \quad (15)$$

Здесь

$$q_s = \begin{pmatrix} q_1 \\ q_2 \\ q_3 \end{pmatrix}; \quad B = \begin{pmatrix} -b_{1,5} & b_{1,5} & 0 \\ b_{1,5} & -(b_{1,5} + b_{2,5}) & b_{2,5} \\ 0 & b_{2,5} & -(b_{2,5} + b_{3,5} \frac{\alpha \Delta \xi_3}{1 + \alpha \Delta \xi_3}) \end{pmatrix};$$

$$F_1 = \frac{lx}{g(1+x^2)} (F_x^u + F_y^v)_1 - (LH^t)_1 - \frac{lxR}{g \Delta \xi_1} \left(\frac{\xi}{m^2} f_T^t \right)_{1,5};$$

$$F_2 = \frac{lx}{g(1+x^2)} (F_x^u + F_y^v)_2 - (LH^t)_2 - \frac{lxR}{g \Delta \xi_2} \left[\left(\frac{\xi}{m^2} f_T^t \right)_{2,5} - \left(\frac{\xi}{m^2} f_T^t \right)_{1,5} \right]$$

$$F_3 = \frac{lx}{g(1+x^2)} (F_x^u + F_y^v)_3 - (LH^t)_3 - \frac{lxR}{g \Delta \xi_3} \left[\left(\frac{\xi}{m^2} f_T^t \right)_{3,5} \left(1 - \frac{l}{\alpha \Delta \xi_3} \right) - \left(\frac{\xi}{m^2} f_T^t \right)_{2,5} \right];$$

$$b = \frac{\xi^2}{m^2}, \quad a_s = \left(\frac{l}{\Delta \xi_s} \right)^2, \quad \Delta \xi_s = \xi_{s+\frac{1}{2}} - \xi_{s-\frac{1}{2}}.$$

Функции H, u, v задавались на основных уровнях; функции ω, T — на промежуточных. Аппроксимация производных по осям x, y осуществлялась с помощью незначительно измененной B -сетки Аракава [8]: значения геопотенциала задавались в каждом узле.

Постановка боковых граничных условий

Условием применения численного метода задания граничных условий, предложенного в работе [5], является использование в качестве основного прогностического уравнения дифференциального уравнения второго порядка эллиптического типа относительно

искомой функции. Система уравнений (15) позволяет применить этот метод.

С помощью метода плоскостей [9] система уравнений (15) сводится к трем двумерным уравнениям.

$$L\psi_k - \lambda_k \psi_k = \sum_{s=1}^3 z_{ks} F_s, \quad k=1; 2; 3, \quad (16)$$

где $\psi_k = \sum_{s=1}^3 z_{ks} q_s$. (17)

Величины λ_k и z_{ks} последовательно определялись из системы уравнений

$$Bz_{hs} = -\lambda_h z_{hs}. \quad (18)$$

Вначале из условия равенства нулю определителя данной системы находились числа λ_k , а затем путем решения однородной системы уравнений (18) определялись значения z_{hs} . После нахождения функций ψ_k нетрудно вернуться к искомым тенденциям q_s путем решения системы линейных уравнений (17).

Заметим, что все $\lambda_k > 0$, поэтому уравнения (16) являются уравнениями Гельмгольца и относятся к эллиптическому типу [1, 10]. Данные уравнения решались методом последовательной верхней релаксации с оптимальными параметрами 1,57; 1,48; 1,53.

Каждый шаг расчета прогноза делился на два этапа. На предварительном этапе в результате решения уравнений (16) с однородными граничными условиями, или с граничными условиями, относящимися к предыдущему моменту времени, рассчитывалось поле предварительных значений ψ^* в прогностической области. На основном этапе осуществлялось восстановление граничных условий. С этой целью в прогностической области $\Omega = \{0 \leq x_n \leq X_n; n=1; 2. (x_1=x, x_2=y)\}$ выделялась область $\Omega^* = \{0 \leq x_1 \leq X_1, 0 \leq x_2 \leq X_2^*\}$, где $X_2^* \in (0, X_2)$ — число. Часть границы области Ω^* , образованная прямой X_2^* , обозначалась через Γ_0 , остальная часть — через Γ_1 . На Γ_0 задавались условия Коши:

$$\psi|_{\Gamma_0} = \psi^*|_{\Gamma_0}, \quad \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \Big|_{\Gamma_0} = \frac{\partial \psi^*}{\partial x_2} \Big|_{\Gamma_0}. \quad (19)$$

В результате решения задачи (16), (19) в Ω^* на Γ_1 получались новые граничные условия. Путем варьирования расположения области Ω^* восстанавливались граничные условия на всей границе прогностической области Ω . Основной этап заканчивался решением уравнений (16) с восстановленными граничными условиями.

Возможность осуществления такой вычислительной процедуры обусловлена конечной скоростью распространения ложных возмущений; возникающих в результате использования фиктивных условий. В связи с этим в некоторой внутренней части прогностиче-

ской области решение на нескольких первых временных шагах будет достаточно близко к точному. С помощью этого решения и задаются условия Коши (19).

Задача (16), (19) в области Ω^* (задача Коши для уравнения эллиптического типа) является некорректно поставленной. Для ее решения, как и в работах [5, 6], применялся метод квазиобращения [1], суть которого состоит в повышении порядка оператора там, где заданы условия Коши, и в понижении порядка там, где граничных данных нет или их недостаточно. Применение метода квазиобращения к задаче (16), (19) в Ω^* приводит к корректно поставленной задаче

$$(L^* - \lambda_k) [M^2 (L - \lambda_k) \psi_k] = (L^* - \lambda_k) \left[M^2 \sum_{s=1}^3 z_{ks} F_s \right], \quad k=1, 2, 3 \quad (20)$$

с условиями (19).

Здесь $L^* = \frac{x^2}{1+x^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + x_y \frac{\partial}{\partial x} \right)$ — оператор, сопряженный L , а функция M определена следующим образом:

$$M = \begin{cases} 1, & \text{если } d(x, \Gamma_1) \geq \beta, \\ \frac{d(x, \Gamma_1)}{\beta}, & \text{если } d(x, \Gamma_1) < \beta, \end{cases}$$

где $d(x, \Gamma_1)$ — расстояние точки x до Γ_1 ; $x \in \Omega^*$; величина β полагалась равной шагу регулярной сетки точек.

Задача (19), (20) решалась блочным методом последовательной верхней релаксации в сочетании с методом немонотонной прогонки для пятиточечных уравнений [10]. При этом необходимо было оптимизировать размеры области Ω^* , а также процесса, реализующего решение задачи прогноза. Эти вопросы были решены в ходе экспериментов. Так, при размерах области Ω 21×21 узлов оптимальные размеры Ω^* должны составлять 8×21 узлов. Оптимизация итерационного процесса ввиду положительной определенности оператора $(L^* - \lambda_k) M^2 (L - \lambda_k)$ свелась к согласованию решений уравнений (16) и (20). При максимальных невязках решений уравнений (16) в Ω $\epsilon_k = 0,6; 0,2; 0,05$ (м). Невязки решений уравнений (20) в Ω^* должны составлять $\epsilon_k^* = 18; 6; 3$ (м).

Анализ результатов

Результаты проведенных экспериментов представлены в таблице. В качестве исходных данных для прогноза были использованы значения геопотенциала поверхностей 200, 500, 850 гПа за 12(15) часов с 14 по 27 августа 1983 года. Средние затраты машинного времени на ЭВМ СПЭМ-80 составили: на расчет одного прогноза с помощью алгоритма A — 12 минут, а с помощью алгоритма B — 35 минут.

Анализ приведенной таблицы позволяет утверждать, что алгоритм *B* является значительно эффективнее алгоритма *A*. Это свидетельствует о преимуществах численного метода задания граничных условий. Разумеется, для получения статистически значимых оценок качества прогнозов необходимо количество случаев увеличить.

Оценки качества прогноза геопотенциала на 36 часов с помощью модели по полным уравнениям

Алгоритм	σ	ϵ
200 гПа		
<i>A</i>	3,4	0,80
<i>B</i>	3,2	0,76
500 гПа		
<i>A</i>	3,8	0,67
<i>B</i>	3,6	0,61
850 гПа		
<i>A</i>	3,0	0,78
<i>B</i>	2,9	0,76

Обозначения: σ — средняя квадратическая ошибка; ϵ — средняя квадратическая относительная ошибка; *A* — алгоритм прогноза с фиксированными по начальным данным граничными условиями; *B* — алгоритм, использующий численный метод задания граничных условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Латтес Р., Лионс Ж.-Л. Метод квазиобращения и его приложения. — М.: Мир, 1970. — 334 с.
2. Каленкович Е. Е., Чолах И. В. О постановке граничных условий задачи прогноза по вложенным сеткам. — Метеорология и гидрология, 1980, № 10, с. 5—12.
3. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. — М.: Гостехиздат, 1957. — 375 с.
4. Курихара И. Об использовании неявных и итерационных методов для интегрирования по времени уравнения волнового движения. — В кн.: Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана. Л., Гидрометеоиздат, 1968, с. 168—198.
5. Макоско А. А. Исследование чувствительности прогностических схем к возмущениям в граничных условиях. — Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы». Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 156—162. (ЛГМИ).
6. Макоско А. А., Неелова Л. О. Об эффективности различных методов задания боковых граничных условий в численном прогнозе погоды для ограниченной территории. — Межвузовский сборник «Авиационная и космическая метеорология», Л., 1983, с. 251—257. (ЛГМИ). Деп. ВИНТИ, № 825-84.

7. Макоско А. А., Панин Б. Д. Об одном эффективном алгоритме инициализации. — Межвузовский сборник. Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 137—144. (ЛГМИ).

8. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 136 с.

9. Немчинов С. В. О решении уравнения прогноза атмосферного поля давления. — Труды токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1967, с. 223—231.

10. Самарский А. А., Николаев Е. С. Методы решения сеточных уравнений. — М.: Наука, 1978. — 590 с.

11. Сандстрем А., Элвиус Т. Вычислительные проблемы моделирования в ограниченной области. — В кн.: Численные методы, используемые в атмосферных моделях. Л., Гидрометеоздат, 1982, с. 274—301.

УДК 551.509.313 : 557.576

С. А. СОЛДАТЕНКО (ВИКИ)

МОДИФИКАЦИЯ МЕТОДА РАСЩЕПЛЕНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПОЛЕЙ ОБЛАЧНОСТИ

Одной из сложных и до конца не решенных задач в области численного моделирования атмосферных процессов и гидродинамического прогноза погоды является проблема воспроизведения облачных полей математическими моделями атмосферы. Несмотря на наличие ряда подходов к ее решению, добиться определенного прогресса, по нашему мнению, можно, если, наряду с детальной параметризацией подсеточных физических процессов, при формулировке модели уравнения притока тепла и переноса влаги записать в терминах функций Π и s [1, 2, 7, 9, 10], инвариантных относительно фазовых переходов атмосферной влаги (Π — эквивалентно-потенциальная температура, s — удельное влагосодержание воздуха). Это даст возможность корректно учесть эффекты реализации скрытого тепла конденсации и осуществить описание активного взаимодействия динамики облачности с атмосферной циркуляцией. В соответствии со сказанным систему уравнений модели, ориентированной на моделирование и прогноз крупномасштабных полей облачности, запишем в изобарической системе координат в следующем виде [1, 2, 7, 9, 10]:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} = -\vec{f} \times \vec{V} - g \nabla h - \frac{1}{2} |\vec{V}|^2 \nabla (m^2) + g \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial p} + K \nabla^2 \vec{V}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \Pi + \omega \frac{\partial \Pi}{\partial p} = \pi \gamma_a \left(\frac{\partial Q}{\partial p} + L \frac{\partial H}{\partial p} \right) + \frac{\theta R}{c_p p} \epsilon_a + K \nabla^2 \Pi, \quad (2)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla s + \omega \frac{\partial s}{\partial p} = g \left(\frac{\partial Q^*}{\partial p} + \frac{\partial H^*}{\partial p} \right) + K \nabla^2 s, \quad (3)$$

$$\frac{\partial h^*}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla h^* + \omega \frac{\partial h^*}{\partial p} = \vec{V} \cdot \nabla z_0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} + \nabla \cdot \vec{V} = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial h}{\partial p} + \frac{RT}{gp} = 0. \quad (6)$$

Здесь

$$\nabla h = \left(m \frac{\partial h}{\partial x}, m \frac{\partial h}{\partial y} \right); \nabla \cdot \vec{V} = m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) \right];$$

$$\nabla^2 \psi = m^2 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right); \psi = (\vec{V}, \Pi, s);$$

$\vec{V} = (u, v)$ — вектор горизонтальной скорости; ω — вертикальная скорость в изобарической системе координат; f — кориолисов параметр; \vec{k} — единичный вектор вертикальной оси; g — ускорение силы тяжести; h — высота постоянной изобарической поверхности; n — масштабный множитель карты; $\vec{\tau}$ — вектор турбулентного напряжения трения; K — коэффициент турбулентности в горизонтальной плоскости; $\Pi = \pi(T + Lq/c_p)$; $\pi = (1000/p)^{R/c_p}$; T — температура; L — удельная теплота конденсации водяного пара; q — массовая доля водяного пара; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; Q и H — вертикальные турбулентные потоки тепла и водяного пара; θ — потенциальная температура; R — газовая постоянная воздуха; ϵ_p — радиационный приток тепла к единице объема воздуха; Q^* — поток облачных элементов (капель воды и кристаллов льда) под влиянием гравитационного оседания; $s = \begin{cases} q_m + \delta & \text{в облаках,} \\ q & \text{вне облаков;} \end{cases}$ q_m — насыщенное значение массовой доли водяного пара; δ — удельная водность облака; T^* — вертикальный турбулентный поток функции s ; h^* — высота изобарической поверхности 1000 гПа; z_0 — высота земной поверхности над уровнем моря.

В облаках система уравнений (1) — (6) дополняется соотношением

$$q = q_m = 0,622 \frac{E(T)}{p}, \quad (7)$$

где $E(T)$ — упругость насыщения водяного пара при температуре T .

В связи с тем, что временной и пространственный масштабы процессов облакообразования существенно меньше, чем крупномасштабных атмосферных движений, при построении конечно-разностной схемы задачи (1) — (6) необходимо, по возможности, увеличить пространственное разрешение сеточной области, что, естественно, потребует увеличения машинного времени. Поэтому вопросы создания эффективных методов численного решения системы уравнений (1) — (6) являются актуальными.

Фундаментальное значение при построении математических моделей сложных физических процессов имеет метод расщепления. Основные положения этого метода применительно к задачам динамики атмосферы и океана достаточно полно изложены в работах [3—5, 8]. Вполне естественно применить метод расщепления для решения задач моделирования и прогноза крупномасштабных полей облачности. В соответствии с этим методом, решение системы (1) — (6) с заданными начальными и граничными условиями будем осуществлять в два этапа: адвекции и адаптации. Необходимо отметить, что при этом на этапе динамического согласования метеополей возникает одно обстоятельство, требующее специального изучения.

Рассмотрим систему уравнений, описывающих адаптацию полей метеорологических величин:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + mg \frac{\partial h}{\partial x}; \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -fu + mg \frac{\partial h}{\partial y}; \quad (8)$$

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = \frac{\theta R}{c_p p} \epsilon_p + \pi \gamma_a \left(\frac{\partial Q}{\partial p} + L \frac{\partial H}{\partial p} \right); \quad \frac{\partial s}{\partial t} = g \left(\frac{\partial Q^*}{\partial p} + \frac{\partial H^*}{\partial p} \right); \quad (9)$$

$$\frac{\partial h^*}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla h^* + \omega \frac{\partial h^*}{\partial p} = \vec{V} \cdot \nabla z_0; \quad (10)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} + \nabla \cdot \vec{V} = 0, \quad \frac{\partial h}{\partial p} + \frac{RT}{gp} = 0. \quad (11)$$

В качестве начальных данных ($t=t_j$) при решении задачи (8) — (11) берутся решения задачи адвекции в момент времени $t=t_{j+1}$. Обычно на этапе адаптации полученная система уравнений сводится к одному уравнению для функции h . Однако ввиду того, что уравнение притока тепла записано для функции Π , а не для температуры T , осуществить подобную процедуру не пред-

ставляется возможным. Поэтому алгоритм численного решения задачи (8) — (11), следуя [11], сформулируем так. Разобьем временной шаг Δt , который использовался на этапе переноса, на N равных частей и обозначим полученный временной интервал через δt , т. е. $\delta t = \Delta t/N$. При этом величина δt должна быть такой, чтобы для уравнений (8) — (11) при их конечно-разностной аппроксимации выполнялось условие устойчивости Куранта — Фридрихса — Леви. На интервале δt систему (8) — (11) решаем с помощью экономичной явной схемы «вперед — назад» [6]. Вначале решаются уравнения притока тепла и переноса влаги:

$$\Pi(t_j + \delta t) = \Pi(t_j) + \delta t \left[\frac{\theta(t_j) R}{c_p p} \varepsilon_p(t_j) + \pi \gamma_a \left(\frac{\partial Q(t_j)}{\partial p} + L \frac{\partial H(t_j)}{\partial p} \right) \right],$$

$$s(t_j + \delta t) = s(t_j) + \delta t \left[g \left(\frac{\partial Q^*(t_j)}{\partial p} + \frac{\partial H^*(t_j)}{\partial p} \right) \right].$$

С помощью вычисленных функций $\Pi(t_j + \delta t)$ и $s(t_j + \delta t)$ восстанавливается поле температуры $T(t_j + \delta t)$ [2, 10]. После этого ищется решение уравнения (10):

$$h^*(t_j + \delta t) = h^*(t_j) + \delta t [\vec{V}(t_j) \cdot D_1 h^*(t_j) + \omega D_2 h^*(t_j) - \vec{V}(t_j) \cdot D_1 z_0],$$

где D_1 — разностный аналог оператора ∇ , а D_2 — оператора $\partial/\partial p$.

По предвычисленным $h^*(t_j + \delta t)$ и $T(t_j + \delta t)$ посредством уравнения статики определяется поле $h(t_j + \delta t)$.

Затем находятся решения уравнений движения (8):

$$u(t_j + \delta t) = u(t_j) + \delta t [fv(t_j + \delta t) + mg \Lambda_1 h(t_j + \delta t)], \quad (12)$$

$$v(t_j + \delta t) = v(t_j) - \delta t [fu(t_j + \delta t) - mg \Lambda_2 h(t_j + \delta t)], \quad (13)$$

где Λ_1 и Λ_2 — соответственно разностные аналоги операторов $\partial/\partial x$ и $\partial/\partial y$. Разрешив систему (12) — (13) относительно $u(t_j + \delta t)$ и $v(t_j + \delta t)$, получим

$$u(t_j + \delta t) = \frac{1}{1 - \alpha^2} [u(t_j) + mg \Lambda_1 h(t_j + \delta t) + \alpha v(t_j) + \alpha mg \Lambda_2 h(t_j + \delta t)],$$

$$v(t_j + \delta t) = \frac{1}{1 + \alpha^2} [v(t_j) - mg \Lambda_2 h(t_j + \delta t) - \alpha u(t_j) - \alpha mg \Lambda_1 h(t_j + \delta t)],$$

где $\alpha = f^2 \delta t^2$. Подобная процедура решения системы (8) — (11) повторяется 3—4 раза [11]. Для апробации описанного вычислительного алгоритма было составлено 12 суточных прогнозов

с помощью модели, рассмотренной в [10]. Данные об оправдываемости прогнозов облачности представлены в табл. 1 (методика оценки оправдываемости изложена в [1]). Полная оправдываемость облачности, как следует из этой таблицы, составляет 81%.

Таблица 1

Оправдываемость суточных прогнозов облачности

Поверхность, гПа	Характеристика оправдываемости						
	u_1	u_2	u	ρ_0	H	Q	ε_0
850	80	81	81	65	65	66	52
700	82	83	82	65	66	67	53
500	83	83	83	66	67	67	55
300	77	78	78	63	64	64	52

Примечание: u_1 — оправдываемость прогноза «ясно»; u_2 — оправдываемость прогноза «облачно»; u — полная оправдываемость прогноза; ρ_0 — так называемый качественный коэффициент корреляции; H — критерий надежности метода по Н. А. Багрову; Q — критерий оправдываемости альтернативных прогнозов по А. М. Обухову; ε_0 — относительное количество прогностической информации.

В табл. 2 сведены данные об оправдываемости суточных прогнозов температуры (числитель) и дефицита точки росы (знаменатель). В качестве оценок выбраны средние относительная ошибка прогноза, коэффициент корреляции между фактическими и прогностическими изменениями и оправдываемость знака изменчивости (соответственно ε , R_h , ρ_h). В дополнение к этим характеристикам вычислялись разность прогностических и фактических значений температуры (дефицита точки росы) и определялась повторяемость ошибок (в процентах по градациям 0—2, 3—4, 5—7 и $\geq 8^\circ\text{C}$). Величины ε , R_h и ρ_h для удобства умножены на сто. Данные табл. 2 показывают, что прогноз поля температуры, равно как и дефицита точки росы, характеризуется достаточно хорошими значениями показателей оправдываемости.

В заключение отметим, что применение предложенного вычислительного алгоритма позволяет значительно (в среднем в три-четыре раза) сократить затраты машинного времени по сравнению с вычислительными затратами, требуемыми для решения задачи суточного прогноза облачности с помощью явной схемы типа Лакса — Вендроффа [6].

Таблица 2

Повторяемость ошибок (%) различных градаций и оценки прогнозов температуры (числитель) и дефицита точки росы (знаменатель)

Поверхность, гПа	Градация ошибок, °С				Оценка оправдываемости		
	0—2	3—4	5—7	≥8	ε	R _ε	ρ _ε
925	79	19	2	0	63	70	54
	76	21	3	0	67	65	53
825	83	15	2	0	58	77	56
	79	17	4	0	63	74	54
750	85	14	1	0	52	84	67
	81	17	2	0	59	79	62
650	85	13	2	0	52	83	68
	79	18	3	0	58	77	66
550	83	13	3	1	53	81	65
	78	17	4	1	60	74	63

ЛИТЕРАТУРА

1. Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т. Численная схема краткосрочного прогноза облачности. — Докл. АН СССР, 1966, т. 3, № 5, с. 1042—1045.
2. Лушев Ю. Г., Солдатенко С. А. Параметризация подсеточных процессов в региональной телескопической численной схеме прогноза полей температуры, влажности, слоистой облачности и осадков. — В сб.: Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействия на атмосферу. — Л., изд. ЛПИ, 1984, с. 25—36. (ЛГМИ).
3. Марчук Г. И. Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 356 с.
4. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 303 с.
5. Марчук Г. И., Дымников В. П., Залесный В. Б., Лыков В. И., Галин В. Я. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 320 с.
6. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 146 с.
7. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 1 с.
8. Пененко В. В. Методы численного моделирования атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 352 с.
9. Солдатенко С. А. Численная модель мезомасштабного прогноза облачности. — Межвузовский сборник. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 83, с. 113—119. (ЛГМИ).
10. Солдатенко С. А. Гидродинамический региональный прогноз слоистой облачности и осадков. — Метеорология и гидрология, 1984, № 2, с. 5—13.
11. Gadd A. J. A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1978, v. 104, N 4, p. 569—582.

ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ НАД ОКЕАНОМ В РАМКАХ ОПЕРАТИВНОЙ ПОЛУСФЕРНОЙ МОДЕЛИ ГМИ

Параметризация атмосферного пограничного слоя (АПС) в численных схемах прогноза погоды и моделях общей циркуляции атмосферы является, наряду с учетом других неадиабатических факторов, рациональным способом их уточнения. Помимо основной проблемы — учета эффектов АПС в схемах прогноза — практика выдвигает в ряд новых задач также и прогноз основных характеристик структуры этого слоя, т. е. профилей скорости ветра, температуры, влажности, коэффициента турбулентного обмена и некоторых других. Это оказывается необходимым для решения таких, например, важных прикладных проблем, как обеспечение деятельности авиации или прогнозирование характера загрязнения в нижних слоях атмосферы. Если при решении задачи учета эффектов АПС в моделях прогноза достаточно, как правило, ограничиться рассмотрением некоторых интегральных схем параметризации, то для расчета структуры пограничного слоя возникает необходимость применения дифференциальных моделей. Приближенный характер таких моделей позволяет говорить в данном случае о дифференциальном методе параметризации. Ограниченные возможности современных ЭВМ не допускают, к сожалению, реализацию последнего, более точного варианта параметризации в достаточно обширной области прогноза, хотя это и не исключает его применения для некоторых ограниченных районов, где прогноз структуры АПС особенно необходим.

В данной работе на базе оперативной полусферной модели Гидрометцентра СССР [1, 2], программное обеспечение которой было заимствовано из [2], формулируются и апробируются на конкретном исходном материале интегральный и дифференциальный методы параметризации АПС, причем первый из них применяется во всей расчетной области, а второй — лишь в ограниченном районе над акваторией Северной Атлантики. В качестве исходных полей метеоэлементов служили данные уровня III а Первого Глобального Эксперимента ПИГАП (ПГЭП) для первого и второго специальных наблюдательных периодов (январь и май 1979 г.).

В самом простейшем случае интегральные схемы параметризации предусматривают вычисление компонентов вектора приземного турбулентного трения:

$$\tau_x = -\rho u_*^2 \cos(\alpha + \beta), \quad \tau_y = -\rho u_*^2 \sin(\alpha + \beta) \quad (1)$$

известным значениям метеоэлементов на стандартных изобарических поверхностях. Здесь ρ — плотность воздуха; u_*^2 — динамическая скорость; α — угол поворота ветра в пограничном слое и угол между вектором приземного ветра \vec{V} и вектором геострофического ветра \vec{G} (отсчитываемый от последнего против часовой стрелки); β — направление геострофического ветра в некоторой фиксированной системе декартовых координат, причем $G_x = G \cos \beta$ и $G_y = G \sin \beta$, где $G = |\vec{G}|$.

Воспользовавшись известными законами сопротивления для атмосферного пограничного слоя, можно связать искомые параметры u_* и α с такими характеристиками пограничного слоя как геострофический ветер G , параметр устойчивости μ_0 , параметр Коулиса λ и уровень шероховатости z_0 :

$$\ln Ro = B(\mu_0) - \ln \frac{u_*}{G} + \left[\frac{\kappa^2 G^2}{u_*^2} - A^2(\mu_0) \right]^{1/2}, \quad (2)$$

$$\sin \alpha = A(\mu_0) \chi^{-1}(\mu_0 Ro).$$

Здесь $Ro = \frac{G}{\lambda z_0}$ — число Россби, $\kappa \approx 0,4$ — постоянная Кармана, $\chi = u_* / \kappa G$ — геострофический коэффициент трения, $A(\mu_0)$, $B(\mu_0)$ — универсальные функции параметра стратификации Монина μ_0 :

$$\mu_0 = - \frac{\kappa^2 g P_0}{Tu_*^2 \rho C_p} = \frac{Q}{\chi^2(\mu_0, Ro)} \quad (3)$$

где P_0 — турбулентный поток тепла в приземном слое, а $Q = -P_0 g / (T \lambda G^2 \rho C_p)$. Вид функций $A(\mu_0)$ и $B(\mu_0)$ неоднократно определялся как на основе экспериментальных данных, так и путем расчета по моделям АПС. Параметризация пограничного слоя прогностической схеме Гидрометцентра СССР [3] основана на использовании функций $A(\mu_0)$, $B(\mu_0)$, полученных из модели [4]. Вид этих функций, однако, заметно расходится с экспериментальными данными, суммированными, например, в [5]. Уточнение модели АПС, выполненное в [6], позволило устранить этот недостаток. Рассчитанные в цитируемой работе зависимости $A(\mu_0)$, $B(\mu_0)$ могут быть аппроксимированы следующими формулами, справедливыми в достаточно широком диапазоне μ_0 :

$$A(\mu_0) = 2,5 + 1,8(0,01 \mu_0 + 1,5)^2,$$

$$B(\mu_0) = 5,8 - 2,6(0,01 \mu_0 + 1,3)^2. \quad (4)$$

При этом зависимость угла поворота ветра в АПС α , как вытекает из (2), может быть, в свою очередь, аппроксимирована выражением:

$$\alpha(\mu_0, Ro) = d(\mu_0) \lg Ro + s(\mu_0), \quad (5)$$

где

$$d(\mu_0) = 2,25 \sin [0,0116(\mu_0 - 15)] - 4,73;$$

$$s(\mu_0) = -5,1 \operatorname{arctg}(0,1 \mu_0 - 5) + 59.$$

Вместо параметра μ_0 удобнее использовать $s = -\frac{g}{T} \frac{\theta_n - \theta}{\lambda G}$ содержащий известные из модели прогноза величины геострофического ветра G и перепада температуры между двумя нижними уровнями $\delta\theta = \theta_n - \theta_0$. В работе [7] приведена связь между параметрами s и Q , полученная в результате обработки данных наблюдений в различных климатических зонах и для которой мы используем следующую простую аппроксимацию:

$$Q = \begin{cases} 2,1 \cdot 10^{-3} (-s)^{0,6}, & s \leq 0; \\ -1,24 \cdot 10^{-5} s^{1,62}, & s \geq 0. \end{cases} \quad (6)$$

Вместо зависимости $\chi(\mu_0, Ro)$ будем использовать приближенные соотношения, связывающие эту величину с параметрами Q и Ro

$$\chi(Q, Ro) = \begin{cases} 0,17 - 0,5 Q - 0,014 \lg Ro, & Q \geq 0; \\ 0,014 \lg Ro - 0,007 (\lg Ro - 6) + 0,038 (Q)^{1/2}, & Q \leq 0. \end{cases} \quad (7)$$

Таким образом, геострофический коэффициент трения рассчитывается с помощью (6) и (7) по известным из схемы прогноза значениям G и $\delta\theta$, причем определение α и u_* осуществляется в данном случае без решения системы трансцендентных уравнений (2) и оказывается точнее чем в [3], где зависимость χ от μ_0 не учитывалась.

Задача дифференциального метода параметризации состоит не только в более точном расчете α и u_* , но и в восстановлении всей структуры атмосферного пограничного слоя. Ограниченные возможности современных ЭВМ не позволяют увеличить количество расчетных уровней в дифференциальной модели АПС настолько чтобы можно было «сгустить» разностную сетку вблизи подстилающей поверхности с целью корректной конечно-разностной аппроксимации дифференциальных уравнений модели. Обычным методом здесь является рассмотрение двухслойной задачи, с выделением логарифмической особенности на малых высотах путем той или иной интегральной параметризации приземного (приводного) слоя.

Исходя из выводов теории подобия Монина — Обухова для приземного слоя, профили средней скорости ветра $V = (u^2 + v^2)^{1/2}$ потенциальной температуры θ и массовой доли водяного пара q в этом слое являются функциями параметров $\zeta = z/L$ и $\zeta = z_0/L$

кинетическая энергия турбулентности b^2 — параметра устойчивости ξ :

$$V = u_* / \lambda u_n(\xi, \xi_0), \quad \theta = \theta_0 + T_* \theta_n(\xi, \xi_0),$$

$$q = q_0 + Q_* \theta_n(\xi, \xi_0), \quad b = u_* B_2(\xi),$$

$$u_n(\xi, \xi_0) = \int_{\xi_0}^{\xi} \varphi_u(\zeta) \zeta^{-1} d\zeta, \quad \theta_n(\xi, \xi_0) = \int_{\xi_0}^{\xi} \varphi_T(\zeta) \zeta^{-1} d\zeta. \quad (8)$$

здесь L — масштаб длины в теории подобия Момина — Обухова; φ_T и B_2 — универсальные функции параметра устойчивости ξ , для которых в данной работе использовались следующие приближенные формулы, аппроксимирующие значения этих функций теоретической модели [8]:

$$\varphi_U(\xi) = \begin{cases} (1 - 8\xi)^{-1/2}, & \xi \leq 0; \\ 1 + 5,4\xi & \xi \geq 0; \end{cases} \quad (9)$$

$$\varphi_T(\xi) = \begin{cases} 0,7(1 - 35\xi)^{-1/2} + \frac{0,3}{1 + 8\xi^2}, & \xi \leq 0; \\ 1 + 6\xi, & \xi \geq 0. \end{cases}$$

напишем общую систему уравнений АПС в следующем виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \lambda v,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - \lambda u,$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \alpha_T \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \alpha_q \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (10)$$

$$\frac{\partial b^2}{\partial t} = \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b^2}{\partial z} + k \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{T} \alpha_T k \frac{\partial \theta}{\partial z} - c \frac{b^3}{l},$$

где последнее соотношение представляет собой уравнение баланса турбулентной энергии; l — масштаб турбулентности; $k = lb$ — коэффициент турбулентности; α_b , α_T , α_q и c — константы модели. Горизонтальный градиент давления в данной модели может приниматься либо постоянным по высоте (баротропный АПС) и определяться на уровне поверхности 850 гПа, либо, в общем случае, рассчитываться с помощью уравнения статики по известному из расчетов профилю температуры в пограничном слое (бароклиный АПС).

С помощью (8) могут быть сформулированы нижние граничные условия на некоторой высоте h (условно принимаемой за толщину приземного слоя) для интегрирования системы (10):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = A_u u, \quad \frac{\partial v}{\partial z} = A_v v, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = A_T (\theta - \theta_0),$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = A_T (q - q_0), \quad A_u = \frac{\varphi_u(\zeta_h)}{h u_n(\zeta_h, \zeta_0)}, \quad (1)$$

$$A_T = \frac{\varphi_T(\zeta_h)}{h \theta_n(\zeta_h, \zeta_0)}.$$

В качестве верхних граничных условий для системы уравнений (10) использовались прогностические значения u , v , θ и q на поверхности 850 гПа, а значение b^2 на этом уровне принимало равным нулю.

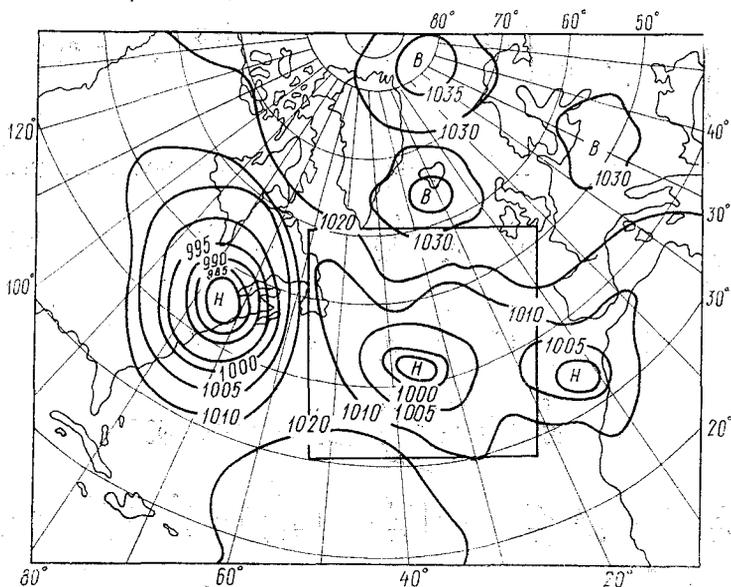


Рис. 1. Пример прогноза на 24 часа приземного давления над акваторией Северной Атлантики, 12 часов СГВ 22 января 1979 г. Квадрат выделяет область использования дифференциальной модели АПС.

Система уравнений (10) будет замкнутой, если задать способ расчета масштаба турбулентности l . Одним из важных требований параллельного использования в численной модели прогноза интегральной и дифференциальной схем параметризации является

ходимость согласования интегральных характеристик дифференциальной модели с формулами интегральной параметризации. В противном случае на границе области использования двух различных методов параметризации могут возникать разрывы в компонентах вектора турбулентного трения и связанные с этим фиктивные фрикционные вертикальные токи. Необходимым условием отсутствия подобного негативного эффекта является совпадение универсальных функций $A(\mu_0)$, $B(\mu_0)$, соответствующих данной дифференциальной модели, и используемых в схеме интегральной параметризации. В данной работе это достигается подбором зависимости l .

Из множества простейших формул для расчета масштаба турбулентности путем численных экспериментов была выбрана следующая:

$$l = l_\infty [1 - \exp(-\kappa z/l_\infty)],$$

где l_∞ — параметр размерности длины — принимался равным 00 м.

Численные эксперименты по расчету прогностических полей оптического масштаба проводились с целью оценки особенно-ей воздействия АПС на погодообразующие факторы. Исходным материалом служили данные архива ПГЭП уровня III а. На рис. 1 приведен пример прогноза поля приземного давления на 24 часа. Задратом на этом рисунке выделена область Северной Атлантики, в которой выполнялись расчеты по дифференциальной модели АПС. На рис. 2 для этого района приведены поля динамической скорости u_z и вертикальной упорядоченной скорости на верхней границе АПС (совпадающей с поверхностью 850 гПа), разделяющие воздействие АПС на погодообразующие факторы. Одним из важных параметров АПС — угол поворота ветра в пограничном слое α отчетливо прослеживается границу суша — море, что связано с резким уменьшением шероховатости водной поверхности по сравнению с аналогичным параметром для суши. Анализ поля свидетельствует о тесной связи этой характеристики с синоптической обстановкой. Наибольшие значения динамической скорости наблюдаются в зоне сильных ветров в тылу циклонов. Области сходящихся и нисходящих движений смещены относительно центров барических образований. На этом же рисунке отмечена точка, в которой на рис. 3 построены профили температуры в пограничном слое через каждые 12 ч прогноза. Расчеты в пограничном слое выполнялись на 20 уровнях.

Проверку точности прогноза профилей температуры и влажности в АПС предполагается осуществить с помощью данных аэрогигрометрического зондирования из специально созданного банка данных ПГЭП уровня II. В дальнейшем планируется уточнить дифференциальную модель прогноза структуры АПС путем включения системы уравнений АПС (10) адвективных членов.

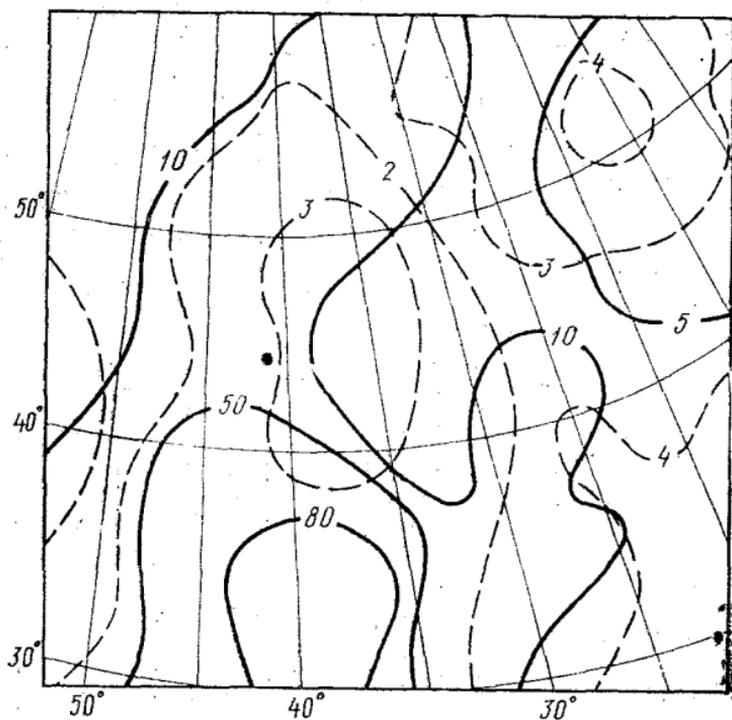


Рис. 2. Пример прогноза на 24 часа поля динамической скорости u_* (сплошные линии) и вертикальных фрикционных токов ω_H (пунктирные линии). Цифры у кривых значения скоростей в см/с.

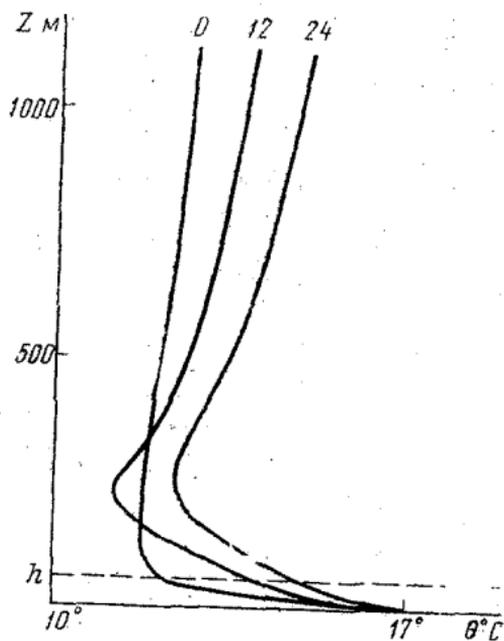


Рис. 3. Пример прогноза профиля температуры в фиксированной точке Северной Атлантики (выделена на рис. 2). Цифры у кривых — время прогноза в часах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беркович Л. В., Ткачева Ю. В. Неадиабатическая полусферная модель атмосферы для прогноза метеорологических элементов на несколько ток. — Труды ГМЦ СССР, 1982, вып. 242, с. 3—20.
2. Беркович Л. В. и др. Неадиабатическая полусферная модель для прогноза метеорологических элементов на шести уровнях атмосферы по полным уравнениям гидродинамики. — ОФАП Госкомгидромета СССР, 1981, г. Обнинск, НИИГМИ-МЦД, инв. № 2572448.0007-01.
3. Параметризация пограничного слоя атмосферы при численном прогнозе геоэлементов над северным полушарием. / Л. В. Беркович, В. В. Кааев, М. С. Фукс-Рабинович, В. А. Шнайдман. — Труды ГМЦ СССР, 1976, вып. 180, с. 3—24.
4. Беркович Л. В., Шнайдман В. А. Численный прогноз полей влечения и геопотенциала для северного полушария с учетом баротропного пограничного слоя. — «Метеорология и гидрология», 1979, с. 16—23.
5. Du Vachat R., Musson-Genon L. Rossby similarity and turbulent rmutations, Bound. — Layer Meteorol., vol. 23, 1982, 47—68.
6. Курдова Е. В. Параметризация пограничного слоя атмосферы для счета сдвигов ветра. — Межвузовский тем. сб. тр.: Опасные для полетов метеорологические явления и безопасность полетов. Л., изд. ОЛАГА, 1984.
7. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 270 с.
8. Гаврилов А. С. Численная модель строения планетарного пограничного слоя атмосферы. — В сб.: IV Всесоюзный съезд по теоретической и прикладной механике. Киев, Наукова думка, 1976.

ДК 551.509.314

И. В. ЦАРИЦЫН (ЛГМИ)

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ВАРИАЦИОННОГО СОГЛАСОВАНИЯ В ПРОГНОСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ

К настоящему времени известен ряд работ [2, 5], в которых предлагается в процессе комплексного контроля данных о геопотенциале и температуре применять процедуру вариационного согласования на базе уравнения статики. Такой подход можно реализовать и в ходе численного прогноза, при этом предполагается, что реализация такой процедуры явится аналогом естественного в природе взаимного приспособления полей.

В данной работе рассматриваются две методики вариационного согласования, которые, на наш взгляд, могут быть использованы в прогностических моделях. Методики отличаются, прежде всего, способами аппроксимации исходных данных. В первом случае применяются кубические полиномы, во втором — кубические сплайны.

Поставим задачу вариационного согласования в соответствии с [2].

Уравнение статики

$$T = -\frac{p}{R} H_p \quad (1)$$

приводится к виду

$$T = H_z, \quad (2)$$

где

$$z = -R \ln \left(\frac{p}{p_1} \right). \quad (3)$$

Обозначения в (1)–(3) общепринятые, $p_1 = 1000$ гПа. Требуется найти минимум квадратичного функционала I , а именно

$$\min I = \int_s [(H - H^0)^2 + \lambda (T - T^0)^2] ds, \quad (4)$$

где H^0 и T^0 — исходные значения геопотенциала и температуры, H и T — их исправленные значения, λ — параметр согласования. На границе области $S(z_1, z_n)$ отклонения считаются равными нулю. Тогда уравнение Эйлера, соответствующее интегралу (4), запишется в виде

$$\varphi_{xx} - k^2 \varphi = f(x), \quad (5)$$

где

$$f(x) = a_* T_x^0 - H_{xx}^0; \quad (*)$$

$$a_* = -R \ln \left(\frac{p_n}{p_1} \right); \quad x = \frac{z}{a_*}; \quad k^2 = a_*^2 / \lambda; \quad x \in [0, 1].$$

Поставим граничные условия:

$$\varphi(0) = \varphi(1) = 0. \quad (6)$$

В итоге, исправленные значения геопотенциала и температуры представляются формулами

$$H = \varphi + H^0, \quad (7)$$

$$T = \frac{1}{a_*} (\varphi + H^0)_x. \quad (8)$$

Рассмотрим первую методику вариационного согласования. Подробный алгоритм определения H и T по формулам, аналогичным (7) и (8), приведен в [2]. Для получения аналитического решения уравнения (5) исходные значения H^0 и T^0 аппроксимируются кубическими полиномами на отрезке $[0, 1]$. Коэффициенты полиномов находятся методом наименьших квадратов.

Проводя численные эксперименты, мы использовали шесть счетных уровней: 1000, 850, 700, 500, 300, 100 гПа ($i=\overline{1,6}$) и нные ПГЭП по северному полушарию, проинтерполированные узлы регулярной сетки точек 57×57 с шагом 300 км за 21 января 1979 г. Результаты расчетов представлены в табл. 1. Они имеют чисто качественное значение, поскольку использованы данные, прошедшие объективный контроль. Этим же объясняются эти значения средних квадратических отклонений.

Как видно из табл. 1, средние квадратические отклонения, полученные при аппроксимации «исходных» данных полиномами, равны по величине со средними квадратическими отклонениями согласованных полей. Поэтому возникает предположение, что отличие согласованных полей от исходных в некоторой степени объясняется простыми ошибками аппроксимации.

Отметим, что авторы [2] по результатам своих экспериментов рекомендуют принять $\lambda = 3 \cdot 10^4 \frac{\text{м}^2}{\text{град}^2}$.

Таблица 1

Средние квадратические отклонения исходных и согласованных значений геопотенциала и температуры от данных измерений для различных λ

Уровень гПа	Исходные		$5 \cdot 10^2$		$5 \cdot 10^3$		$3 \cdot 10^4$		$5 \cdot 10^5$	
	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>
850	0,1	0,6	0,7	1,7	0,0	1,2	0,0	1,1	0,3	1,9
700	0,1	0,9	0,5	0,4	0,3	0,5	0,4	0,9	1,1	1,8
500	1,2	0,7	0,1	0,3	0,1	0,7	0,9	1,9	3,1	3,0
300	0,0	0,4	0,8	3,5	1,8	2,9	4,0	2,3	7,1	2,1

Рассмотрим вторую методику вариационного согласования. В этом случае ошибки аппроксимации в узлах сведены к нулю. Как известно [3], точное решение (5) в случае граничных условий (6) можно записать через функцию Грина

$$\varphi(x) = \int_0^x G(\zeta, x) f(\zeta) d\zeta + \int_x^1 G(x, \zeta) f(\zeta) d\zeta, \quad (9)$$

$$G(\zeta, x) = -\frac{\text{sh}(k\zeta) \text{sh}[k(1-x)]}{k \text{sh}(k)};$$

$$G(x, \zeta) = -\frac{\text{sh}(kx) \text{sh}[k(1-\zeta)]}{k \text{sh}(k)}. \quad (10)$$

Разобьем отрезок $[0, 1]$ на $(N-1)$ частей. На любом отрезке $[x_i, x_{i+1}]$ исходные поля представляются кубическими сплайнами с «естественными» граничными условиями

$$\begin{aligned} H^\circ &= H_i^* + b_1(l)(x-x_i) + c_1(l)(x-x_i)^2 + d_1(l)(x-x_i)^3; \\ T^\circ &= T_i^* + b_2(l)(x-x_i) + c_2(l)(x-x_i)^2 + d_2(l)(x-x_i)^3, \end{aligned} \quad (1)$$

где звездочкой обозначены результаты измерений. Тогда

$$f(\zeta) = \alpha(l) + \beta(l)(\zeta - x_i) + \gamma(l)(\zeta - x_i)^2,$$

где коэффициенты $\alpha(l)$, $\beta(l)$, $\gamma(l)$ выражаются через коэффициенты уравнения (11) по формуле (*), или

$$f(\zeta) = \alpha_1(l) + \beta_1(l)\zeta + \gamma_1(l)\zeta^2, \quad (1)$$

$$x_i \leq \zeta \leq x_{i+1},$$

где

$$\alpha_1(l) = \alpha(l) - \beta(l)x_i + \gamma(l)x_i^2;$$

$$\beta_1(l) = \beta(l) - 2\gamma(l)x_i;$$

$$\gamma_1(l) = \gamma(l).$$

Пусть переменная x из (9) принимает только значения, совпадающие с узлами, например, $x = x_i$. Поскольку формула (10) справедлива только для интервала $[0, 1]$ и краевых условий (6), выражение (9) — (10) для произвольного отрезка будет неверным. Поэтому, распишем (9), используя свойство аддитивности определенного интеграла

$$\begin{aligned} I_1 &= \int_0^x G(\zeta, x) f(\zeta) d\zeta = \int_0^{x_1} G(\zeta, x) f(\zeta) d\zeta + \dots + \\ &+ \int_{x_{i-1}}^x G(\zeta, x) f(\zeta) d\zeta, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} I_2 &= \int_x^1 G(x, \zeta) f(\zeta) d\zeta = \int_x^{x_{i+1}} G(x, \zeta) f(\zeta) d\zeta + \dots + \\ &+ \int_{x_{N-1}}^1 G(x, \zeta) f(\zeta) d\zeta, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\varphi(x) = I_1 + I_2. \quad (15)$$

В результате получим

$$\varphi(x) = \frac{\text{sh}[k(1-x)]}{k^2 \text{sh}(k)} \left\{ \sum_{i=1}^{i-1} \psi \right\} + \frac{\text{sh}(kx)}{k^2 \text{sh}(k)} \left\{ \sum_{i=1}^{N-1} \Omega \right\}, \quad (16)$$

e

$$\psi = \left(\alpha_1 + \frac{2\gamma_1}{k^2} \right) [\operatorname{ch}(kx_i) - \operatorname{ch}(kx_{i+1})] + \beta_1 [\operatorname{ch}(kx_i) x_i - \operatorname{ch}(kx_{i+1}) x_{i+1}] - \frac{B_1}{k} [\operatorname{sh}(kx_i) - \operatorname{sh}(kx_{i+1})] + \gamma_1 [\operatorname{ch}(kx_i) x_i^2 - \operatorname{ch}(kx_{i+1}) x_{i+1}^2] - \frac{2\gamma_1}{k} [\operatorname{sh}(kx_i) x_i - \operatorname{sh}(kx_{i+1}) x_{i+1}]; \quad (17)$$

$$\Omega = \left(\alpha_1 + \frac{2\gamma_1}{k^2} \right) \{ \operatorname{ch}[k(1-x_{i+1})] - \operatorname{ch}[k(1-x_i)] \} + \beta_1 \{ \operatorname{ch}[k(1-x_{i+1})] x_{i+1} - \operatorname{ch}[k(1-x_i)] x_i \} + \frac{\beta_1}{k} \{ \operatorname{sh}[k(1-x_{i+1})] - \operatorname{sh}[k(1-x_i)] \} + \gamma_1 \{ \operatorname{ch}[k(1-x_{i+1})] x_{i+1}^2 - \operatorname{ch}[k(1-x_i)] x_i^2 \} + \frac{2\gamma_1}{k} \{ \operatorname{sh}[k(1-x_{i+1})] x_{i+1} - \operatorname{sh}[k(1-x_i)] x_i \}. \quad (18)$$

десь мы, для экономии места, опустили при коэффициентах индекс i . Очевидно, что в случае $x=0$ или $x=1$ выражение (16) обращается в 0 и, тем самым, выполняется условие (6).

Для расчета значений T необходимо вычислить производную. Опустив промежуточные вычисления, запишем

$$\varphi'_x = \Lambda + \Phi, \quad (19)$$

$$\Lambda = \frac{\operatorname{ch}[k(1-x)]}{k \operatorname{sh}(k)} \left\{ \sum_{i=1}^{l-1} \psi \right\} + \frac{\operatorname{ch}(kx)}{k \operatorname{sh}(k)} \left\{ \sum_{i=1}^{N-1} \Omega \right\}; \quad (20)$$

$$\Phi = \frac{\operatorname{sh}[k(1-x)] \operatorname{sh}(kx)}{k \operatorname{sh}(k)} \{ [\alpha_1(i) - \alpha_1(i-1)] + [\beta_1(i) - \beta_1(i-1)]x + [\gamma_1(i) - \gamma_1(i-1)]x^2 \}. \quad (21)$$

одставляя (11), (16), (19) в (7) и (8), получим решение задачи. Табл. 2 приведены результаты расчетов по этой методике для тех же исходных данных и значений λ , что и в табл. 1.

Для оценки результатов согласования, в соответствии с [2], были проведены следующие эксперименты. Исходные поля H° и T° согласовывались по вышеописанным методикам. К полученным значениям добавлялось поле случайных ошибок, распределенных по нормальному закону с нулевой нормой и заданной дисперсией [1, 4]. Затем проводилось согласование. Осредненные по узлам и равным значения средних квадратических отклонений приведены в табл. 3.

Средние квадратические отклонения исходных и согласованных значений геопотенциала и температуры для различных λ

Уровень гПа	Исходные		$5 \cdot 10^2$		$5 \cdot 10^3$		$3 \cdot 10^4$		$5 \cdot 10^5$	
	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>
850	0,0	0,0	0,0	0,5	0,1	0,4	0,1	0,4	0,0	0,0
700	0,0	0,0	0,0	0,5	0,1	0,4	0,2	0,4	0,0	0,0
500	0,0	0,0	0,1	0,6	0,2	0,3	0,7	0,5	0,1	0,0
300	0,0	0,0	0,1	1,7	0,7	1,4	1,6	1,1	0,1	1,0

Расчеты показали, что обе методики уменьшают дисперсии полей и, соответственно, ошибки в исходных данных.

Одновременно выяснилось, что оптимальные значения λ для каждой из методик, по-видимому, различны.

Итак, оба способа вариационного согласования, на наш взгляд, могут быть использованы для сглаживания прогностических значений геопотенциала и температуры. При этом второй способ представляется более перспективным из-за отсутствия ошибок аппроксимации. Для практической реализации вышеописанной методики необходимо найти критерии, по которым можно оптимизировать λ . Полученные результаты следует рассматривать как первый шаг в исследовании проблемы.

Средние квадратические отклонения полей геопотенциала и температуры до и после согласования для различных λ

Эксперимент	$3 \cdot 10^4$				$2 \cdot 10^3$			
	Сплайн		Полином		Сплайн		Полином	
	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>	<i>H</i>	<i>T</i>
Согласованные поля	22,60	11,32	22,69	11,30	23,20	11,52	23,42	11,7
Искаженные поля	22,68	11,50	22,72	11,45	23,26	11,78	23,45	11,9
Согласованные поля	22,45	11,29	22,34	11,07	23,20	11,61	23,42	11,7

ЛИТЕРАТУРА

1. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. — М.: Наука, 1983. — 416 с.
2. Кочергина Т. Н., Бакирбаев Б. О согласовании данных изменений геопотенциала и температуры на основе уравнения статистики. — Труды СРНИГМИ, 1982, вып. 55, с. 76—80.
3. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. — М.: Наука, 1977. — 832 с.
4. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. — М.: Мир, 1980. — 280 с.
5. Sasaki Y. An objective analysis based on the variational method. — meteorol. soc. Japan, 1958, v. 36, N 3, p. 77—78.

ДК 551.509.313

Д. МЯГМАРДОРЖ (МНР)

ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО УЧЕТУ ЭФФЕКТОВ ОРОГРАФИИ И ПРИЗЕМНОГО НЕЛИНЕЙНОГО ТРЕНИЯ В ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

Орографические и термические неоднородности земной поверхности оказывают существенное влияние на структуру атмосферных процессов. Следовательно, их необходимо в той или иной форме учитывать в численных моделях прогноза.

Рассмотрим один из наиболее простых способов достижения этой цели. Как известно, при решении задачи численного прогноза погоды на нижнем уровне модели ставится граничное условие для вертикальной скорости

$$\omega = \omega_{\text{ор}} + \omega_{\text{тр}}, \quad (1)$$

где $\omega_{\text{ор}}$ — вертикальная скорость, обусловленная обтеканием рельефа поверхности Земли; $\omega_{\text{тр}}$ — вертикальная скорость на верхней границе планетарного пограничного слоя (ППС), обусловленная турбулентной вязкостью.

Первое слагаемое в правой части (1) описывает обтекание сглаженного рельефа Земли идеальной жидкостью, т. е.

$$\omega_{\text{ор}} = u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \text{ при } z = H(x, y), \quad (2)$$

где $H(x, y)$ — функция, описывающая рельеф Земли.

При одновременном (а не совместном) учете турбулентности и орографии $\omega_{ор}$ вычисляется по данной формуле, а турбулентный компонент вертикальной скорости $\omega_{тр}$ вычисляется из системы уравнений для однородного планетарного пограничного слоя.

При этом предполагается, что турбулентная вязкость не зависит от орографии, а влияние орографии — от турбулентности.

Существуют и другие способы включения динамических эффектов орографии в модели численного прогноза. Один из них основан, в частности, на использовании преобразованной вертикальной координаты. Примером такого подхода является так называемая сигма-система [6], в которой земная поверхность совпадает с координатной поверхностью. Однако при использовании этой системы координат в областях с крутыми склонами появляются значительные ошибки при определении градиента давления.

Другой подход к учету орографии в моделях состоит в исключении из области интегрирования той части пространства, в которой расположены горы [8]. Главное преимущество такого подхода, который называется методом блокирования, состоит в том, что орографические труктационные ошибки проявляются, главным образом, в окрестностях горы и не распространяются по вертикали, как в случае использования преобразованных систем координат.

С другой стороны, было показано, что этот способ по физическому содержанию почти эквивалентен применению граничного условия (1).

В работе [2], используя систему уравнений квазиэкмановского и горизонтально-неоднородного $k=k[H(x, y)]$ пограничного слоя и допуская, что геострофический ветер (\vec{V}_g) не зависит от высоты в его пределах была предложена формула для вертикальной скорости на верхней границе ППС, комплексно учитывающая влияние орографии и трения:

$$\omega(h) = \bar{a} (\nabla H \cdot \vec{V}_g) + \bar{b} (\nabla H \times \vec{V}_g) + \bar{c} \Omega_g, \quad (3)$$

где

$$\begin{aligned} (\nabla H \cdot \vec{V}_g) &= \left(u_g \frac{\partial H}{\partial x} + v_g \frac{\partial H}{\partial y} \right); \quad (\nabla H \times \vec{V}_g) = \left(v_g \frac{\partial H}{\partial x} - u_g \frac{\partial H}{\partial y} \right); \\ \bar{a} &= 1 + \frac{d\bar{c}}{dH}; \quad \bar{b} = \frac{d\bar{c}}{dH}; \quad \bar{c} = \sqrt{\frac{k}{2f}}. \end{aligned} \quad (4)$$

Первое слагаемое в (3) соответствует условию (2) при $\bar{a}=1$, $\bar{b}=0$, которое выполняется, когда $k=\text{const}$ [2]. Второе слагаемое описывает эффекты, связанные с формой рельефа и продольным обтеканием препятствий [2]. Третье слагаемое соответствует $\omega_{тр}$ определяемой по формуле Дюбюка:

В работе [5] в результате интегрирования системы уравнений ППС при условиях обращения в нуль турбулентных потоков количества движения на верхней границе ППС и прилипания на уровне охлаждающей поверхности получена система уравнений приземного слоя атмосферы в виде

$$-ku + fv = fv_g, \quad (5)$$

$$kv + fu = fu_g,$$

$$\omega = -\delta z D, \quad D = \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y},$$

где δz — высота приземного слоя (≈ 100 м); $k = \frac{C_d}{\delta z} |\vec{V}|$.

Как отмечалось в работе [2], коэффициент трения C_d хорошо коррелирует с высотой гор $H(x, y)$. Поэтому в работах [1, 5] принята линейная зависимость вида $C_d = C_1 + C_2 H(x, y)$.

Здесь C_1, C_2 — эмпирические константы.

Из первых двух уравнений (5) получается:

$$u = \frac{f}{k^2 + f^2} (fu_g - kv_g), \quad (6)$$

$$v = \frac{f}{k^2 + f^2} (fv_g + ku_g).$$

Положив для простоты $f = \text{const}$, имеем:

$$\omega = \delta z \left\{ \frac{f}{k^2 + f^2} [k\Omega_g - (\nabla k \times \vec{V}_g)] + \frac{2k}{k^2 + f^2} (\nabla k \cdot \vec{V}) \right\}. \quad (7)$$

Выражение (7) для ω , аналогично (3), но в отличие от него, в скалярном произведении стоит \vec{V} , а не \vec{V}_g .

Были проведены численные эксперименты с использованием предлагаемого метода на базе бароклинической прогностической модели для ограниченной территории [4]. Модель основана на решении полных уравнений в изобарической системе координат. Конечноразностная аппроксимация построена на основе метода расщепления. Алгоритм учета топографии и приземного нелинейного трения включался в численную модель как один из этапов расщепления. Вычисления осуществляются на квадратной сетке с шагом $d = 300$ км на карте стереографической проекции. В экспериментах использовались данные о сглаженном рельефе из работы [3].

Изменения значений u и v за счет орографии и трения определяются в центрах ячеек горизонтальной сетки (рис. 1) с помощью уравнений:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -ku; \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -kv; \quad \frac{\partial \Phi}{\partial t} = -\delta z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad (8)$$

где $k = \frac{C_D}{\delta z} \sqrt{u^2 + v^2}$, Φ — геопотенциал.

В модели [4] на каждом дробном шаге используется схема Кранка — Николсона, а производные по пространству аппроксимируются центральными разностями. Поэтому конечноразностная схема для уравнений (8) имеет вид:

$$\left. \begin{aligned} u_i^{n+1} &= \frac{1-R}{1+R} u_i^n, \\ v_j^{n+1} &= \frac{1-R}{1+R} v_j^n; \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

$$\Phi_{i,j}^{n+1} = \Phi_{i,j} - \frac{\Delta t \cdot \delta z}{2d} (u_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - u_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} + v_{j+\frac{1}{2}}^{n+1} - v_{j-\frac{1}{2}}^{n+1}), \quad (10)$$

где

$$R = \frac{\Delta t}{2\delta z} (C_1 + C_2 H) \sqrt{u^2 + v^2};$$

$$u_{i+\frac{1}{2}} = u_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} + u_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}};$$

$$u_{i-\frac{1}{2}} = u_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} + u_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}};$$

$$v_{j+\frac{1}{2}} = v_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} + v_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}};$$

$$v_{j-\frac{1}{2}} = v_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}} + v_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}};$$

$n = t/\Delta t$; $i = x/d$ (y/d); Δt — шаг по времени; d — шаг по x и y

Здесь для оптимизации параметров C_1 , C_2 и δz используется метод «координатного спуска», предложенный к задачам прогноза погоды С. О. Кричаком [7]. Параметры C_1 , C_2 , δz определяются из условия минимума критерия качества суточных прогнозов геопотенциала для уровня 1000 гПа по территории Центрально-Азиатского региона (1800×3600 км²), представленной на рис. 2.

$$Q = \sum_{k=1}^N (\Phi_k^{\text{пр}} - \Phi_k^\Phi)^2 / \sum_{k=1}^N (\Phi_k^\Phi - \Phi_k^{\text{исх}})^2, \quad (11)$$

в котором Φ^Φ , $\Phi^{\text{пр}}$, $\Phi^{\text{исх}}$ — фактическое, прогностическое и исходное значения геопотенциала соответственно. Индекс N определяет размеры области оптимизации.

Расчеты проводились как с учетом влияния орографии, так и без учета орографии. Кроме того, C_1 , C_2 умножались соответственно на некоторые константы k_1 , k_2 , которые варьировались с целью отыскания их оптимальных значений.

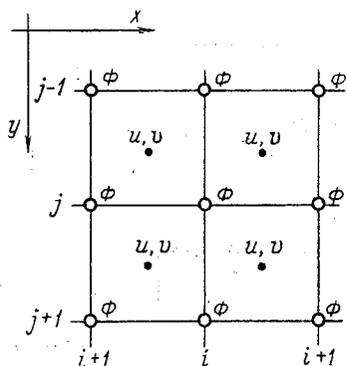


Рис. 1. Структура горизонтальной сетки.

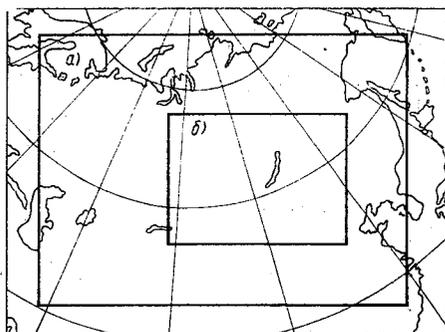


Рис. 2. Области прогноза:
 а — область прогноза по ограниченной территории; б — область оценки прогноза и оптимизации параметров C_1 , C_2 и δz .

Рассмотрим результаты экспериментов на реальных данных. Исходными данными для оптимизации параметров служили данные ПГЭП за 4—7 февраля 1979 года. Оптимизация проводилась по суточному интервалу 6—7 февраля 1979 года.

В табл. 1 представлены результаты конкретных прогнозов для района, представленного на рис. 2 с учетом трения и орографии, полученных с использованием уравнений (9), (10) в сравнении с вариантом прогноза, в котором был исключен учет влияния вышеупомянутых факторов на геопотенциал (за исключением уравнения (10)). Результаты численных экспериментов (табл. 1) показали, что учет влияния трения и орографии при прогнозе геопотенциала в данной численной модели [4] с помощью уравнения (10) может не дать положительного эффекта.

Отрицательный эффект может быть вызван двойным учетом влияния орографии и приземного трения через уравнение неразрывности (10) при неявном описании горизонтальной дивергенции скорости. Поэтому следующие численные эксперименты были произведены, не прибегая к уравнению (10), т. е. без пересчета геопотенциала с учетом орографии.

В табл. 2 представлены результаты экспериментов:

- 1) прогноз адиабатический без учета орографии;
- 2) прогноз адиабатический с учетом приземного трения и орографии.

В табл. 1, 2 и 3 все величины умножены на 10^2 .

Таблица 1

Оценки успешности прогнозов геопотенциала на 24 ч за 00 ч СГВ
6 февраля 1979 г.

Вариант прогноза	Уровень, гПа								
	1000			500			200		
	R	ϵ	ρ	R	ϵ	ρ	R	ϵ	ρ
С учетом орографии:									
1) по выражению (13) и (14)	90	53	83	89	52	42	91	46	77
2) по выражению (13)	93	44	90	95	38	96	94	36	91

Таблица 2

Средние оценки успешности различных вариантов прогноза на 24 ч

Вариант прогнозов	Поверхность, гПа											
	1000			850			500			200		
	R	ϵ	S_1	R	ϵ	S_1	R	ϵ	S_1	R	ϵ	S_1
I	87	67	60	79	84	54	93	62	32	86	60	35
II	90	60	61	81	77	55	92	57	33	87	55	36
Разность оценок	3	-7	1	2	-7	1	-1	-5	1	1	-5	1

Полученные результаты показывают, что учет орографии в общем улучшает прогноз. Однако при некоторых синоптических ситуациях учет орографии может не только положительно сказаться на успешности прогноза, но даже привести к их ухудшению, если не учесть одновременно и влияние трения. Причина заключается во взаимной компенсации влияния этих двух факторов, взаимосвязанных и противоположно направленных, а также имеющих один и тот же порядок величины.

В некоторых случаях отмечается незначительное ухудшение прогнозов геопотенциала на среднем уровне (табл. 2) по оценке коэффициента корреляции по сравнению с адиабатическим вариантом. Причиной здесь, по-видимому, являются волны, возникающие от взаимодействия воздушной массы с горными массивами Центральной Азии и отражающиеся от верхней закрепленной (в модели) границы атмосферы.

Из данных таблицы, как и следовало ожидать, видно, что наибольший положительный эффект от введения орографии и приземного трения имеет место для нижних уровней. Так, для серии прогнозов геопотенциала на уровнях 1000, 850 гПа коэффициент корреляции увеличился в среднем на 2—3% по сравнению с адиабатическим вариантом, относительная ошибка уменьшилась на 7%, а оценка градиента (S_1) увеличилась на 1%. Для уровней 500, 200 гПа оценки по коэффициенту корреляции ухудшились на 1%, по относительной ошибке улучшились на 5%, по S_1 увеличились на 1%.

Оптимальные значения параметров, полученные в результате этих численных экспериментов, оказались равными

$$C_1 = 3,42 \cdot 10^{-4}; \quad C_2 = 3,168 \cdot 10^{-7} \text{ 1/м}; \quad \delta z = 400 \text{ м.}$$

Наконец, с целью определения устойчивости (по отношению к временному интервалу интегрирования) вычисления указанных параметров C_1 , C_2 , δz был рассчитан прогноз в одном случае (12 ч СГВ 6 февраля 1979 г.) на 36 ч. Оценки прогнозов на 36 ч представлены в табл. 3.

Таблица 3

Оценки успешности прогнозов на 36 ч (12 ч СГВ 6 февраля 1979 г.)

Варианты прогнозов	Поверхность, гПа								
	1000			500			200		
	R	ϵ	ρ	R	ϵ	ρ	R	ϵ	ρ
1. Адиабатический	82	76	81	95	38	82	93	49	85
2. С учетом орографии и трения	85	65	85	93	39	86	92	47	87

Хотя число случаев и недостаточно для окончательных выводов, но приведенные оценки свидетельствуют об устойчивости параметров C_1 , C_2 , δz .

Таким образом, проведенные эксперименты подтверждают целесообразность включения указанных дополнительных факторов в численную модель прогноза [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушби Ф. Г. Дальнейшее развитие модели прогноза осадков и погоды. — В кн.: Труды второго токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 117—127.

2. Годев Н. Г. Влияние орографии и приземного трения на изменение атмосферного давления. — Bulgarian Geophysical Journal, vol. 1, N 2, 1975.

3. Двухуровневая модель общей циркуляции атмосферы Минца — Аракавы / В. Л. Гейте, Е. С. Баттен, А. Б. Кейл, А. Б. Нельсон. Л., Гидрометеоздат, 1978. — 239 с.

4. Каленкович Е. Е., Новикова Н. В., Чолах И. В. Задача прогноза северного полушария и региона. — Труды ЗСРНИГМИ, 1978, вып. 41, с. 3—20.

5. Каленкович Е. Е. Учет влияния орографии и приземного трения в моделях краткосрочного прогноза. — В кн.: Математические модели атмосферных движений, ч. II. Новосибирск, ВЦСО АН СССР, 1980, с. 95—99.

6. Касахара А. Вычислительные аспекты численных моделей для прогноза погоды и воспроизведения климата. — В кн.: Модели общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1981, с. 14—84.

7. Кричак С. О. Прогноз геопотенциала с учетом информации за предыдущие сроки наблюдений при использовании оптимизационного алгоритма. — Труды Всесоюзной конференции молодых ученых гидрометеорологической службы СССР. Л., Гидрометеоздат, 1971, с. 35—42.

8. Katayama A., Kikuchi Y and Takigawa Y. In: Modelling for the First GARP Global Experiment GARP Publ. Ser., 1971, N 14, pp. 174—188.

УДК 551.509.5

И. Н. РУСИН (ЛГМИ)

ОСОБЕННОСТИ ЕЖЕДНЕВНЫХ ОЦЕНОК УСПЕШНОСТИ ЧИСЛЕННЫХ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

В современной практике краткосрочных прогнозов остро стоит вопрос о наиболее полном использовании синоптиком информации, содержащейся в результатах численных прогнозов барических полей. Единой методики синоптической интерпретации этих прогнозов пока не существует, хотя отдельные успешные попытки систематизации опыта практической деятельности предпринимаются [4]. Регулярные опросы слушателей факультета Повышения квалификации по специальности «Синоптики бюро погоды» при Ленинградском гидрометеорологическом институте показали, что критическое отношение синоптиков-практиков к полезности численных прогнозов возникает вследствие того, что каждый день не исключена возможность неудачного прогноза (прогноз может быть даже хуже инерционного), поэтому, если прогнозируемое барическое поле не согласуется с последней информацией о состоянии атмосферы, численный прогноз лишь увеличивает сомнения синоптика и отрицательно сказывается на оперативности и качестве его работы.

Назрела необходимость постановки задачи о предвычислении не только барического поля, но и вероятной ошибки прогноза. Получение синоптиком информации о возможном качестве численного прогноза будет способствовать более рациональному его использованию. Цель настоящей работы в том, чтобы исследовать имеющиеся данные об успешности ежедневных численных прогнозов и выявить возможности прогноза оценок успешности.

Для решения поставленной задачи был привлечен архив оценок успешности прогнозов барического поля заблаговременностью 4 часа на стандартных изобарических поверхностях, произведенных по программе Белорусского территориального ГМЦ, основанной на прогностической модели, описанной в работе [1]. Расчеты о этой модели производятся в ряде центров СССР. Для исследования были доступны оценки прогнозов, рассчитанных в Ленинграде и в Минске за 1982—1983 гг. Комплекс оценок прогнозов в обоих случаях был одним и тем же. Он включал в себя стандартные оценки $\bar{\delta}$, δ , σ , S_1 , ε , r , ρ . Способы получения этих оценок можно изучить, например, по методическому указанию [2]. Оценки получены для одних и тех же дат, хотя в материалах по Ленинграду было значительно больше пропусков. Расчетные области для модели прогноза в обоих центрах одни и те же. Оценки рассчитываются по двум районам — большому и малому. Расположение больших районов одинаково, малые районы несколько смежены по отношению друг к другу. Расчетная область и районы оценок показаны на рис. 1 работы [1].

Рассматривая оценки успешности численных прогнозов с точки зрения их пригодности для принятия синоптиком решения об использовании результатов численного прогноза, прежде всего следует выяснить не несут ли некоторые оценки из комплекса стандартных равноценной информации. Для ответа на этот вопрос была предварительно произведена группировка оценок, исходя из условия существования внутри группы статистически достоверных связей. Наличие взаимосвязей выявлялось с помощью составления таблиц сопряженности. Результаты помещены в табл. 1, в которой расположение оценок выбрано с таким расчетом, чтобы оценки, образующие группы, оказались рядом. Из (табл. 1) видно, что стандартные оценки, образующие группы, характеризуют ходство (различие) связанных друг с другом свойств успешности прогнозов. В частности, оценки δ и σ характеризуют только сходство фактических и прогностических барических полей, тогда как оценки ε , r , ρ отражают, главным образом, успешность прогноза тенденций эволюции этих полей. Особняком стоят средняя ошибка прогноза $\bar{\delta}$ и критерий s_1 , принятый в метеорологической службе ЦША.

Первая из этих оценок имеет ясную статистическую интерпретацию, используется обычно для характеристики систематических ошибок прогноза и, безусловно, является полезной. Вторая интер-

претируется гораздо сложнее и представляет интерес только для сравнения результатов, полученных по разным моделям разных государств. Интересуясь оценками, важными для синоптической работы, выберем из комплекса стандартных оценок для дальнейшего исследования только две: абсолютную ошибку δ и относительную ошибку ϵ . Эти величины важны еще и потому, что они наиболее часто используются для характеристики качества отечественных моделей прогноза в нашей стране.

Таблица

Наличие (+) и отсутствие (—) связей между ежедневными стандартными оценками успешности численных прогнозов барического поля

Оценки	$\bar{\delta}$	δ	σ	ϵ	r	ρ	s_1
$\bar{\delta}$	+	—	—	—	—	—	—
δ	—	+	+	—	—	—	—
σ	—	+	+	—	—	+	—
ϵ	—	—	—	+	+	+	—
r	—	—	—	+	+	+	—
ρ	—	—	—	+	+	+	—
s_1	—	—	—	—	—	—	+

Примечание. Уровень статистической достоверности связей не менее 90%

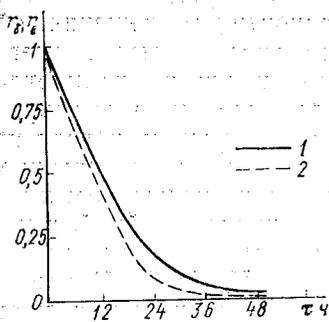


Рис. 1. Коэффициенты автокорреляции временных последовательностей оценок δ (r_δ — кривая 1) и ϵ (r_ϵ — кривая 2). По оси абсцисс отложен сдвиг по времени τ в часах.

Для выявления возможностей прогноза успешности численных прогнозов барических полей были рассчитаны коэффициенты автокорреляции дискретных временных рядов δ и ϵ . Результаты этих расчетов помещены на рис. 1. Значения коэффициентов автокорреляции показывают, что ошибки прогнозов на 24 ч имеют существенную связь для прогнозов, рассчитанных по данным, отстоящим друг от друга на 12 ч. Но оценки аналогичных прогнозов полученные по данным, отстоящим друг от друга на 24 ч и более, оказываются независимыми. Таким образом прогноз оценок успешности возможен. Качество численного прогноза может быть предсказано, по меньшей мере на 12 ч, т.е. синоптик, дежурящий

в бюро погоды в ночную смену, имеет возможность выяснить нужно ли прогнозу барического поля заблаговременностью 24 ч на текущий день в существенных уточнениях.

Интересно отметить, что этот результат, по-видимому, может быть усилен, так как анализ таблиц сопряженности оценок ϵ прогнозов на 24 и 36 ч, рассчитанных по одним и тем же исходным полям, показывает наличие статистически достоверной связи между ними. Имевшийся сравнительно небольшой архив не позволяет, к сожалению, выявить возможные количественные зависимости между оценками успешности прогнозов всех необходимых заблаговременностей. Но возможность прогноза оценок успешности несомненно имеется.

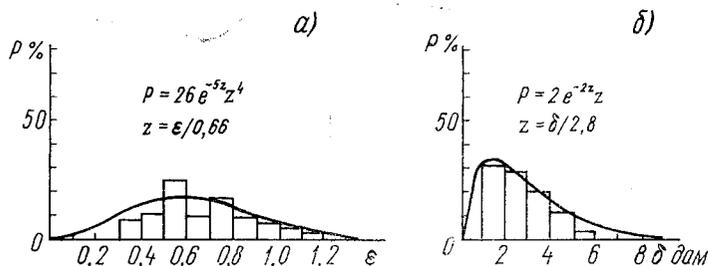


Рис. 2. Гистограммы частот попадания значений оценок δ (а) и ϵ (б) в заданные интервалы и аппроксимация их гамма-распределением плотности вероятности.

Как указано выше оценки прогнозов, по данным со сдвигом в одни сутки, являются независимыми. Представляет интерес рассмотреть плотности распределения их вероятностей. Так как обе оценки существенно положительны, закон их распределения отличен от нормального. На рис. 2 представлены гистограммы и аппроксимирующие их плотности распределения интересующих нас оценок. Статистически достоверной оказывается гипотеза, что оценки δ и ϵ подчиняются гамма-распределению, широко применяющемуся в гидрологических расчетах [7]. Это позволяет полностью охарактеризовать распределение вероятностей ежедневных оценок успешности двумя первыми моментами: средним и дисперсией. В настоящее время стандартные среднегодовые характеристики успешности прогноза по моделям включают только оценку среднего. Добавление дисперсии к числу стандартных оценок позволит полностью описать статистические свойства ежедневных оценок успешности прогноза по исследуемой модели. Тем не менее и по имеющимся материалам можно сделать ряд полезных заключений о свойствах моделей, поскольку статистическая обработка имевшихся данных показала, что коэффициент вариации для обеих оценок и независимо от модели прогноза оказывается приблизительно равным 0,4.

Опираясь на знание закономерностей распределения вероятностей статистических оценок успешности численных прогнозов можно установить связь между их величинами и качеством прогноза с точки зрения синоптика. Попытка установления подобной связи была предпринята в работе [3]. Для установления градаций качества прогнозов удобно использовать пятибалльную систему оценки. Для разбиения множества оценок на градации используем принцип равных вероятностей попадания оценок в данную градацию. В случае пяти градаций вероятность попадания должна быть равна 0,2.

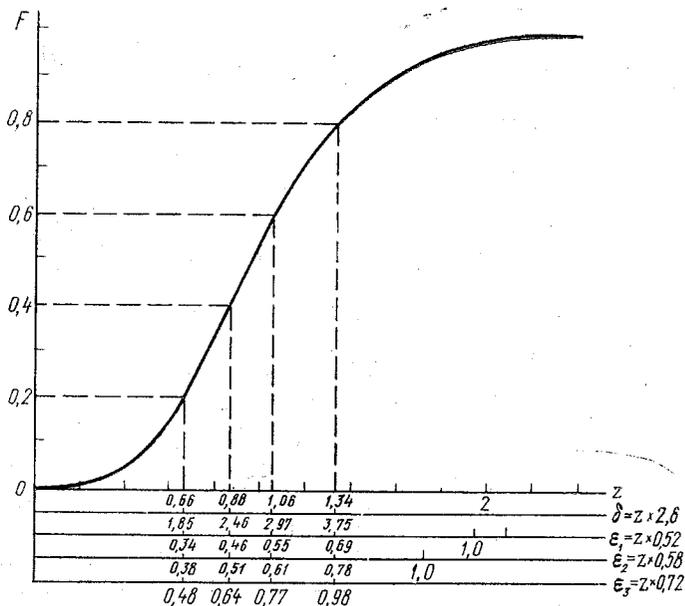


Рис. 3. Интегральная функция распределения вероятности гамма-распределения с коэффициентом вариации 0,4 и ее использование для разбиения оценок прогноза на равновероятные градации.

Для нахождения границ градаций построим функцию распределения вероятности для гамма-распределения, метод расчета функции распределения излагается, например, в [7] при значении параметра распределения равном шести, что соответствует коэффициенту вариации 0,4. График функции распределения приведен на рис. 3. Здесь по основной оси абсцисс отложен безразмерный аргумент, а на вспомогательных осях абсцисс аргументы соответствуют нескольким различным средним оценкам прогноза.

С помощью графика, изображенного на рис. 3, можно легко произвести разбиение множества оценок на равновероятные гра-

рации. Для привязки градаций к синоптической оценке качества прогноза используем два факта. Во-первых, по оценке δ прогноз не может превосходить качество объективного анализа. Ошибка современного объективного анализа в районах с густой сетью станций составляет 1,9 дам [5]. Присвоив прогнозам, имеющим по δ , оценки меньшие чем 1,9 дам, квалификацию «идеально», пользуясь графиком, можно определить среднее значение δ для такого прогноза и рассчитать границы других градаций. Границы этих градаций приведены в табл. 2.

Аналогичное ранжирование оценок ϵ можно произвести на основе утверждения, высказанного в работе [6], где верхней границей хороших численных прогнозов для синоптика признается $\epsilon=0,7$. Считая, что при $\epsilon=0,7$ прогноз удовлетворительный или плохой, получаем значения градаций по ϵ , которые также приведены в табл. 2.

Подчеркнем, что оценки ϵ и δ оказываются независимыми. Более того, анализ таблиц сопряженности показывает, что случаи удовлетворительного и плохого по δ прогноза, но в то же время хорошего или отличного по ϵ , равновероятны с противоположными случаями удовлетворительно и плохо по ϵ , но хорошо или отлично по δ .

Таблица 2

Ранжирование оценок δ и ϵ в соответствии с синоптической оценкой качества прогноза

Оценка	Градации δ	Градации ϵ
Идеально	0—1,9	0—0,43
Отлично	1,9—2,6	0,43—0,58
Хорошо	2,6—3,1	0,58—0,70
Удовлетв.	3,1—3,9	0,70—0,88
Плохо	>3,9	>0,88

Примечание. Вероятность попадания в градацию при прогнозах со средними оценками $\delta=2,9$ дам, $\epsilon=0,52$ составляет 20%.

Поскольку оценки ϵ и δ отражают успешность прогноза разных войств барических полей, из сказанного можно сделать вывод, что использование продукции численных прогнозов может быть улучшено, если синоптику будет предоставляться не только конечный результат прогноза, но и отдельно карты объективного анализа сходных полей и карты прогностических изменений барических полей. Такая информация при наличии оценок вероятных ошибок прогноза может позволить улучшить качество прогноза, так как

прогноз изменений может быть хорош, несмотря на посредственное совпадение суммарных полей.

Знание функций распределения вероятностей ежедневных прогнозов позволяет сделать сравнение качества различных моделей численных прогнозов с точки зрения синоптика. Для примера на рис. 3 приведены оси абсцисс, на которых отложены значения оценок $\bar{\varepsilon}$ для трех моделей прогноза, имеющих разные средние оценки успешности ($\bar{\varepsilon}_1=0,58$; $\bar{\varepsilon}_2=0,73$; $\bar{\varepsilon}_3=0,52$). Легко видеть, что с ростом средней ошибки $\bar{\varepsilon}$ происходит увеличение вероятностей плохих прогнозов. Так что, например, для $\bar{\varepsilon}=0,73$ вероятность плохих прогнозов оказывается более 50%.

ЛИТЕРАТУРА

1. О результатах оперативных испытаний схемы краткосрочного численного прогноза в Северо-Западном УГМС. — Информационный сборник / Т. А. Букова, Б. М. Ильин, Г. А. Кобышева, Д. К. Руховед. М., Гидрометеиздат, 1976, № 5, с. 18—26.

2. Методические указания по проведению оперативных испытаний новых методов гидрометеорологических прогнозов / Под ред. А. И. Угрюмова. — Л. Гидрометеиздат, 1977. — 101 с.

3. Пригодич А. Е. Результаты оценки оправданности численных краткосрочных прогнозов барического поля. — Информационный сборник, 1977, № 5, М., Гидрометеиздат, с. 48—56.

4. Снитковский А. И. Синоптическая интерпретация прогностических карт давления, геопотенциала и вертикальных токов. — Метеорология и гидрология, 1983, № 9, с. 27—32.

5. Угрюмов А. И., Чернова В. Ф., Букреева Л. А. Об испытании схемы объективного анализа барического поля северного полушария. — Информационный сборник, 1980, № 8, М., Гидрометеиздат, с. 3—12.

6. Чернова В. Ф., Лужная Н. П. Некоторые особенности схем прогнозов барического поля по полным уравнениям. — Труды ГМЦ СССР, 1966, вып. 32, с. 16—22.

7. Шелутко В. А. Техника статистических вычислений в гидрологии ЛГМИ. — Л., изд. ЛПИ, 1977, с. 170.

УДК 551.509.314

В. В. ЧЕРНЫЙ (ВИКИ)

АДАПТИВНЫЙ СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕЗУЛЬТАТОВ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА МЕТЕОВЕЛИЧИН ОПЕРАТИВНЫМИ ЧИСЛЕННЫМИ СХЕМАМИ

Очевидным путем дальнейшего совершенствования прогноза погоды представляется совместное использование статистически

гидродинамических методов для прогноза метеовеличин и явлений погоды (в том числе и опасных явлений погоды — ОЯП), одним из аспектов которого является статистическая интерпретация результатов гидродинамического прогноза полей метеовеличин перативными численными схемами, в виде методов диагностических (ДСС) и прогностических синхронных связей (ПСС) [6, 7].

ростом объема выборки предвычисленных значений предикторов олжен расти их вес в процедурах статистической обработки, следовательно, и вес параметров статистических связей с предикантом, т. е. они должны постоянно адаптироваться к изменению бьема архивной выборки предвычисленных значений предикто- ов [8].

В данной постановке задачи в качестве параметров адаптации выступают весовые функции, отображающие с увеличением объ- ма выборки значений метеовеличин, предвычисленных с помощью гидродинамических схем, рост относительного влияния последних.

Уравнение регрессии с весовыми множителями имеет вид:

$$y = a_0 + \exp(-\varphi M/n) \sum_{i=1}^n a_i x_{f_i} + [1 - \exp(-\varphi M/k)] \sum_{m=1}^k b_m x_{p_m}, \quad (1)$$

де x_f — фактические значения предикторов; x_p — прогностические значения предикторов, предвычисленные оперативными численными схемами; $\langle a_i \rangle_n$ — коэффициенты регрессии для фактических значений предикторов; $\langle b_m \rangle_k$ — коэффициенты регрессии для про- ностических значений предикторов; M — объем выборки прогно- гических значений предикторов; φ — эмпирический параметр ада- тации, определяемый с помощью метода градиентного спуска.

Оптимальное значение φ рассчитывалось на каждом шаге увеличением объема архивной выборки прогностических значе- ний предикторов, причем выбор оптимального значения осуще- ствлялся в «окрестностях» $\varphi_{\text{опт}}$, полученного на предыдущем этапе вычислений при меньшем объеме выборки.

Предложенный алгоритм был реализован при прогнозе вероят- ости возникновения грозы на основе синхронных связей с факти- ескими и прогностическими значениями предикторов. Архивная выборка фактических значений предикторов включала 1224 случая а 1976—1982 гг. с данными радиозондирования атмосферы за 3 мск на ст. Долгопрудная для стандартных изобарических по- ерхностей — высота изобарической поверхности H_i , температура t_i , температура точки росы T_{a_i} , направление d_i и скорость ветра v_i ($i=850, 700, 500$ гПа), а также диагностические значения ско- остей упорядоченных вертикальных движений $\omega_{850}, \omega_{700}, \omega_{500}$, рас- считываемые квазигеострофической схемой Гидрометцентра СССР ГМЦ) [1].

Архивная выборка предвычисленных значений предикторов включала в себя 536 случаев предвычисления квазигеострофической схемой ГМЦ на 36 ч следующих метеовеличин:

1. ω_{850} , ω_{700} , ω_{500} — рассчитывались в схеме гидродинамическим методом;

2. T_{850} , T_{700} , T_{500} } снимались с карт после расчетов
 3. $T_{d_{850}}$, $T_{d_{700}}$, $T_{d_{500}}$ } по модели траекторий.

Отбор информативных предикторов производился с помощью процедуры просеивания по величине коэффициента множественной корреляции, а оценка точности прогнозов — по значению показателя Брайера P_{BR} [6]. Статистический анализ значимости корреляционных связей с предиктантом [4] позволил выделить в качестве информативных следующие предикторы, полученные по фактическим значениям метеовеличин — T_{850} , $\Delta T = T_{850} + T_{d_{350}} - T_{d_{700}}$

и $\sum_{i=1}^3 \omega_i$ ($i=850, 700$ и 500 гПа).

В табл. 1 приведены некоторые результаты оценки точности прогнозов вероятности возникновения грозы на основе синхронных связей с фактическими и прогностическими значениями предикторов по данным экзаменационной выборки при увеличении объема выборки прогностических значений предикторов от 0 до 700 ситуаций. Расчеты производились при $\Phi_{\text{опт}} = 1 \times 10^{-5}$.

Таблица

Результаты оценки точности прогнозов вероятности возникновения грозы

Исходные предикторы		Объем выборки прогностических предикторов							
Фактические	Прогностические	0	100	200	300	400	500	600	700
$T_{850}, \Delta T_{d_{700}}, \sum_{i=1}^3 \omega_i$	$T_{d_{700}}, \Delta T \left \begin{matrix} 700 \\ 850 \end{matrix} \right.$	0,46	0,45	0,44	0,44	0,43	0,43	0,43	0,43
$T_{850}, T_{d_{700}}, \sum_{i=1}^3 \omega_i$	$\Delta T \left \begin{matrix} 700 \\ 850 \end{matrix} \right. \\ \sum_{i=1}^3 (T - T_{d_i})$	0,44	0,43	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42

Анализ результатов численных экспериментов показывает, что повышение точности прогнозов за счет включения в уравнение регрессии предвычисленных на 36 ч предикторов с оптимальными весами составляет 5—10%, что обусловлено недостаточной

точностью предвычисления полей метеовеличин квазигеострофической схемой. «Насыщение» оценок точности прогнозов происходит при объеме выборки прогностических предикторов, включающих 100—400 случаев.

Для прогноза вероятности грозы с заблаговременностью более суток использовались значения метеовеличин, предвычисленные квазигеострофической схемой и схемой «Регион» [2] на 24 ч, определение параметров статистических связей между предикантом и предикторами осуществлялось с помощью фактических синхронных связей.

Исходный перечень включал предикторы, определяемые с помощью метеовеличин, предвычисленных квазигеострофической схемой прогноза с заблаговременностью 24 ч, за 1980—1982 гг. (436 случаев):

1. T_{850} , $T_{a_{850}}$, T_{700} , $T_{a_{700}}$, T_{500} , $T_{a_{500}}$ — температура и температура точки росы на изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа;

2. $\sum_{i=1}^3 (T - T_d)_i$ — сумма дефицитов точки росы;

3. $\sum_{i=1}^3 w_i$ ($i=850, 700, 500$ гПа) — сумма скоростей упорядоченных вертикальных движений.

4. Критерий Вайтинга — K_B , критерий Фадеева — K_F , TT — индекс-показатель неустойчивости атмосферы.

Кроме того, в исходный перечень вошли следующие метеовеличины, предвычисленные с помощью неадиабатической региональной схемы «Регион» за 1980—1982 гг. (всего 436 случаев):

1. C_{850} , C_{700} , C_{500} , d_{850} , d_{700} , d_{850} — направление и скорость геоклострофического ветра на 850, 700 и 500 гПа;

2. $C_{x_{850}}$, $C_{y_{850}}$, $C_{x_{700}}$, $C_{y_{700}}$, $C_{x_{500}}$, $C_{y_{500}}$ — зональные меридиональные составляющие скорости геоклострофического ветра;

3. $\left| \frac{\Delta c}{\Delta z} \right|_{850}^{500}$, $\left| \frac{\Delta c}{\Delta z} \right|_{850}^{700}$, $\left| \frac{\Delta c}{\Delta z} \right|_{850}^{500}$ — вертикальные градиенты

скорости ветра (сдвиги ветра);

4. $\left| \frac{\Delta T}{\Delta z} \right|_{850}^{500}$, $\left| \frac{\Delta T}{\Delta z} \right|_{850}^{700}$, $\left| \frac{\Delta T}{\Delta z} \right|_{700}^{500}$ — вертикальные градиенты

температуры;

5. L , K_B — индексы неустойчивости атмосферы, предложенные Тванидзе и Вайтингом.

В табл. 2 приведены результаты оценки точности прогнозов вероятности возникновения грозы по уравнениям регрессии, построенными в соответствии с концепцией ДСС (по данным независимой выборки).

Оценка точности прогнозов вероятности возникновения грозы

Предикторы	Показатель Брайера
$\sum_{i=1}^3 c_i, c_{y_{850}}, \sum_{i=1}^3 w_i, T_{850}, T_{d_{700}}, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,443
$T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, c_{y_{850}}, T_{d_{700}}, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,439
$T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, c_{x_{700}}, T_{d_{700}}$	0,443
$T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}, T_{d_{700}}$	0,427
$T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, \Delta T_{d_{700}}, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,436

Анализ уравнений показывает, что включение в регрессионную схему предикторов, характеризующих поле ветра (зональные и меридиональные составляющие скорости ветра, сумма скоростей ветра на изобарических поверхностях), приводит к повышению точности прогнозов вероятности возникновения грозы, полученных по соответствующим уравнениям регрессии, в среднем на 6—9% по значению показателя Брайера. Кроме того, успешность прогноза была подтверждена тем, что им соответствующие значения показателя Брайера были на 12—15% меньше, чем для климатологического прогноза.

Отметим, что проверка выборок фактических и предвычисленных значений предикторов, используемых для построения уравнений регрессии, показала их стационарность [4]. С другой стороны, известно, что учет развития конкретной синоптической ситуации повышает успешность прогноза ОЯП. Поэтому представляет интерес построить алгоритм прогноза на основе ДСС с учетом особенностей развития синоптических процессов в предшествующие дни прогноза сроки, сравнимые с продолжительностью естественного синоптического периода.

В соответствии с алгоритмом прогноза, уравнение регрессии по выборке фактических значений предикторов ищем в виде

$$Y_{\langle p \rangle}^T = X_{[p, n]} \cdot A_{\langle n \rangle}^T + \theta_{\langle p \rangle}^T, \quad (2)$$

где $X_{[p, n]} = \|x_{ij}\|_{p, n}^n$, $i = \overline{1, p}$, $j = \overline{1, n}$ — матрица фактических значений предикторов;

$A_{<n>}^T$ — вектор коэффициентов регрессии, определяемой по выборке фактических значений предикторов;

$Y_{<p>}^T$ — вектор — предиктант;

$\theta_{<p>}^T$ — вектор ошибок аппроксимации.

Оценки коэффициентов регрессии определяются из условия минимума квадрата суммарной ошибки между фактическими значениями и статистической оценкой предиктанта:

$$\theta_{<p>}^T \theta_{<p>} = (Y_{<p>}^T - X_{[p, n]} \tilde{A}_{<n>}^T)^T (Y_{<p>}^T - X_{[p, n]} \tilde{A}_{<n>}^T). \quad (3)$$

Пусть мы сформировали выборку предвычисленных значений предикторов, достаточную для замыкания системы уравнений,

$$Y_{<k>}^T = X_{p [k, n]} \cdot A_{<n>}^T, \quad (4)$$

где $X_{p [k, n]} = \|x_{pij}\|_k^n$, $i = \overline{1, k}$, $p = \overline{1, n}$ — матрицы предвычисленных значений предикторов.

Тогда задачу адаптации коэффициентов регрессии, определенных по выборке фактических значений предикторов, к соответствующим предвычисленным их значениям, можно сформулировать как математическую задачу нахождения оптимальных значений коэффициентов регрессии (3) при совместных линейных ограничениях (4), решаемую с помощью метода неопределенных множителей Лагранжа, по одному множителю на каждое ограничение [2].

В соответствии с [2], вместо условного минимума $\theta_{<p>}^T \theta_{<p>}^T$ цем безусловный минимум τ

$$\tau = \theta_{<p>}^T \theta_{<p>} + (A_{<n>} \cdot X_{p [n, k]}^T - Y_{<k>}^T) \lambda_{<k>}^T. \quad (5)$$

Тогда оптимальные значения коэффициентов регрессии и множителей Лагранжа находим как решения системы уравнений (4) системы нормальных уравнений

$$\frac{\partial \tau}{\partial A_{<n>}} = 0:$$

$$X_{p [k, n]} \cdot A_{<n>}^T - Y_{<k>}^T = 0,$$

$$-2X_{[n, p]}^T \cdot Y_{<p>}^T + 2X_{[n, p]}^T \cdot X_{[p, n]} \cdot A_{<n>}^T + X_{p [n, k]}^T \cdot \lambda_{<k>}^T = 0. \quad (6)$$

При отсутствии представительной архивной выборки априорно оценить информативность предвычисленных значений предикторов не представляется возможным. В связи с этим численные эксперименты производились не только для предикторов, вошедших в «лучшее» уравнение регрессии для прогноза вероятности возникновения грозы на основе статистических связей с фактиче-

скими значениями предикторов, но и для других информативных предикторов из исходного перечня. Сравнение точности прогноза вероятности возникновения грозы в соответствии с адаптивным алгоритмом производилось с точностью прогнозов, разработанный по тем же независимым данным, по уравнениям регрессии, построенным на основе концепции диагностических синхронных связей.

В табл. 3 приведены результаты прогноза вероятности возникновения грозы в соответствии с разработанным алгоритмом для различных фактических и прогностических значений предикторов при возрастании значения S — числа включений в вычислительную процедуру выборок предвычисленных значений предикторов, достаточных для замыкания системы линейных алгебраических уравнений. В числителе представлены значения показателя Брайера a в знаменателе — снижение в процентах величины показателя Брайера от использования прогнозов в соответствии с разработанным алгоритмом по сравнению с показателем от использования прогнозов вероятности возникновения грозы, полученным по уравнению регрессии с ДСС.

Таблица

Оценка точности прогнозов вероятности возникновения грозы

Предикторы	S — число включений						
	1	3	5	7	9	11	13
$c_{y_{850}}, T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, T_{d_{700}} \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	$\frac{0,513}{9}$	$\frac{0,481}{7}$	$\frac{0,413}{12}$	$\frac{0,416}{18}$	$\frac{0,301}{10}$	$\frac{0,211}{3}$	$\frac{0,22}{0}$
$T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, \Delta T_{d_{700}}, c_{x_{700}}$	$\frac{0,348}{2}$	$\frac{0,284}{7}$	$\frac{0,375}{15}$	$\frac{0,401}{19}$	$\frac{0,090}{6}$	$\frac{0,105}{2}$	$\frac{0,21}{1}$
$T_{850}, \sum_{i=1}^3 w_i, T_{d_{700}}, c_{x_{700}}$	$\frac{0,281}{5}$	$\frac{0,308}{8}$	$\frac{0,402}{7}$	$\frac{0,403}{9}$	$\frac{0,094}{13}$	$\frac{0,096}{4}$	$\frac{0,11}{2}$

Проведенные численные эксперименты показали, что алгоритм прогноза успешно функционирует при включении в вычислительную процедуру 50—70 значений предвычисленных предикторов.

При наличии представительной выборки предвычисленных с помощью отличительных численных схем метеовеличин прогноз грозы осуществляется с помощью ПСС. Исходный перечень предвычисленных (на 24 ч) значений предикторов, отобранных для прогноза вероятности возникновения грозы на основе ПСС, включал в себя более 30 метеовеличин. Нулевая гипотеза о значимости кор-

ляционной связи с предиктантом была принята при 5% уровне значимости для следующих предикторов, характеризующих поля ртикальных движений воздуха, ветра, неустойчивость и влагонпас атмосферы: $\sum_{i=1}^3 w_i$, $\sum_{i=1}^3 c_i$, $\left| \frac{\Delta T}{\Delta z} \right|_{850}^{500}$, $\Delta T_{d_{590}}$. В табл. 4 приведены оценки точности прогноза вероятности возникновения озы в соответствии с ПСС, полученные по данным независимой ыборки (136 случаев).

В целом прогноз вероятности возникновения грозы с заблаговременностью более суток по ПСС оказался лучше, чем по ДСС. а одной и той же выборке оценки точности прогнозов по «лучшему» уравнению регрессии с ПСС оказались на 5—10% лучше, чем оценки точности прогнозов по уравнению регрессии с ДСС.

Перечисленные подходы образуют единую методику статистического прогноза вероятности возникновения грозы с заблаговременностью до суток и более на различных этапах архивации предчисленных (на 24 и 36 ч) значений предикторов. Численные эксперименты показали возможность оперативного применения предложенных методов к вероятностному прогнозу грозы, кучевождевой облачности и скорости ветра.

Таблица 4

Оценка точности прогнозов вероятности возникновения грозы

Предикторы в уравнениях регрессии	Показатель Брайера
$\sum_{i=1}^3 w_i, T_{d_{700}}, c_{x_{700}}$	0,433
$\sum_{i=1}^3 w_i, T_{d_{700}}, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,445
$T_{d_{700}}, c_{x_{700}}, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,425
$T_{d_{700}}, c_{x_{700}}, \sum_{i=1}^3 c_i, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,417
$\sum_{i=1}^3 c_i, T_{d_{700}}, c_{x_{700}}, \left \frac{\Delta T}{\Delta z} \right _{850}^{700}$	0,455

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов С. Л. Многоуровневые квазигеострофические модели прогноза. — В кн.: Лекции по численным методам краткосрочного прогноза погоды. — Л., Гидрометеоздат, 1969, с. 294—316.

2. Кричак С. О. Неадиабатическая модель атмосферы по полным уравнениям для прогноза метеозлементов над Европой. — Метеорология и гидрология, 1981, № 7, с. 18—26.

3. Поллард Дж. Справочник по вычислительным методам статистики. — М.: Финансы и статистика, 1982. — 344 с.

4. Прикладная статистика. Основы моделирования и первичная обработка данных / С. А. Айвазян, И. С. Енюков, Л. Д. Мешалкин. — М.: Финансы и статистика, 1983. — 471 с.

5. Себер Дж. Линейный регрессивный анализ. — М.: Мир, 1982. — 480 с.

6. Система объективного краткосрочного прогноза явлений и элементов погоды в США / А. И. Снитковский, Д. М. Сонечкин, М. С. Фукс Рабинович, Н. С. Шеповалова. — Обнинск, 1978. — 55 с.

7. Снитковский А. И. Краткосрочный прогноз температуры воздуха, обложных осадков и ветра на основании прогностических карт давления. — Метеорология и гидрология, 1979, № 9, с. 5—16.

8. Черный В. В. Использование адаптивных алгоритмов в задачах динамико-статистического прогноза. — В сб.: Метеорологические прогнозы / ЛГМИ. — Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 126—131.

УДК 551.509.313/314

Р. П. РЕПИНСКАЯ (ЛГМИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ КОРРЕКЦИИ ПРОГНОЗОВ ВЕТРА НА УРОВНЕ 850 ГП

В настоящее время прогноз макромасштабных полей основных метеорологических величин осуществляется с помощью моделей по полным уравнениям динамики, как правило, в σ -системе координат [1], позволяющей поставить корректные условия у нижней кинематической границы атмосферы и тем самым точно учесть динамическое влияние подстилающей поверхности на воздушные течения. Однако и на выходе таких моделей прогноз распределения метеовеличин в планетарном пограничном слое (ППС), необходимых для предвычисления собственно погоды, все еще неудовлетворителен. Причины заключаются в недостаточно корректной параметризации процессов подсеточного масштаба, протекающих в ППС (например, турбулентного тепло- и влагообмена с подстилающей поверхностью и турбулентной вязкости) и в вышележащих слоях воздуха; малом пространственном разрешении конечно-разностных аппроксимаций дифференциальных уравнений моделей; частом отсутствии данных наблюдений за ветром и крупных ошибках, содержащихся в этих данных. Не преодолены также некоторые трудности математического характера, связанные с инте-

ированием нелинейных уравнений динамики приближенными методами. Разработки моделей, предусматривающих, наряду с расчетом полей основных метеовеличин, прогноз локальной погоды, еще не привели к ожидаемым результатам. Поэтому статистическая корректировка продукции моделей и интерпретации ее в терминах локальной погоды является важной задачей метеорологического прогнозирования в настоящее время и на ближайшие годы.

Указанные вопросы разрабатываются уже давно, и существует много вариантов корректировки и интерпретации результатов моделей. Систематическое использование архивов продукции моделей было впервые предложено М. И. Юдиным еще в начале 60-х годов и реализовано затем в задаче учета групповых ошибок численных прогнозов с целью уточнения последних [17]. Аналогичная задача решается, например, и в работе [18], однако здесь процедура коррекции разработана с учетом эмпирически выявленных связей в каждом узле сеточной области между предвычисленными значениями приземного давления и OT_{1000}^{500} , и ошибками прогнозов. В дальнейшем на основе использования таких архивов был разработан метод обучающих статистик моделей (МОС) [11, 16, 20, 21]. Суть его заключается в объективном преобразовании методами статистики оперативной метеорологической информации, представленной результатами моделей (предикторами) фактическими значениями метеовеличин (предиктантами), в прогноз элементов локальной погоды. Концепция МОС может использоваться как для корректировки численных прогнозов (т. е. величин, предвычисляемых моделью [11, 13, 16, 18]), так и для прогноза величин и явлений погоды, которые не могут быть прямо вычислены динамическими методами (например, балл и высота облачности; факт, количество и вид осадков; экстремальные температуры воздуха; опасные метеорологические явления; видимость и др. [11, 14, 15, 21]). Так, в рамках фильтрованных моделей ветер может вычисляться в геострофическом приближении. В этом случае речь идет о статистической корректировке таких прогнозов. Что касается приземного ветра, то гидродинамические соотношения из теории ППС обычно не применяются, поэтому целесообразно использовать метод обучающих статистик моделей. Важно подчеркнуть, что концепция МОС позволяет осуществлять синтез гидродинамических предикторов из различных моделей. Например, в автоматизированной системе локальных прогнозов, разработанной в США [16, 20], статистической интерпретации подвергаются результаты шестировенной модели Шумана — Хорнмейла [22] и модели трехмерных траекторий Рипа [16]. Длительные испытания, проведенные В. Клейном [20], показали, что метод обучающих статистик моделей дает значительно лучшие оценки предиктантов (приблизительно на 12%), чем метод «идеального прогноза», основанный на использовании диагностических

синхронных связей. Поэтому в последние годы МОС-интерпретация продукции моделей занимает ведущее место в методах прогноза погоды на средние сроки за рубежом и у нас в стране [4]. Широко используется этот метод и для краткосрочного прогноза различных метеовеличин и явлений погоды [5, 11—16, 19—21]. Очевидно, что успешность МОС-прогнозов зависит, в первую очередь, от качества модели (способов параметризации процессов по сеточному масштабу, методов интегрирования нелинейных уравнений динамики, многообразия прогнозируемых полей), а также от качества данных наблюдений и их объективного анализа; объема выборки результатов модели; физического содержания эвристической совокупности предикторов и способности модуля селекции выбирать наиболее информативные из них; вида статистического оператора, преобразующего информацию, получаемую на выходе модели (вектор-предиктор), в прогноз элементов локальной погоды.

В данном исследовании, являющемся логическим продолжением работ [12, 13], рассматривается задача коррекции прогнозов ветра на уровне 850 гПа с суточным упреждением на выходе нефилтрованной модели «Синтез», оперативно применяемой в ГМ СССР [2]. С известным приближением названный уровень можно рассматривать как верхнюю границу ППС. Решение задачи осуществляется на шахматной сетке точек, покрывающей ЕТС. Основная и вложенная сетки расчетной области содержат по 8×9 узлов (см., например, [12]). Исходными данными послужили полученные из ГМЦ СССР прогностические поля приземного давления и геопотенциала H_{850} и H_{700} (дополнительно вычислялся геопотенциал H_{1000}) с суточным упреждением и фактические поля H_{850} за 03 часа по Гринвичу, представляющие собой результаты объективного анализа данных наблюдений за геопотенциалом на шахматную сетку, за ноябрь — декабрь 1980 г. и январь 1981 г. Массивы прогностических полей за 38 дней использовались для расчета значений виртуальных предикторов и построения уравнений регрессии.

Известно [1], что в нижних слоях атмосферы фактически ветер обычно заметно отличается от предвычисленного на основании прогноза крупномасштабных процессов (особенно в условиях сложной орOGRAPHии) вследствие мощного термодинамического воздействия подстилающей поверхности на воздушные течения. Поэтому результаты макромасштабного прогноза, полученные на выходе модели, нуждаются в детализации и уточнении для конкретных пунктов и узлов сеточной области. За счет чего может быть скорректирован ветер на выходе модели? Прежде всего за счет того, что любая даже самая совершенная модель не является полностью адекватной реальной атмосфере, что естественно сказывается на качестве прогнозов. В частности, фактическая скорость ветра зависит от многих причин и не все из них могут быть учтены в уравнениях модели. Так, например, в уравнениях дина-

ки, используемых в базовой модели «Синтез» [2], не учитывается турбулентная вязкость, действующая в ППС, и другие факторы, ответственные за местные условия погоды. Поэтому можно считать, что учет таких факторов в системе гидродинамических предикторов обеспечит уточнение прогнозов ветра на выходе модели с помощью МОС-концепции. Заметим, что гидродинамическими предикторами могут служить характеристики, непосредственно предвычисляемые моделью, либо рассчитываемые по результатам численного прогноза. Последние будут представлять собой трансформированные гидродинамические предикторы.

Кратко рассмотрим физические соображения, на основании которых в нашей задаче определяется перечень виртуальных предикторов.

Учитывая, что основной силой, вызывающей движение воздуха, является сила барического градиента, и принимая во внимание влияние стратификации на процессы, протекающие в ППС, можно представить зависимость скорости ветра в общем виде [3]:

$$V = f \left(\frac{\partial p}{\partial n}, \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial n} \right), \gamma, k, \alpha \right),$$

где $\frac{\partial p}{\partial n}$ и $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial n} \right)$ — горизонтальный и изаллобарический гра-

диенты давления соответственно; γ — характеристика температурной стратификации в ППС; k — коэффициент, описывающий влияние турбулентности; α — коэффициент, учитывающий влияние местных условий и дополнительных факторов.

Первым приближением к фактической скорости является скорость геострофического ветра V_g , отражающая только влияние градиента давления, который вблизи земной поверхности уравновешивается силой трения. С увеличением высоты последняя уменьшается, а V резко возрастает; одновременно увеличивается кориолисова сила, направление ветра приближается к изобаре, а скорость стремится к V_g . Динамическое влияние подстилающей поверхности проявляется в слое до 1,5—2 км, выше изменения ветра велики и зависят в основном от $\frac{\partial p}{\partial n}$. Характер вертикального

распределения V между подстилающей поверхностью и верхней границей ППС в значительной мере определяется турбулентностью, вызывающей обмен количеством движения между различными слоями воздуха и сглаживающей профиль ветра. При определенных условиях может наблюдаться вертикальный обмен в больших масштабах, главной причиной которого является адвекция температуры по высотам, способствующая увеличению неустойчивости.

Существенное влияние на скорость ветра в ППС оказывает однородность физических свойств подстилающей поверхности, взаимодействующей с воздушной массой (ВМ) [3]. В процессе

тепло- и влагообмена в ВМ устанавливается определенное распределение метеовеличин. При перемещении ВМ на подстилающую поверхность с другими свойствами в ней происходит изменение температуры, влажности и ветра.

Суточные колебания V и интенсивности турбулентного перемешивания обусловлены суточными колебаниями потоков солнечной радиации. Днем турбулентный обмен и взаимодействие между нижней и нижних слоев усиливается вследствие увеличения термической неустойчивости. Поэтому днем V возрастает в нижних слоях и в верхних убывает по сравнению со скоростью ночью. Амплитуда суточного хода скорости ветра может достигать 1—3 м/с [

Таким образом, в задачах корректировки численных прогнозов полей движения в нижней тропосфере и в ППС необходимо учитывать прежде всего характер вертикальных движений, с которыми связано перемешивание, так как при восходящих движениях ветер внизу усиливается, а при нисходящих обычно формируются задерживающие слои и ветер ослаблен. Эти особенности говорят о том, что нужно учитывать характеристики турбулентности, сдвига ветра с высотой, а также адвекцию температуры, стратификацию атмосферы, сильный суточный ход ветра (особенно сильный у земли и ослабленный на уровне 850 гПа) и другие. В частности, в нашей задаче суточный ход ветра учитывается тем, что исходные выборки результатов модели и значений предиктанта формируются за один срок, то есть на одной фазе суточного хода. Важно помнить, что, наряду с названными характеристиками в системе виртуальных признаков должны фигурировать величины, которые непосредственно прогнозируются или вычисляются по результатам модели и имеют смысл ветра. Если нет возможности использовать весь ветер, то нужно учитывать вертикальные скорости, возникающие при обтекании рельефа, и фрикционные вертикальные скорости на верхней границе ППС, обусловленные действием турбулентной вязкости и пропорциональные лапласиану приземного давления (по А. Ф. Дюбюку) [8].

Опираясь на изложенные соображения и выводы гидродинамической теории, мы включили в состав виртуальных гидродинамических предикторов следующие дифференциальные характеристики описывающие состояние атмосферы на выходе модели:

$$u_{g_k} = -\frac{g}{l} \frac{\partial H_k}{\partial y}, \quad v_{g_k} = \frac{g}{l} \frac{\partial H_k}{\partial x}$$

— компоненты геострофического ветра на изобарических поверхностях 1000, 850 и 700 гПа;

$$\Omega_k = \frac{g}{l} \nabla^2 H_k$$

— относительная геострофическая завихренность воздуха на указанных уровнях;

$$\Delta V_{1000}^{850} = \sqrt{(u_g^2 + v_g^2)_{850}} - \sqrt{(u_g^2 + v_g^2)_{1000}}$$

$$\Delta V_{850}^{700} = \sqrt{(u_g^2 + v_g^2)_{700}} - \sqrt{(u_g^2 + v_g^2)_{850}}$$

— сдвиги ветра в слоях 1000—850 и 850—700 гПа;

$$A_{\bar{T}} = - \left(u_{g850} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + v_{g850} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right)$$

— адвекция средней температуры воздуха в слое 1000—700 гПа геострофическим потоком на уровне 850 гПа;

$$w_z = \left(u_g \frac{\partial z}{\partial x} + v_g \frac{\partial z}{\partial y} \right)_{1000}$$

— вертикальная скорость, возникающая при обтекании неровностей рельефа подстилающей поверхности набегающим потоком идеальной жидкости (z — высота рельефа);

$$\Gamma = \frac{g}{l} \oint \left(\frac{\partial H}{\partial x} dy - \frac{\partial H}{\partial y} dx \right)_{700}$$

— циркуляция скорости вдоль замкнутого контура, ограничивающего область размером 3×3 узла на уровне 700 гПа;

$$A_p = - \left(u_{g1000} \frac{\partial p}{\partial x} + v_{g1000} \frac{\partial p}{\partial y} \right)$$

— адвективные изменения приземного давления;

$$\begin{aligned} \gamma &= - \frac{\partial T}{\partial \zeta} / \frac{\partial H}{\partial \zeta} = - \frac{T_{925} - T_{775}}{H_{925} - H_{775}} = \\ &= \frac{0,211 (H_{850} - H_{1000}) - 0,177 (H_{700} - H_{850})}{H_{925} - H_{775}} \end{aligned}$$

— параметр, учитывающий характер стратификации в слое 000—700 гПа, в котором значения температуры на уровнях 925 и 775 гПа получаются по уравнению статики, примененному слоям 1000—850 и 850—700 гПа;

$\zeta = p/1000$ — безразмерная вертикальная координата.

Конечно-разностная аппроксимация дифференциальных форм предикторов осуществлялась (применительно к квадратной сетке точек) с помощью следующих сеточных аналогов [9]:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{1}{12\Delta s} (f_{i-2,j} - 8f_{i-1,j} + 8f_{i+1,j} - f_{i+2,j}),$$

$$\frac{\partial f}{\partial y} = \frac{1}{12\Delta s} (f_{i,j-2} - 8f_{i,j-1} + 8f_{i,j+1} - f_{i,j+2}),$$

$$\nabla^2 f = \frac{1}{12(\Delta s)^2} [16(f_{i+1,j} + f_{i-1,j} + f_{i,j+1} + f_{i,j-1}) - 60f_{i,j} - (f_{i+2,j} + f_{i-2,j} + f_{i,j+2} + f_{i,j-2})],$$

где $\Delta s = 300$ км — шаг сетки. Значения исходных функций (p , H_{1000} , H_{850} , H_{700}) в промежуточных узлах получались путем интерполяции.

Отбор наиболее информативных предикторов для обоих предиктантов (составляющих фактического геострофического ветра u и v_{ϕ} на уровне 850 гПа) в каждом расчетном узле сетки осуществлялся в двух вариантах: методом просеивания с ортогонализацией (МПО) [6] с целью исключения дублирующей информации и поиска на каждом шаге отбора такого предиктора, который несет максимум новой информации о предиктанте; методом случайного поиска с адаптацией (СПА) [7], представляющим собой усовершенствование метода Монте-Карло, когда искомого совокупности оптимальных предикторов генерируется с помощью датчика случайных чисел, а вероятность выбора каждого предсказателя из исходного множества предикторов уточняется с учетом оценки информативности испытанного подмножества.

Уравнения коррекции строились на основе метода множественной линейной регрессии [1], в рамках которого решение системы нормальных уравнений осуществлялось методом исключения с выбором главного элемента по столбцу [10].

Оценка точности прогностических соотношений производилась с помощью сводного коэффициента корреляции и относительно ошибки вычисления предиктантов [6], что позволило построить «оптимальные» уравнения коррекции численных прогнозов геострофического ветра на выходе базовой модели.

Отметим, что содержание вектора-предиктора в «оптимальных» уравнениях регрессии заметно меняется при переходе от одного узла сеточной области к другому, что объясняется влиянием местных физико-географических условий и особенностями атмосферных процессов над различными районами ЕТС. В состав наиболее информативных предикторов чаще всего выбираются следующие характеристики:

$$u_{850}, \Delta V_{1000}^{850}, \Omega_{1000}, v_{850}, \Delta V_{850}^{1000}, A_{\bar{T}}, \gamma, \omega_z.$$

Апробация полученных уравнений регрессии выполнена на экзаменационной выборке (14 случаев). Значения параметров оценки качества прогнозов компонентов ветра, осредненные по сем расчетным узлам сеточной области и по всему объему экзаменационной выборки приведены в таблице, в которой использованы общепринятые обозначения [1]: δ — средняя абсолютная ошибка; σ — средняя квадратическая ошибка;

Оценка качества МОС-прогнозов ветра на уровне 850 гПа

Предиктант	Параметры оценки				
	δ	σ	c	$c_{\text{ф}}$	α
$u_{\text{ф}}$	$\frac{2,2}{1,8}$	$\frac{2,7}{2,3}$	—	—	—
$v_{\text{ф}}$	$\frac{2,3}{2,0}$	$\frac{2,9}{2,5}$	—	—	—
$V_{\text{ф}}$	—	—	$\frac{3}{2}$	9	$\frac{0,33}{0,22}$

— средний модуль векторной разности между прогностическим фактическим ветром; $c_{\text{ф}}$ — средняя скорость фактического ветра по модулю; $\alpha = \frac{c}{c_{\text{ф}}}$. В числителе и знаменателе фигурируют значения

названных параметров при минимизации пространства виртуальных предикторов методами МПО и СПА соответственно. оценки всех характеристик успешности свидетельствуют о вполне удовлетворительном качестве прогнозов на независимом материале возможности использования изложенной методики в оперативной работе.

Сопоставление уравнений регрессии, полученных на основе использования двух решающих правил отбора значимых статистических связей (информативных предикторов), позволяет сделать предварительный вывод о том, что метод СПА обеспечивает не только более компактный вид уравнений при заданной точности оценки предиктанта, но и лучшее качество интерпретации результатов базовой модели в терминах ветра.

Было выяснено также, что решение о выполнении процедуры МОС-коррекции численных прогнозов ветра или отказе от нее не является однозначным. Так, названная процедура дает положительный эффект в 92,1% случаев зависимой и лишь в 78,6% случаев экзаменационной выборки. Ситуации, для которых имело место ухудшение численного прогноза ветра, относятся, как правило (в 83,3%), к случаям значительной фактической ($\Delta p \geq$

$\geq 5,6$ гПа/сутки) и прогностической ($\Delta p \geq 5,0$ гПа/сутки) изменчивостью приземного давления. Указанный факт может быть учтен в байесовском правиле с помощью специального эмпирического критерия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. Н. Практические методы численного прогноза погоды. Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 392 с.
2. Оперативная модель численного прогноза метеоэлементов по северному полушарию / С. Л. Белоусов, Л. В. Беркович, С. О. Кричак и др. Труды Гидрометцентра СССР, вып. 212, 1978, с. 3—13.
3. Динамическая метеорология. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 607 с.
4. Васильев П. П. Прогноз температуры на 5 суток, детализированный по дням. — Метеорология и гидрология, 1985, № 1, с. 5—14.
5. Воробьев В. И., Репинская Р. П. Об использовании результатов численных схем для прогноза локальной погоды. Всб.: Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства / ЛГМИ.— Л., изд. ЛПИ, 1977, с. 23—31.
6. Добрышман Е. М., Тагаймурадов Ю. Т. Использование метода просеивания для анализа и прогноза поля геопотенциала над Средней Азией при холодных вторжениях. — Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 39, с. 84—111.
7. Загоруйко Н. Г. Методы распознавания и их применение. — Л.: Советское радио, 1972. — 206 с.
8. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 711 с.
9. Иенсен Д., Страуд Дж. Точность конечно-разностных аналогов простых дифференциальных операторов. В сб.: Труды 2-го Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. — Л., Гидрометеоздат, 1977, с. 361—370.
10. Крылов В. И., Бобков В. В., Монастырский П. И. Вычислительные методы, т. 1. — М.: Наука, 1976. — 302 с.
11. Об интерпретации численных прогнозов для целей локального прогнозирования погоды. — Экспресс-информация ВНИИГМИ—МЦД. Метеорология, 1977, вып. 1(48), с. 20—35.
12. Репинская Р. П. Статистическая коррекция численных прогнозов. В сб.: Прогноз погоды / ЛГМИ. — Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 36—41.
13. Репинская Р. П. Опыт статистической коррекции численных прогнозов приземного давления. — Метеорология и гидрология, 1984, № 1, с. 13—19.
14. Снитковский А. И. Краткосрочный прогноз температуры воздуха, обложных осадков и ветра на основании прогностических карт давления. Метеорология и гидрология, 1979, № 9, с. 5—15.
15. Снитковский А. И. К прогнозу температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 14—26.
16. Система объективного краткосрочного прогноза явлений и элементов погоды в США. Обзор. Сер. Метеорология / А. И. Снитковский, Д. М. Снечкин, М. С. Фукс-Рабинович, Н. С. Шаповалова. — Обнинский Информационный центр, 1978. — 55 с.
17. Юдин М. И., Кудашкин Г. Д. Учет групповых ошибок численных прогнозов как средство повышения их точности. В сб.: Труды 2-го Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. — Л., Гидрометеоздат, 1971, с. 141—143.

18. Bennet A. F., Leslime L. M. Statistical correction of dynamical prognoses: the decision problem. — Mon. Weather Rev., 1983, 111, N 2, p. 343—352.
19. Godfrey R. A. An application of model output statistics to the development of a local mind regime forecast procedure. — J. Appl. Meteorol., 1982, 21, 12, p. 1786—1791.
20. Klein W. H. Application of statistical weather forecasting to different time scales. — Publ. Zentralanst. Meteorol. und Geodyn. Wien, 1981, N 253, 159—162.
21. Klein W. H. Statistical weather forecasting on different time scales. — Ill. Amer. Meteorol. Soc., 1982, 63, N 2, p. 170—177.
22. Shuman F. G., Hovermale J. B. An operational six layer primitive equations model. — J. Appl. Meteorol., 1968, vol. 7, N 4, p. 525—547.

ДК 551.509

И. А. БАУМАН (ЛГМИ)

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ С БОЛЬШОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ АНОМАЛИЙ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ДЛЯ РАЙОНОВ РЫБНОГО ПРОМЫСЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Для составления долгосрочных прогнозов температуры воздуха над Северной Атлантикой предложено несколько способов [4, 5, 8, 9 и др.]. Одни из этих способов опираются на учет взаимосвязи полей температуры поверхности воды и воздуха в отдельных районах Северной Атлантики, другие способы основаны на учете особенностей циркуляции атмосферы. Однако при всех достоинствах предложенных способов прогноза температуры воздуха все они имеют существенный недостаток — малую заблаговременность прогнозирования. Между тем, при долгосрочном прогнозе метеорологических условий для районов рыбного промысла Северной Атлантике большое значение имеет именно этот фактор. Поэтому нами все прогностические разработки первоначально проводились для трех барико-циркуляционных районов с учетом климатологических особенностей формирования средней месячной температуры воздуха в каждом календарном месяце [1, 2, 3].

В основу прогностической методики легло предположение, что формирование крупных положительных и отрицательных аномалий температуры воздуха для каждого календарного месяца в северо-западном, центральном и северо-восточном районах, располо-

женных к северу от 30° с. ш., определяется процессами в течении длительного периода, охватывающего 28 месяцев, что дало возможность учесть влияние двухлетней цикличности. Для оценки различий в характере циркуляции, предшествующей появлению крупных аномалий температуры воздуха противоположного знака использовалась типизация макропроцессов по Г. Я. Вангенгейму. Это позволило выявить так называемые «прогностические» месяцы. Такие характеристики, как число дней с формами циркуляции, суммы значений давления, снятые с интегральных кривых ежедневных аномалий давления в репрезентативных районах, аномалии температуры воздуха в 55 пунктах северного полушария «прогностических» месяцев в последующем связывались с формированием крупных аномалий в трех районах Северной Атлантики каждого календарного месяца и использовались в качестве предикторов для прогноза температуры воздуха в них [1, 2, 3]. Для северо-западного, центрального и северо-восточного районов Северной Атлантики было разработано три варианта использования предикторов для прогноза температуры воздуха. Большим достоинством каждого варианта прогнозирования является заблаговременность не менее шести месяцев и возможность их комплексного использования [1].

Использование этих вариантов предикторов на независимом ряде наблюдений, а для северо-восточного района Атлантики на основе составления опытных оперативных прогнозов аномалий средней месячной температуры воздуха привело к заключению, что наибольшей эффективностью обладают предикторы третьего варианта [1].

В целях расширения района прогнозирования от 30° до 10° с. ш. и совершенствования методики прогноза средней месячной температуры воздуха нами была привлечена типизация аномалий температуры воздуха, разработанная Е. А. Семенюк для Северной Атлантики [7].

Акватория Северной Атлантики между 80° и 10° с. ш. в наших исследованиях была разбита на 45 десятиградусных квадратов. Из них 31 квадрат находился в широтной зоне $80-30^\circ$ с. ш., а 14 — в широтной зоне $30-10^\circ$ с. ш.

Для оценки однородности случаев, вошедших в типизацию Е. А. Семенюк, и целесообразности ее использования для прогноза температуры воздуха нами были вычислены повторяемости положительного знака аномалий температуры воздуха для каждого из приведенных выше 45-ти десятиградусных квадрата. По этим данным отдельно для теплого и холодного полугодий были построены для каждого варианта типизации карты распределения повторяемости положительного знака термических аномалий на исследуемой акваторией океана.

Анализ карт повторяемости положительного знака аномалий температуры воздуха для десяти вариантов типизации обнаружил их существенные различия, отражающие особенности формирования

ия аномалий температуры воздуха каждого варианта. Однако в ряде вариантов типизации были выявлены некоторые черты сходства формирования аномалий температуры воздуха, что позволило объединить эти варианты в три группы. Так, к первой группе были отнесены I, V, VI, IX варианты. Во второй группе были объединены варианты II, III и IV. В третью группу вошли VII, VIII и X варианты типизации Е. А. Семенюк.

Во многих районах для большинства вариантов типизации на картах повторяемости положительного знака обнаруживаются проявления аномалий температуры воздуха с вероятностью 70 и более процентов, что указывает на возможность использования этих карт при составлении долгосрочных прогнозов. Однако использование типовых карт повторяемости положительного знака аномалий температуры воздуха в прогностических целях возможно лишь при условии успешного прогноза десяти вариантов типизации.

Поэтому нами были рассчитаны матрицы вероятностей перехода каждого варианта типизации в другие варианты с временным сдвигом от одного до 28 месяцев отдельно для теплого и холодного полугодий. В результате было получено большое число значимых указаний на вероятность перехода одних вариантов распределения аномалий температуры в другие с большой заблаговременностью [3]. Тем не менее успешный прогноз вариантов типизации не всегда гарантирует уверенный прогноз знака аномалий температуры воздуха во всех квадратах исследуемой акватории Северной Атлантики. Это, прежде всего, относится к квадратам, где вероятность появления положительных аномалий температуры воздуха колеблется в пределах 35—65%. Чтобы устранить этот недостаток нами была произведена оценка характера взаимосвязи знака аномалий температуры воздуха каждого квадрата со знаками аномалий температуры в других 44 квадратах для каждого из десяти вариантов.

Исследование показало, что характер сопряженности аномалий температуры воздуха соответствующих квадратов во многом определяется особенностями формирования термических аномалий каждого из десяти вариантов. Установленные различия в характере сопряженности аномалий температуры для десяти вариантов типизации для Северной Атлантики позволили выявить как диагностические признаки соответствующих типов, так и прогностические указания, которые были сведены в таблицы. Одновременно была исследована вероятность сохранения исходного знака аномалий температуры воздуха во всех 45 квадратах для всех десяти вариантов. Была выявлена тенденция сохранения знака аномалий температуры воздуха в течение двух-трех месяцев во многих квадратах, которая зависит, как от варианта, так и от исходного знака аномалий температуры воздуха. Наиболее полноречивая инерция в формировании последующего знака термических анома-

лий обнаруживается для I, IV, V вариантов типизации, что облегчает составление прогноза знака аномалий температуры в многих квадратах.

Рекомендации по использованию карт распределения повторяемости положительного знака аномалий температуры воздуха десяти вариантов типизации, характеристик сопряженности аномалий температуры воздуха в различных районах и характеристик инерционных связей при составлении долгосрочных прогнозов аномалий средних месячных температур воздуха с заблаговременностью 3—5 месяцев были опубликованы ранее [3].

В целях совершенствования синоптико-статистического способа прогноза аномалий средней месячной температуры воздуха, основанного на использовании особенностей циркуляции предшествующих их формированию, в 1984 г. была произведена оценка устойчивости предикторов во времени. Оценка эффективности ранее отобранных предикторов [1] проводилась на материалах опытного долгосрочного прогнозирования аномалий средней месячной температуры за 1975—1983 гг. раздельно для северо-западного, центрального и северо-восточного районов. Отметим, что опытные долгосрочные прогнозы аномалий температуры для северо-восточного района Атлантики составлялись в оперативных условиях [1]. Для всех трех районов при долгосрочном прогнозе температуры воздуха в качестве предикторов использовались аномалии температуры воздуха в 55 репрезентативных пунктах северного полушария в соответствующих «прогностических» месяцах [1]. Не имея возможности подробно останавливаться на результатах испытания предикторов за 1974—1983 гг., отметим, что эти результаты оказались неоднозначными как для отдельных районов, так и для календарных месяцев. Некоторые прогностические рекомендации оказались малоэффективными. Тем не менее, большая часть предикторов для прогноза температуры воздуха оказались устойчивыми во времени и, следовательно, их целесообразно использовать в дальнейшем при составлении прогнозов большой заблаговременности.

Изложенные выше результаты исследований особенности формирования термических аномалий и их взаимосвязи в 45-ти десятиградусных квадратах Северной Атлантики дают возможность прогнозировать с большой заблаговременностью не только температуру воздуха в каждом квадрате, но и варианты типизации аномалий средней месячной температуры воздуха [7].

В дальнейшем было решено прибегнуть к комплексному использованию ряда прогностических указаний. Основой для долгосрочного прогноза большой заблаговременности аномалий температуры воздуха являются пересмотренные предикторы, отражающие специфику 12 календарных месяцев и особенности макропроцессов на всем северном полушарии. Эти предикторы, устойчивость которых проверена на независимом ряде наблюдений за 1975—

983 г., позволяют составлять прогнозы знака аномалий температуры воздуха в 31 десятиградусных квадратах северо-западного, центрального и северо-восточного районах Северной Атлантики от 0° до 30° с.ш. Комплекс используемых прогностических связей для большинства календарных месяцев, как правило, дает возможность составлять прогнозы в каждом квадрате с заблаговременностью не менее 5—7 месяцев, в ряде календарных месяцев — заблаговременностью более года. Приемы такого предварительного прогноза были изложены в одной из статей [1], и мы на них становиваться не будем. Этот предварительный прогноз знака аномалий температуры воздуха в опорных и связанных с ними пунктах дает возможность получить представление о знаке аномалий средней месячной температуры воздуха в большинстве квадратов от 80° до 30° с.ш. Однако в ряде квадратов такой прогноз на основе основного способа составить невозможно (например, имеются одинаковое число указаний на положительные и отрицательные аномалии температур). В этом случае необходимо прогнозировать вариант типизации аномалий температуры воздуха Е. А. Семенюк. Для этого сопоставляются результаты предварительного прогноза знака аномалий температуры в квадратах к северу от 30° с.ш. с типовыми картами повторяемости положительного знака аномалий температуры воздуха десяти вариантов типизации, используя для этого прогнозируемый знак аномалий температуры в репрезентативных квадратах и соответствующие рекомендации. При этом дополнительно прибегают к типовым характеристикам сопряженности аномалий температуры воздуха. Полезно иметь в виду, что в этом случае характеристики сопряженности можно использовать только для квадратов 1—31, расположенных к северу от 30° с.ш., т. е. для квадратов, по которым составлялся предварительный прогноз температуры воздуха. При выборе прогнозируемых вариантов типизации целесообразно использовать «запретные» переходы типов друг в друга, которые заимствуются из матриц вероятностей переходов десяти вариантов типизации аномалий температуры воздуха для Северной Атлантики с временным сдвигом от 1 до 3-х месяцев.

Таким образом, карты повторяемости знака аномалий температуры воздуха и характеристики сопряженности аномалий температуры воздуха в 31 квадрате дают возможность спрогнозировать вариант типизации Е. А. Семенюк, знак аномалий температуры в квадратах, где трудно было дать прогноз знака аномалий основным способом и оценить достоверность прогноза в других прогнозируемых квадратах.

Существенным достоинством предлагаемой комплексной методики прогноза варианта типизации аномалий температуры воздуха является то, что десять вариантов этой типизации отражают реальные условия формирования аномалий температуры воздуха в Северной Атлантике от 80° с.ш. вплоть до экватора. Поэтому карты

повторяемости знаков аномалий температуры прогнозируемого варианта типизации с заблаговременностью 5—8 месяцев и более могут служить основой для прогноза знака аномалий с той же заблаговременностью в квадратах, расположенных к югу от 30° с.ш. В качестве дополнительного средства прогнозирования знака аномалий в квадратах низких широт являются характеристики сопряженности знака аномалий температуры квадратов, находящихся к югу от 30° с.ш. с квадратами, расположенными севернее. Прогноз знака аномалий температуры воздуха в этом случае сводится к следующему. Опираясь на прогнозируемый тип аномалий температуры в соответствующих таблицах для прогнозируемых квадратов, устанавливают характер связи знака аномалий температуры со знаком аномалий в квадратах высоких широт (к северу от 30° с.ш.). В зависимости от характера этой связи получают дополнительные указания на тот или иной знак аномалий в квадратах, расположенных к югу от 30° с.ш.

Эффективность предлагаемой методики прогнозирования аномалий температуры воздуха проверялась на материалах за 1980—1983 гг. только для прогноза вариантов типизации Е. А. Семенюк. Всего было составлено 48 прогнозов. Оценка успешности прогнозов вариантов проводилась путем сопоставления их с типами аномалий температуры воздуха, определенными по фактическим данным. В 41 (85%) случае наблюдалось соответствие прогнозируемых типов аномалий вариантам, определенным по данным фактических аномалий температуры. Ошибки в определении вариантов в пределах одной группы существенно не влияют на прогноз знака аномалий температуры воздуха в большинстве десятиградусных квадратов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бауман И. А. О прогнозе аномалий средней месячной температуры воздуха для районов Северной Атлантики синоптико-статистическим способом. — Труды ЛГМИ, 1976, вып. 60, с. 36—44.
2. Бауман И. А. Использование некоторых характеристик циркум-полярного вихря для прогноза аномалий температуры воздуха в северо-восточных районах Атлантики. Депонированная рукопись № 110 — В сб.: Вопросы анализа и прогноза погоды. Сер. «Метеорология и климатология». — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1981, вып. 9(117).
3. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и давления для северо-восточных районов Атлантики / Бауман И. А., Савичев А. И., Соболева Т. М., Карпусь О. В. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Л.: изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 57—65.
4. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 343 с.
5. Мерцалова Н. И., Педь Д. А. О прогнозе температуры воздуха над Северной Атлантикой. — Труды ГМЦ СССР, 1969, вып. 43, с. 105—119.
6. Савичев А. И. К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в июле. — Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 169—183.

7. Семенюк Е. А. Формирование аномалий температуры воздуха над северной Атлантикой. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 62, с. 3—57.

8. Marray R. Monthly mean temperature related to synoptic types over Britain specified by PSCM. — Met. Mag., 1972, vol. 101, p. 305—311.

9. Ratcliffe R. A. Meteorological office long-range forecasts. six years progress. — Met. Mag., vol. 99, p. 125—130.

ДК 551.509

А. Ю. БАСКИН, (ЛГМИ), А. Н. ЛЮБАРСКИЙ (ААНИИ)

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ВОЗДУШНЫХ ПЕРЕНОСОВ В ПРИАНТАРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Основные особенности климата антарктических районов, включая море Содружества, складываются под влиянием атмосферной циркуляции. Известно, что в этих районах преобладающими являются зональные процессы, в определенные периоды нарушаемые развитием меридиональных переносов и сопутствующим им формированием высотных ложбин и гребней. В настоящее время режим атмосферной циркуляции южного полушария освещен 20-летним рядом наблюдений. Из анализа этого ряда вытекает, что повторяемость зональной формы циркуляции Z резко возростала середины 60-х гг. до середины 70-х гг. Во второй половине 70-х гг. в начале 80-х гг. повторяемость формы Z резко уменьшилась, и преобладающими стали меридиональные процессы.

Для того, чтобы проследить развитие циркуляционных процессов в более отдаленном прошлом, нами был привлечен ряд наблюдений за индексом «южного колебания» (ЮК), имеющий период 125 лет (1850—1974 гг.). В многолетних изменениях этого индекса прослеживается хорошо выраженная тенденция к развитию квазидвухлетних колебаний. Однако при сглаживании ряда оператором Уиттекера выявляются долговременные квазипериодические колебания.

Достоинство оператора Уиттекера заключается в том, что он, в отличие от других, не уменьшает числа членов в сглаживаемых рядах и не задает априорно весов. Последние подбираются в процессе вычисления последовательных разностей и дальнейших дифференциальных преобразований. В то же время оператор позволяет значительно эффективнее, чем при равновесовой фильтрации и других методах сглаживания, выявить квазипериодическую составляющую.

Процесс сглаживания по Уиттекеру начинается с вычисления разностного ряда. Последний, аналогично исходному, содержит детерминированную и случайную составляющую, но соотношение их с изменением порядка разностей меняется. В соответствии с теоремой Тэйлора данный итерационный процесс записывается следующим образом:

$$\Delta_i^1 = \frac{\Delta t}{1!} x_i^{*'} + \frac{(\Delta t)^2}{2!} x_i'' + \dots + y_{i+1} - y_i;$$

$$\Delta_i^2 = \left(\frac{\Delta t}{1!} \right)^2 x_i^{*''} + \left[\frac{(\Delta t)^3}{1!2!} + \frac{(\Delta t)^3}{2!1!} \right] x_i''' + \dots + y_{i+2} - 2y_{i+1} + y_i;$$

$$\Delta_i^m = \left(\frac{\Delta t}{1!} \right)^m x_i^{*(m)} + \dots + y_{i+m} - my_{i+m-1} + \dots + (-1)^m y_i.$$

Из теоремы следует, что с каждой очередной итерацией детерминированная составляющая выявляется все более полно, постепенно приближаясь к постоянной величине. В итоге при некотором m имеет место следующее соотношение:

$$\left(\frac{\Delta t}{1!} \right)^m x_i^{*(m)} = \text{const.}$$

Случайная составляющая при том же значении порядка разностей m равняется

$$\Delta_i^m = y_{i+m} - my_{i+m-1} + \dots + (-1)^m y_i.$$

Отсюда видно, что дисперсия m -х разностей $\sigma^2(\Delta_i^m)$ приближенно равна произведению суммы квадратов биномиальных коэффициентов S_m^2 на дисперсию случайной составляющей σ_y^2 :

$$\sigma^2(\Delta_i^m) \approx S_m^2 \cdot \sigma_y^2.$$

Это выражение служит для оценивания мощности «шума» в выравниваемом процессе при асимптотическом приближении $\sigma^2(\Delta_i^m)$ к S_m^2 . Одновременно из условия минимума средней квадратической ошибки может быть найдена оценка оптимальности выравнивания

$$\lambda^2 \sigma^2(\Delta_i^m) - \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n P_i^2 (x_i - x_i^*)^2 = \min,$$

где λ — параметр сглаживания; $P_i = \frac{n P_i}{\sum_{i=1}^n P_i}$ — нормированные

среднему веса ординат; x_i — сглаженные значения ординат; n — число ординат после сглаживания.

Как следует из последнего выражения, величину λ в качестве критерия оптимальности выравнивания можно определить, преобразовав ее к виду

$$\lambda^2 = \frac{\sigma^2 (\Delta_i^m)}{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n P_i^2 (x_i - x_i^*)^2}$$

Возрастание λ соответствует увеличению отношения «сигнала» «шуму», а тем самым и большей «гладкости» выравниваемого процесса.

В сглаженном ряду значений квазидвухлетнего колебания на протяжении 125-летнего периода выявляются три долговременные квазипериодические составляющие продолжительностью 45 лет (1855—1900), 25 лет (1901—1926) и 38 лет (1927—1965). Одновременно видно, что амплитуда колебаний нарастает от начала ряда к его концу. Это свидетельствует о развитии сверхвекового колебания. Экстраполяция фазы и амплитуды показывает, что очередной максимум колебания следует ожидать в середине 80-х годов, а его минимум — в середине 90-х годов. Сопоставляя ход многолетних изменений индекса Z с ходом ЮК, следует отметить их общность. Она заключается в том, что с середины 60-х годов, когда увеличивается повторяемость зональной формы циркуляции, растут значения индекса ЮК. С начала 70-х годов их значения начинают уменьшаться по величине. Найденные закономерности свидетельствуют о том, что ряд индекса ЮК позволяет проследить в прошлом характер изменения циркуляционного фона южного полушария. Основываясь

на этом предположении, можно думать, что повторяемость зональной формы циркуляции в южном полушарии повышалась с 60-х по 90-е гг. XIX века, с 1900-х по 1910-е гг. и с 1930-х по 1950-е гг.

Это важное предположение позволяет полнее представить ход циркуляционных процессов не только в южном полушарии в целом, но и в его отдельных районах, в том числе, в районе моря Содружества. На рис. 1 представлен ход изменения индекса атмосферной циркуляции по А. Л. Кацу, рассчитанный для района

между 60 и 70° в. д. по 50° ю. ш. в годовом осреднении в период с 1966 по 1980 гг. Даже в этом коротком 15-летнем ряду хорошо прослеживаются квазидвухлетние циклы, аналогичные соответ-

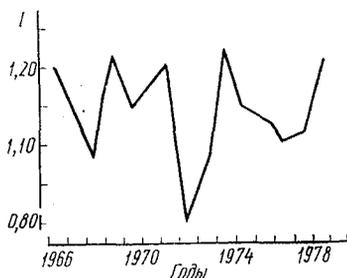


Рис. 1. Многолетние изменения индекса Каца в годовом осреднении для района 60—70° в. д. и 50° ю. ш.

ствующим циклам в ЮК, но противоположные им по фазе. Противоположность фаз колебаний прослеживается и в многолетнем ходе.

Для удобства представления многолетнего хода нами применен метод суммирования аномалий (метод интегрально-разностных кривых). На рис. 2 помещены интегрально-разностные кривые анализируемых индексов и интегрально-разностная кривая повторяемости зональной формы циркуляции. Сравнивая эти кривые, отмечаем, что перелом у них совпадает по фазе. При этом четче, чем в исходном ряду, видно, что изменения повторяемости индекса

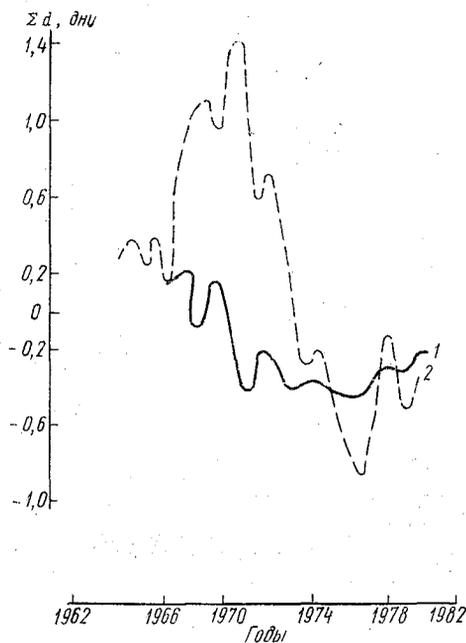


Рис. 2. Интегрально-разностные кривые годовых значений индекса Каца в районе 60—70° в. д. и 50° ю. ш. (1) и повторяемости зональной формы циркуляции в южном полушарии (2).

Каца и зональной формы циркуляции почти синфазны, а изменения индекса ЮК — кофазны. Это означает, что значительный рост повторяемости зональной формы циркуляции сопровождается ростом, хотя и более слабо выраженным, индекса Каца. Значения индекса ЮК в это время резко понижаются. Разумеется подобный вывод должен быть подтвержден на материале более длительных наблюдений или путем применения других методов анализа.

В числе таких методов целесообразно рассмотреть методы авторегрессии и расчета спектров по значениям максимальной энтропии. Эти методы позволяют извлечь наиболее полную информацию о структуре квазипериодической составляющей. Функция для вторегрессионного процесса первого порядка имеет вид:

$$R'(\tau) = \overline{x_{t+s} x_{t+\tau+s}} - \overline{x_t x_{t+\tau+s}} - \overline{x_{t+s} x_{t+\tau}} + \overline{x_t x_{t-\tau}}$$

в этом выражении $\tilde{x} = x_i - \mu$; $i = 0, 1, 2, \dots, N$; μ — среднее значение. Подстановка конкретных значений $\tau = S$, $\tau = S+l$, $\tau = S-l$ преобразует его следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} R'(S) &= 2RS - R(2S) - R(l), \\ R'(S+l) &= 2R(S+l) - R(2S+l) - R(l), \\ R'(S-l) &= 2R(S-l) - R(2S-l) - R(l). \end{aligned} \right\}$$

Автокорреляционная функция для процессов авторегрессии первого и последующего порядков описывается уравнениями аналогичного вида и может быть использована для получения оценок параметров авторегрессии. Следующим этапом анализа должно явиться построение моделей авторегрессии, аппроксимирующих временной ход процессов. В общем случае, вычисления начальных оценок процесса p и q модель авторегрессии удовлетворяет уравнению

$$Z_t = \Phi_1(B) Z_{t-1} + \Phi_2(B) Z_{t-2} + \dots + \Phi_p(B) Z_{t-p} + a_t - Q_1(B) a_{t-1} - \dots - Q_q(B) a_{t-q},$$

в котором Z_t — случайный процесс; B — оператор сдвига назад; $a_t = Z_{t-1}$; $\Phi(B)$, $Q(B)$ — некоторые многочлены от B ; a_t — последовательность независимых, одинаково распределенных величин конечной дисперсией («белый шум»).

Принципы построения оценок авторегрессии положены в основу построения фильтра, адаптирующего оценки спектра. В классической схеме спектрального анализа дисперсия процесса $Z(t)$ разлагается по круговым частотам ω с помощью Фурье-преобразования автокорреляционной функции:

$$S_Z(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_Z(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau.$$

В окончательном виде формула для оценивания спектральной плотности имеет вид:

$$\tilde{S}_Z(\omega) = \frac{1}{\tau_m} \left[R_Z(0) + 2 \sum_{i=1}^{m-1} R_Z(\tau) \lambda(\tau) \cos \omega\tau \right],$$

где $\lambda(\tau)$ — весовая функция. Введение ее диктуется необходимостью улучшения состоятельности спектральных оценок, поскольку дисперсия спектра не всегда стремится к нулю с увели-

чением спектрального интервала. Эффективнее других выравнивает спектр весовая функция Хэннинга, вследствие своих более совершенных частотных свойств. Для ее аналитического представления служит формула:

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} 1/2 \left(1 + \cos \frac{\pi\tau}{\tau_m} \right) = \cos^2 \frac{\pi\tau}{2\tau_m}; & |\tau| \leq \tau_m, \\ 0 & |\tau| > \tau_m. \end{cases}$$

График функции Хэннинга позволяет отметить уменьшение оценки дисперсии с увеличением параметра τ_m в $\Delta t \Delta \omega$ -раз (здесь Δt — интервал наблюдений, $\Delta \omega$ — частотный интервал).

Хотя сглаживание уменьшает дисперсию и улучшает самостоятельность спектральных оценок, одновременно увеличивается и их смещенность, выражающаяся в несовпадении эмпирической теоретической оценок математического ожидания. Соотношение между состоятельностью и смещенностью приводит к понятию «разрешающей способности» метода, определяющей степень возникающих искажений. Высокое «разрешение» (малая степень искажения) соответствует равенству порядков ширины спектрального окна и самой узкой из существующих частотных особенностей. По отношению к рассматриваемой весовой функции оно принимает вид:

$$\Delta \omega \Delta t \leq 1.$$

Итак, выравнивание спектра дает возможность не только вскрыть периодическую структуру процесса, но и подойти к разрешению «соотношения неопределенностей». Однако при этом уменьшаются лишь случайные, но не систематические ошибки, для устранения которых и применяют адаптивные методы оценивания спектра. Различие между классическими методами и методами адаптивного оценивания заключается в том, что первые исходя из условия равенства спектральной плотности нулю за пределами исследуемой реализации, а для вторых данное условие не является обязательным. Адаптация достигается применением фильтра, охватывающего конечное число отсчетов исходного процесса и ослабляющего или даже совсем исключающего внутрирядную связность. Фильтр имеет вид:

$$x(t) = \sum_{i=1}^{N-1} h_i z(t - \tau),$$

где N — длина, выбираемая в пределах от 1 до k ; h_i — весовой коэффициент.

Фильтр устраняет всю коррелируемую, закономерно изменяющуюся часть последовательности и оставляет только непредсказуемый «белый шум». Частотная характеристика фильтра $H_N(\omega)$ (есть преобразование Фурье от его коэффициентов

$$H_N(\omega) = \sum_{k=0}^{N-1} h_k e^{-i\omega k \Delta t}, \quad h_0 = 1,$$

котором Δt — временной интервал между отсчетами исходной последовательности. Прохождение последовательности через фильтр с такой частотной характеристикой формирует на его выходе квазиравномерный спектр $S_{\text{кзр}}(\omega)$ следующего вида:

$$S_{\text{кзр}}(\omega) = \frac{\sigma_N^2 \cdot \Delta t}{|H_N(\omega)|^2},$$

где σ_N^2 — дисперсия выходной последовательности. Связь $S_{\text{кзр}}(\omega)$ функцией частоты нелинейна, поэтому адаптивные оценки спектра также нелинейны.

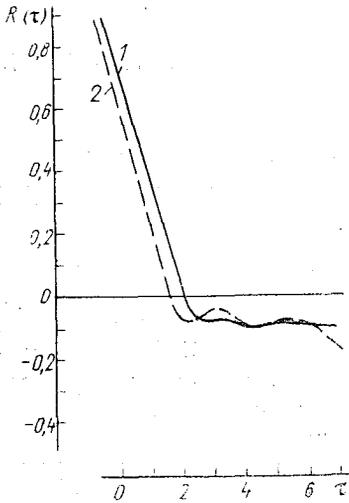


Рис. 3. Автокорреляционные функции индекса Каца в районе 60—70° в. д. и 50° ю. ш. в январе (1) и декабре (2).

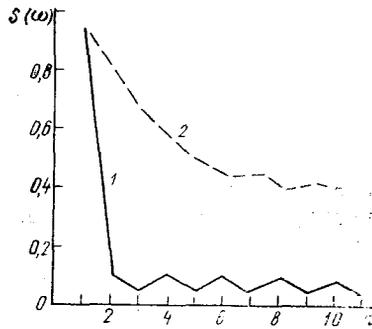


Рис. 4. Функции спектральной плотности индекса Каца в районе между 60—70° в. д. и 50° ю. ш. для января (1) и декабря (2).

Проведенный с помощью указанных методов анализ хода многолетних изменений индекса Каца в исследуемом районе для января и декабря показал значительность изменений этого индекса. На фоне четко прослеживаемой квазидвухлетней цикличности заметны еще более длительные изменения, особенно в декабре. Корреляционная функция для обоих рядов показывает плавное убывание значений по оси ординат, что может свидетельствовать о значительной внутрирядной связности и быть использовано в прогностических целях (рис. 3). Самым высоко амплитудным спектре колебаний оказывается колебание с длиной периода 26 года (рис. 4). По своей статистической значимости оно пре-

вышает 95% уровень доверительной вероятности. Ход функции показывает, что значение индекса в январе и декабре 1985 должно быть ниже, чем в предыдущем 1984 г.

Расчет этих значений для каждого месяца теплого периода показал, что ход анализируемой величины свидетельствует о действительном преобладании квазидвухлетней цикличности в многолетних изменениях индекса циркуляции.

УДК 551.509 (323+333)

Я. ПАВЛОВСКА (ПН)

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ СТРАТОСФЕРНЫХ ПРЕДИКТОРОВ В ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗАХ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПО РАЙОНУ ПОЛЬШИ

Исследования стратосферной циркуляции показали, что наряду с нормальным для зимы западным переносом и летним восточным переносом имеют место и периоды нарушений. Колебания интенсивности и изменения географического положения циркуляционного стратосферного вихря (ЦПВ), смещения дат смены зимнего западного и летнего восточного циркуляционных режимов являются важными показателями стратосферной циркуляции. В СССР и других странах характеристики стратосферной циркуляции все шире используются в синоптико-статистических схемах долгосрочного и среднесрочного прогноза погоды.

Прогностические зависимости выявлены целым рядом авторов в СССР [1, 2, 5, 6, 7, 9], в Англии [10, 11, 15, 17, 18], в ФРГ [13], в Японии [12, 20, 21]. В Польше исследования особенностей стратосферной циркуляции и возможности применения стратосферных показателей для целей долгосрочного прогноза погоды находятся в начальной стадии. Однако некоторые результаты работ Павловской [16] и Сурняка [19] уже используются в качестве дополнительной информации при составлении месячных прогнозов.

Настоящая работа является продолжением исследований стратосферно-тропосферных связей для усовершенствования методов долгосрочного прогноза погоды (ДПП) для Польши. Раньше автором строились сборно-кинематические карты, на которых отмечались интенсивность и путь перемещения стратосферного ЦПВ на поверхностях 100, 50 и 30 гПа в период август — декабрь [3

В предлагаемой статье анализируется асинхронная зависимость средней месячной температуры для Варшавы от предшествующего года весенней перестройки термобарического поля в стратосфере, также от периода существования стратосферных ЦПВ (циклонического и антициклонического). Для анализа использованы данные за период 1958—1983 гг.

Существуют различные приемы определения дат смены типов стратосферной циркуляции. В настоящей работе даты весенней перестройки термобарического поля в стратосфере, продолжительность существования летнего антициклонического и зимнего циклонического ЦПВ, а также их классификация определены по критериям, предложенным Педем [4]. Педь за момент смены циклонической циркуляции на антициклоническую на уровне 10 гПа принимает первый день с $\Omega_h(r) \leq 0$ (для осени, наоборот, т. е. $\Omega_h(r) \geq 0$, где $\Omega_h = \frac{\Omega}{k}$,

$$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad k = \frac{10 g \cdot 4}{l r^2}$$

где $\Omega_h = (\bar{H} - H_0) / \text{с}$.

Здесь l — параметр Кориолиса; $r = 90^\circ \div 40^\circ$ — радиус; H_0 — абсолютный геопотенциал на полюсе; g — ускорение свободного падения u, v — составляющие скорости геострофического ветра соответственно вдоль осей x и y .

Даты весенней перестройки (D_B), в противоположность осенней (D_0) колеблются в большом диапазоне (табл. 1). Самая ранняя D_B приходится на 9 марта, поздняя — 13 мая. Осенняя смена стратосферной циркуляции в данном периоде происходила обычно в конце августа — первой декаде сентября. Из-за относительно больших колебаний дат осенней перестройки классификация D_0 не роводится.

Все даты D_B , согласно критериям Педя [4], разделены на три группы: ранняя (Р), когда $\Delta D_B \leq -11$ дней; средняя (С) — $-10 \leq \Delta D_B \leq 10$ дней; поздняя (П), $\Delta D_B \geq 11$ дней, где ΔD_B — отклонение от средней даты D_B за период 1958—1971 гг.

Аналогично проведена классификация продолжительности существования зимнего циклонического (Ц) и летнего антициклонического (А) ЦСВ (т. е. периода с D_0 по D_B и с D_B по D_0 соответственно). Итак, малая продолжительность (М) для $\Delta \text{Ц}$ (или А) ≤ -11 дней, средняя продолжительность (С) для $-10 \leq \Delta \text{Ц}$ (или $\Delta \text{А}$) ≤ 10 дней, большая продолжительность (Б) для $\Delta \text{Ц}$ (или $\Delta \text{А}$) ≥ 11 дней, где $\Delta \text{Ц}$ (или $\Delta \text{А}$) — отклонения от средней продолжительности циклона (антициклона) за период 1958—1971 гг.

По принятому критерию классификации к ранним весенним перестройкам отнесены годы: 1959, 1961, 1964, 1972, 1974, 1975,

Даты смены типов циркуляции ЦПВ весной и осенью, установленные по Ω_k (уровень 10 гПа)

Год	Весна		Осень		Продолжительность типов циркуляции (в днях)	
	Д _в		Д _о		зимний — Ц	летний — А
1958	10.05	П	31.08			113 М
1959	23.03	Р	31.08		204 М	161 Б
1960	10.04	С	30.08		223 С	142 С
1961	9.03	Р	23.08		191 М	167 Б
1962	25.04	П	25.08		245 Б	122 М
1963	4.05	П	27.08		252 Б	115 М
1964	18.03	Р	31.08		204 М	166 Б
1965	19.04	С	27.08		231 С	130 С
1966	8.04	С	29.08		224 С	143 С
1967	22.04	С	3.09		236 С	134 С
1968	27.04	П	29.08		237 Б	124 М
1969	10.04	С	31.08		224 С	143 С
1970	11.04	С	27.08		223 С	138 С
1971	24.04	П	1.09		240 Б	130 С
1972	25.03	Р	6.09		206 М	165 Б
1973	12.05	П	2.09		248 Б	113 М
1974	14.03	Р	7.09		193 М	177 Б
1975	18.03	Р	1.09		192 М	167 Б
1976	1.04	Р	1.09		213 М	153 Б
1977	1.04	Р	1.09		212 М	153 Б
1978	25.03	Р	3.09		205 М	162 Б
1979	8.04	С	6.09		217 С	151 Б
1980	9.03	Р	1.09		185 М	175 Б
1981	13.05	П	2.09		254 Б	112 М
1982	6.04	С	26.09		216 С	173 Б
1983	21.03	Р	30.08		176 М	162 Б

1976, 1977, 1978, 1980, 1983; к средним: 1960, 1965, 1966, 1967, 1969, 1970, 1979, 1982; к поздним: 1958, 1962, 1963, 1968, 1971, 1973, 1981.

В тип с малой продолжительностью существования стратосферного антициклона, при вышеупомянутом подходе типизации, попали следующие годы: 1958, 1962, 1963, 1968, 1973, 1981; со средней: 1960, 1965, 1966, 1967, 1969, 1970, 1971; с большой: 1959, 1961, 1964, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977, 1978, 1979, 1980, 1982, 1983.

В исследованном периоде в группу (градацию) малой продолжительности стратосферного циклона вошли зимы: 1958/59, 1960/61, 1963/64, 1971/72, 1973/74, 1974/75, 1975/76, 1976/77, 1977/78, 1979/80, 1982/83; в среднюю: 1959/60, 1964/65, 1965/66, 1966/67, 1968/69, 1969/70, 1978/79, 1981/82; в большую: 1961/62, 1962/63, 1967/68, 1970/71, 1972/73, 1980/81 гг.

Можно заметить, что продолжительность существования летнего стратосферного антициклона (А) и циклона (Ц) зависят большей степени от даты весенней перестройки (D_v).

Однако для анализа применяется не только параметр D_v , но также Ц и А, поскольку два последних учитывают дату осенней перестройки (D_o). Хотя диапазон колебаний D_o намного меньше, чем D_v , то ввиду относительно малого (короткого) архива стратосферных показателей, учет даты осенней смены стратосферной циркуляции имеет определенное значение. Кроме того, с практической точки зрения, такой подход кажется обоснованным. Именно, если составляем прогноз на январь, тогда нам не известна еще и одна дата наступающей весенней перестройки, ни продолжительность зимнего циклона. В таком случае, в качестве стратосферного показателя можно использовать тип продолжительности предшествующего стратосферного антициклона.

Для анализа зависимости средней месячной температуры, представленной в системе трех- и девятиклассовой равновероятной классификации [14], от предшествующего типа стратосферного показателя используется статистическая энтропия (Θ). Уменьшение статистической энтропии по сравнению с климатической (Θ_k) указывает на существование большей или меньшей зависимости от данного показателя. Чем больше понижение (т. е. $\Delta\Theta = (\Theta_k - \Theta)$), тем сильнее зависимость.

В качестве примера рассмотрим распределение средней месячной температуры в Варшаве для июля по градациям после большой продолжительности стратосферного антициклона (табл. 2). градации $1_0, 1, 1_2$ соответствуют градации 1, т. е. ниже нормы в трехклассовой системе); градации $2_1, 2, 2_3$ — классу 2, т. е. норме; $3_2, 3, 3_4$ — классу 3, т. е. выше нормы.

Из табл. 2 видно, что 9 из 12 случаев (т. е. 75%) попало в градацию «ниже нормы», а 7 случаев (58%) — в градацию 1_0 (по девятиклассовой системе).

Статистическая энтропия и распределение средней месячной температуры для Варшавы по градациям после типа большой продолжительности стратосферного антициклона. Июль

Градация	1 ₀	1	1 ₂	2 ₁	2	2 ₃	3 ₂	3	3 ₄	Сумма
Число случаев	7	—	2	—	1	1	1	—	—	12
Процент случаев	58,33	—	16,67	—	8,33	8,34	8,33	—	—	100

$$\mathcal{E}_9 = 1,7790$$

$$\mathcal{E}_{к9} = 3,1697$$

$$\frac{\Delta \mathcal{E}_9}{\mathcal{E}_{к9}} \cdot 100\% = 43,87$$

Градация	1	2	3	Сумма
Число случаев	9	2	1	12
Процент случаев	75,00	16,67	8,33	

$$\mathcal{E}_3 = 1,0405$$

$$\mathcal{E}_{к3} = 1,5850$$

$$\frac{\Delta \mathcal{E}_3}{\mathcal{E}_{к3}} \cdot 100\% = 34,35$$

Примечание: верхняя часть таблицы относится к девятиклассово-равновероятной градации температуры, нижняя — к трехклассовой. \mathcal{E}_3 , \mathcal{E}_9 — статистическая энтропия в случае трех- и девятиклассовой градации (соответственно); $\mathcal{E}_{к3}$, $\mathcal{E}_{к9}$ — климатическая энтропия в трех- и девятиклассовой градации (соответственно); $\Delta \mathcal{E}_3 = \mathcal{E}_{к3} - \mathcal{E}_3$, $\Delta \mathcal{E}_9 = \mathcal{E}_{к9} - \mathcal{E}_9$.

Статистическая энтропия в трехклассовой системе (\mathcal{E}_3) составила 1,0405, климатическая энтропия ($\mathcal{E}_{к3}$) — 1,5850. Относительное понижение энтропии $\left(\frac{\Delta \mathcal{E}_3}{\mathcal{E}_{к3}} \cdot 100\% \right)$ равно 34%.

Климатическая энтропия в девятиклассовой системе равна 3,1697, а относительное понижение энтропии составляло около 44%.

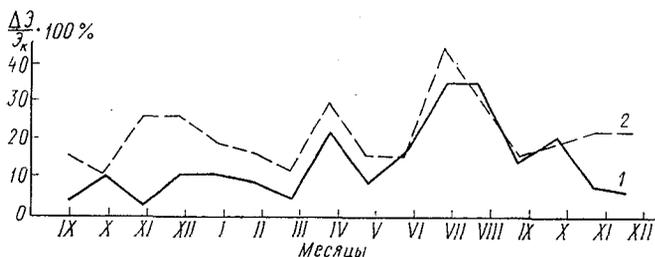
Отсюда следует вывод, что если в данном году имел место тип большой продолжительности стратосферного антициклона, то существует указание на холодный июль в Варшаве в следующем году.

Для определения случайности данного распределения температуры по градациям после большого типа А рассчитано по формуле Бернулли:

$$P_{m, n} = \frac{n!}{m!(n-m)!} p^m q^{n-m}.$$

Формула биномиального распределения показывает вероятность $P_{m, n}$ появления события m раз при n испытаниях (вероятность появления при каждом испытании равна p , дополнение ее до единицы q). В данном случае (июле), где $n=12$, $m=9$, $p=0,3$ величина $P_{9, 12} \approx 0,15\%$.

Это обозначает, что случайность данного распределения температуры по трем равновероятным градациям пренебрежимо мала. Рассчитанные для каждого месяца значения относительного понижения статистической энтропии после типа большой продолжительности стратосферного антициклона (с сентября по декабрь ледующего года) нанесены на график (см. рисунок).



Зависимость средней месячной температуры в Варшаве от типа продолжительности стратосферного антициклона:

1 — трехклассовая градация; 2 — девятиклассовая градация;

$\frac{\Delta \mathcal{E}}{\mathcal{E}_k}$ — понижение статистической энтропии по отношению к климатической энтропии.

Аналогичным способом проведен анализ асинхронных зависимостей средней месячной температуры в Варшаве от типа весенней мены циркуляции в стратосфере, а также от типа продолжительности существования зимнего стратосферного циклона. Результаты риведены в форме таблиц и графиков, которые в настоящее время используются польской службой ДПП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов Н. А., Педь Д. А. Некоторые приемы прогноза атмосферных засух на Европейской территории СССР, в Западной Сибири и Северном Казахстане. — Тр. ГМЦ СССР, 1981, вып. 237, с. 3—23.

2. Михеев Н. П. Связи между особенностями макроциркуляции в стратосфере и сезонными аномалиями температуры воздуха зимой на Европейской территории СССР. — Тр. ГМЦ СССР, 1977, вып. 187, с. 94—104.
3. Павловска Я. Об использовании стратосферных предикторов в долгосрочных прогнозах погоды. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Л., из ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 121—127 (ЛГМИ).
4. Педь Д. А. Об определении смены типов циркуляции циркумполярного вихря в стратосфере. — Тр. ГМЦ СССР, 1973, вып. 115, с. 8—24.
5. Педь Д. А. Сезонные условия погоды, связанные со сроками весенней смены циркуляции в стратосфере. — Тр. ГМЦ СССР, 1973, вып. 12, с. 57—67.
6. Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. — ЛПИ Гидрометеоиздат, 1973. — 317 с.
7. Рудичева Л. М. Влияние особенностей циркуляции атмосферы на формирование температуры воздуха в Восточной Сибири и Дальнем Востоке. — Тр. ГМЦ СССР, 1973, вып. 115, с. 67—75.
8. Туркетти З. Л. Учет особенностей термобарического поля в нижней стратосфере при составлении сезонных прогнозов погоды. — Метеорология и гидрология, 1965, № 10, с. 21—28.
9. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. — Тр. ГМЦ СССР, 1971, вып. 77, 82 с.
10. Ebdon R. A. Spring and autumn reversals of stratospheric winds over Scotland. — Meteorol. Mag, 1975, 104.
11. Davies N. E. Prospects for winter 1982/83. — Weather, 1982, vol. 37, N 1.
12. Fukatani T. Relation Between Date of the Transition from Summer to Early Autumn in the Fukuoka Area of the Temperature of the Kyūshū District in the Following winter. — Journal of Meteorological Research, 1970, vol. 22, N 1, Tokyo.
13. Labitzke K. Beiträge zur Synoptik der Hochstratosphäre. — Meteorol. Abh. Berlin, Band 28, Heft 1.
14. Zitynski J. Cislennaja klassifikacija tipov pogody i tipov zonalnoj cirkulacii v primeneju v mesjashym prognoosom. Trudy VNNS, 3. 1963.
15. Murdock N., Davies D. R. Winter Prediction 1982/83. — Weather, 1983, vol. 38, N 1.
16. Pawlowska J. Analiza zalezności misdry sredina miesiferna temperatura powietrza w Polsce a typem wiosennego zwrotu stratosferycznego. — Wiad. Meteor. i gosp. wodnej, 1976, Tom III (XXIV), ч. 1.
17. Perry J. D. The relationship between the strength of the quasibiennial oscillation in the equatorial stratosphere and the anomaly of the monthly mean maximum screen temperature at Oxford. — Meteorol. Mag, 1977, 106.
18. Reeve C. A. Winter Prediction 1981/1982. — Weather, 1982, vol. 37, N 1.
19. Syrujik W. Wystapienie cyklicznosci piscoletniej i quasi — dwuletniej w przebiegu sum opadów dla Polski polnocnej i srodkowej. — Wiad. Meteor. i gosp. Wodnej, 1974, t. 1 (XXII), ч. 2—3.
20. Wada H. A study on the behaviour of the polar vortex and its application to long — rang weather forecasting. — Geophysical Magazine, Tokyo, 1967, vol. 31, N 2.
21. Wada H., Asakura T. Studies on the seasonal forecasting of the summer season in Japan (Part I). — J. Meteorol. Res., Tokyo, 1967, vol. 19, N 1.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АТМОСФЕРЕ ПРИМЕСЕЙ ОТ НАЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Наряду с выбросами труб промышленных предприятий и ТЭЦ, издаваемых в математических моделях как высотные источники, значительная доля загрязнения поступает в атмосферу города от втodorог, представляемых в расчетах наземными источниками. В данной статье предлагается методика расчета концентрации примесей, распространяющихся от наземных источников, которую можно рассматривать как развитие подхода к задачам атмосферной диффузии М. Е. Берлянда [2].

Будем считать примесь пассивной, не претерпевающей химических превращений и не вымываемой осадками. Скорость осаждения примеси будем считать постоянной, земную поверхность — горизонтальной и однородной. Полагая, что характерный горизонтальный масштаб изменения ветра много больше размеров области расчетов (города), выделяем среднее направление ветра и ориентируем ось x вдоль него. Считая скорость ветра достаточно большой, можно пренебречь эффектом турбулентной диффузии в направлении оси x по сравнению с адвекцией в том же направлении.

С учетом перечисленных допущений уравнение переноса примесей принимает вид:

$$u \frac{\partial s}{\partial x} + w \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial s}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (1)$$

где u — скорость ветра, w — скорость осаждения примеси; k_y , k_z — горизонтальный и вертикальный коэффициенты турбулентности.

В работах М. Е. Берлянда (см., например, [2]) в качестве граничного условия задается конвективный поток примеси, поступающий от источника в атмосферу, и для описания точечного источника вводится δ — функция. Это условие для точечного источника, расположенного в точке $x=0$, $y=0$, $z=H$, записывается в форме:

$$\text{при } x=0, \quad us = Q \delta(y) \delta(z - H), \quad (2)$$

где Q — мощность высотного точечного источника.

На бесконечном удалении от источника концентрация примесей уменьшается до нуля, т. е. принимается, что

$$\text{при } z \rightarrow \infty \quad s \rightarrow 0, \quad (3)$$

$$\text{при } |y| \rightarrow \infty \quad s \rightarrow 0 \quad (4)$$

Для уровня шероховатости z_0 , как и в работе [1], применим условие баланса примесей при $z = z_0$

$$k_z \frac{\partial s}{\partial z} + ws = bs - f(x, y), \quad (5)$$

где функция $f(x, y)$ описывает наземные источники примеси, $b \geq 0$ — величина, имеющая размерность скорости и характеризующая взаимодействие примеси с подстилающей поверхностью (коэффициент аккомодации). Случай $b = 0$ соответствует полному отражению примеси от поверхности земли, а $b \rightarrow \infty$ — полному поглощению. При частичном поглощении или «зацеплении» величина b может зависеть от характера подстилающей поверхности и скорости ветра [3].

В работах М. Е. Берлянда рассматривается случай $Q \neq 0$, $f(x, y) \equiv 0$, а решение задачи строится на основе разделения переменных. При этом вводится соотношение $k_y = k_0 u$. Величина константы k_0 определяется на основе экспериментальных данных. Кроме того, будем считать, что u и k_z являются функциями только высоты z .

Оставляя в силе указанные условия, рассмотрим случай $f \neq 0$, $Q = 0$ и установим соотношения, при которых задача допускает решение с разделением переменных.

Представим решение задачи в виде

$$s = s'(x, z) \cdot P(x, y). \quad (6)$$

Подставим выражение (6) в уравнение (1) при условиях (2—5) и примем, что функция P удовлетворяет уравнению

$$\frac{\partial P}{\partial x} = k_0 \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \quad (7)$$

и граничным условиям:

$$\text{при } |y| \rightarrow \infty \quad P \rightarrow 0, \quad (8)$$

$$\text{при } x = x_0 \quad P = R(y), \quad (9)$$

где $R(y)$ — некоторая функция от y , удовлетворяющая условию $R(y) \rightarrow 0$ при $|y| \rightarrow \infty$; ее вид определяется ниже.

Функция $s'(x, z)$ удовлетворяет уравнению

$$u \frac{\partial s'}{\partial x} + w \frac{\partial s'}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial s'}{\partial z} \quad (10)$$

граничным условиям:

$$\text{при } x=x_0 \quad s'=0, \quad (11)$$

$$\text{при } z \rightarrow \infty \quad s' \rightarrow 0, \quad (12)$$

при $z=z_0$,

$$k_z \frac{\partial s'}{\partial z} + s'(\omega - b) + \frac{f(x, y)}{P(x, y)} = 0. \quad (13)$$

В общем случае при $f \neq 0$ разделение переменных не может быть произведено, так как в граничном условии (13) при $z=z_0$ отношение f/P зависит от x и y , а остальные слагаемые — только от x . Таким образом, метод применим лишь для некоторых специально подобранных $f(x, y)$. Так, можно задать

$$f(x, y) = \delta(x - x_0) \cdot \varphi(y), \quad (14)$$

какой источник можно интерпретировать как дорогу, расположенную перпендикулярно оси x и проходящую через точку $x=x_0$, $y=0$. Распределение мощности вдоль такого бесконечного линейного источника описывается функцией $\varphi(y)$. В этом случае граничное условие (13) принимает вид:

$$\text{при } z=z_0 \quad k_z + (\omega - b)s' + \delta(x - x_0) \frac{\varphi(y)}{P(x, y)}. \quad (15)$$

Из свойств δ -функции [5] следует, что

$$\delta(x - x_0) \frac{\varphi(y)}{P(x, y)} = \delta(x - x_0) \frac{\varphi(y)}{P(x_0, y)}.$$

Разделение переменных в граничном условии (15) возможно только если

$$\frac{\varphi(y)}{P(x_0, y)} = \frac{1}{C},$$

где C — постоянная.

Таким образом, $R = C\varphi(y)$ и граничное условие (8) приобретает вид:

$$\text{при } x=x_0 \quad P = C\varphi(y). \quad (16)$$

Общее решение уравнения (5) с граничными условиями (9), (16) хорошо изучено. Оно ограничено, единственно и представляется в виде [6]:

$$P(x, y) = C \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(y') \frac{1}{2k_0 \pi(x - x_0)} e^{-\frac{(y' - y)^2}{4k_0(x - x_0)}} dy', \quad (17)$$

где y' — переменная интегрирования.

В качестве частного случая рассмотрим точечный источник, расположенный в начале координат. Тогда функция $\varphi(y)$ имеет вид

$$\varphi(y) = M \delta(y), \quad (18)$$

где M — мощность наземного источника. В этом случае решение уравнения (5) является функция

$$P(x, y) = CM \frac{1}{2\sqrt{k_0 \pi x}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}} \quad \text{при } x > 0. \quad (19)$$

Можно принять $C=1$, так как увеличение P в C раз ведет к уменьшению $\varphi(y)/P(x_0, y)$ в C раз, что равносильно уменьшению мощности источника φ в C раз.

Таким образом, для точечного наземного источника, расположенного в начале координат ($x_0=0$), задача сводится к численному решению уравнений (10) с граничными условиями у земной поверхности при $z=z_0$

$$k_z \frac{\partial s'}{\partial z} + (\omega - b)s' + M \delta(x) = 0. \quad (20)$$

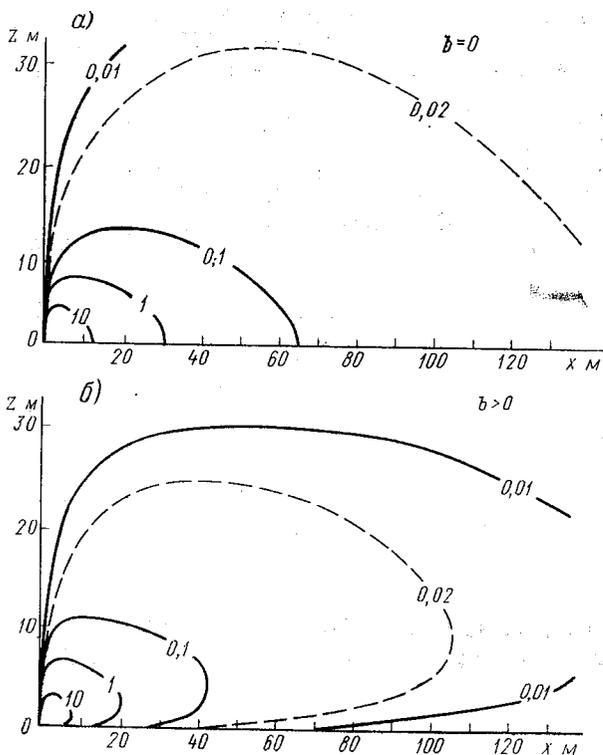
В задаче (10)–(12), (15), (18) функция $s'(x, z)$ имеет смысл концентрации примеси от линейного наземного источника, расположенного параллельно оси y и имеющего мощность M . Численное решение уравнения (10), как и в случае $Q \neq 0$, $f=0$, производится методом прямой и обратной прогонки [4]. Затем из (6) и (19) по формуле

$$s(x, y, z) = M \frac{s'(x, z)}{2\sqrt{\pi k_0 x}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}} \quad (21)$$

осуществляется окончательный расчет концентрации $s(x, y, z)$ от точечного наземного источника. Концентрация от линейного источника, расположенного перпендикулярно оси x , может рассчитываться по (6) и (17). Площадной источник может быть представлен как совокупность линейных. Тогда, кроме интегрирования в пределах области, занятой источниками, по y' (см. соотношение (17)), должно также производиться интегрирование по x_0 от произведения s'/p , причем $C\varphi(y')$ в этом случае заменяется на $f(x_0, y')$.

Примеры расчета распределения концентрации невесомой примеси от единичного наземного источника, расположенного в начале координат, представлены на рисунке. Расчет был произведен численно, с шагами $\Delta x = \Delta y = 5$ м и переменным шагом по вертикали от $\Delta z = 1$ м у земной поверхности до $\Delta z = 20$ м на верхних уровнях. Для переменных u и k_z приняты степенные зави-

имости от z . Величины концентрации представлены в процентах от максимального расчетного значения концентрации в данной расчетной сеточной области, которое достигается в ближайшем источнику узле сетки. Таким образом, показанная на рисунке картина распределения концентрации отвечает источнику произвольной мощности; изменение мощности ведет к пропорциональному изменению величины максимума.



Распределение концентрации примеси от наземного точечного источника (в процентах от максимальной величины) при $b=0$ (а) и $b=0,2$ м/с (б).

Можно видеть, что концентрация примеси быстро убывает высотой, составляя на первом шаге по x , т. е. при $x=5$ м, 1% же на высоте 7 м. Условие полного отражения $b=0$ (см. рисунок) создает равенство концентраций на первых двух расчетных уровнях. При $b>0$, т. е. при наличии поглощения примеси поверхностью (см. рисунок), концентрация на самом нижнем уровне

меньше концентрации на следующем уровне, чем и объясняется наклон изолиний при $z=0$ на этом рисунке. Поскольку значения концентрации примеси в различных точках пространства взаимосвязаны, этот эффект проявляется и на более высоких уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алоян А. Е., Иорданов Д. Л., Пененко В. В. Численная модель переноса примесей в пограничном слое атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1981, № 8, с. 32—43.
2. Берлянд М. Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 448 с.
3. Бызова Н. Л. Рассеяние примеси в пограничном слое атмосферы. — М.: Гидрометеоздат, 1974. — 191 с.
4. Годунов К. С., Рябенский В. С. Введение в теорию разностных схем. — М.: Физматгиз, 1962. — 439 с.
5. Колмогоров А. Н., Фомин С. В. Элементы теории функций функционального анализа. — М.: Наука, 1968. — 496 с.
6. Кошляков Н. С., Глинер Э. Б., Смирнов М. М. Основные диффузионные уравнения математической физики. — М.: Физматгиз, 1962. — 767 с.

УДК 551.509

П. Д. АСТАПЕНКО, А. М. БАРАНОВ, А. Н. МОШНИКОВ (ОЛАГА)

ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИЕЙ

Для метеорологического обеспечения полетов гражданской авиации необходима метеорологическая информация, позволяющая оценить текущее и будущее состояние погоды и установить степень соответствия фактической и ожидаемой погоды минимально допустимым значениям ее величин, при которых возможен безопасный полет. Это касается не только информации о фактической погоде, но и о прогностической метеорологической информации. В гражданской авиации ни один полет воздушных судов (ВС) не производится без указанной выше оценки метеоусловий полетов [1—3].

Требования к прогностической метеоинформации вытекают из анализа влияния метеоусловий на полеты.

Командно-руководящий, летный состав, работники службы вижения и другие должностные лица гражданской авиации обеспечиваются прогностической метеорологической информацией оперативными подразделениями Госкомгидромета СССР, находящимися в аэропортах: авиаметцентрами (АМЦ), авиаметеостанциями (АМСГ), оперативными группами (ОГ), авиаметеопостами (АМП). Однако не все из названных оперативных подразделений могут сами составлять прогнозы погоды. Этот вид работы могут осуществлять АМЦ, АМСГ I—III разрядов; АМСГ IV разряда, оперативные группы, метеорологические посты приписываются вышестоящим метеорологическим подразделениям, откуда они по соответствующей заявке) получают необходимые прогнозы погоды.

Принципиальные положения обеспечения гражданской авиации прогностической метеоинформацией зафиксированы в [3]. Детальный перечень авиационных прогнозов погоды (АПП), порядок их оставления, используемая терминология, сроки вручения работникам ГА, сроки действия прогнозов, корректировки и порядка оценки оправдываемости, а также учета возвратов воздушных судов из-за неоправдавшихся прогнозов содержатся в [5].

На АМЦ, АМСГ в настоящее время составляются следующие прогнозы: по аэродрому вылета (в радиусе 10 км), оперативные прогнозы по аэродромам местных воздушных линий (МВЛ) для АМСГ IV разряда, метеорологических постов (в том числе, в тех из них, где наблюдения за погодой ведутся работниками ГА); прогнозы на посадку (прогнозы тенденции погоды; прогнозы по воздушным трассам, местным воздушным линиям и маршрутам маршрутные прогнозы); по районам полетов (площадям); прогнозы ветра и температуры на высоте [5].

В целях оперативно-прогностического обеспечения полетов ВС АМЦ и на АМСГ с синоптической частью осуществляется прием анализ необходимого синоптического и аэрологического материала согласно установленному для этих метеоподразделений объему синоптической работы.

Любой авиационный прогноз погоды должен наиболее полно характеризовать ожидаемое состояние погоды. Авиационные прогнозы погоды содержат значения метеорологических величин, характеризующих направление и скорость ветра, видимость, явления погоды, количество, форму, высоту нижней и верхней границ облаков, обледенение, турбулентность, температуру воздуха (положение изотермы 0°C). Регламентировано, какие метеорологические величины и явления погоды должны обязательно включаться в перечисленные выше прогнозы погоды. Прогнозы погоды не должны допускать двойственного толкования соответствующих характеристик. В этих целях установлены периоды (временные интервалы), которые должны (при необходимости) использоваться в прогнозах. Так, период для временных изменений в опе-

ративном прогнозе по аэродрому не должен превышать 6 ч, а сам временные изменения характеристик погоды в каждом отдельном случае должны быть менее 1 ч, при общей (суммарной) продолжительности не более половины прогнозируемого периода, в течение которого ожидается это изменение. Термин «кратковременно» должен применяться при осадках и обусловленных ими изменениях высоты нижней границы облаков (ВНГО) и видимости, продолжающихся в каждом случае не более 15 мин при общей продолжительности не более одной трети периода действия прогноза. Эти требования должны учитываться как при развернутой словесной формулировке прогноза погоды, так и в кодовом его выражении (код авиационного прогноза погоды — АПП).

Указанные требования к формулировке авиационных прогнозов погоды являются достаточно жесткими. Для реализации требований необходимо проведение соответствующих исследований, включая региональные, и выявление специфики временных изменений метеовеличин, в том числе их суммарной продолжительности.

Жесткость требований обусловлена существенно возросшим числом полетов в ГА, расширившимся применением авиации в народном хозяйстве (ПАНХ), массовыми полетами при сложных метеоусловиях не только на внутрисююзных воздушных линиях, но также на местных воздушных линиях и в районах ПАНХ.

Получаемая в оперативных метеоподразделениях прогностическая метеоинформация используется летным составом и работниками службы движения для оценки метеоусловий и принятия решения на полеты (посадку) воздушных судов (ВС).

Все авиационные прогнозы, предусмотренные [5], хотя и даются в альтернативной форме, по своей сути являются вероятностными, поскольку в них указывается наиболее вероятное (ожидаемое) среднее значение метеорологических величин, определяющих условия полетов. При этом предусматривается и возможно в определенных пределах отклонение фактических условий от предусмотренных в прогнозе (до $\pm 30\%$ от указанных в прогнозе значений видимости и высоты нижней границы облаков).

Для метеорологических явлений обязательно указание их в прогнозе, если вероятность возникновения превышает 50%. Для гроз в авиационном метеорологическом коде АПП предусмотрена дополнительная возможность указать вероятность этого явления менее 50%, если ожидается развитие мощных кучевых и кучево-дождевых облаков.

Сказанное выше создает особенности пользования прогнозами погоды при обеспечении безопасности регулярности полетов. Рассмотрим это на примере использования прогностической информации при управлении воздушным движением (УВД) на местных воздушных линиях (МВЛ). Учет прогностической информации при УВД на МВЛ особенно необходим, так как полеты осуществляются в нижнем воздушном пространстве и преимущественно

о правилам визуального полета (ПВП), главным образом, на малых высотах. Здесь более часты опасные для полетов метеорологические явления, в том числе такие как грозы, шквалы, град и др.

В нижних слоях атмосферы наблюдается большая изменчивость атмосферных процессов, обуславливающих явления погоды, которые не только затрудняют пилотирование воздушных судов, но иногда совсем исключают возможность полетов по ПВП. Необходимо учитывать и то обстоятельство, что на МВЛ производятся полеты обычно на более легких самолетах, включая винтомоторные, более подверженных воздействию метеоявлений, чем реактивные.

Прогностическая метеоинформация используется на различных этапах УВД, начиная с инструктажа. На инструктаже инженер-инспектор докладывает заступающей и сдающей смене работников службы движения о фактической и прогнозируемой погоде в районе (зоне) УВД, а также на запасных аэродромах. Главное внимание обращается на возможность существенного ухудшения условий полетов, понижения высоты нижней границы облаков и ухудшения видимости до значений, близких к минимумам; значительное усиление ветра; турбулентности, вызывающей сильную ослепку; возникновение грозы, обледенения и т. п.

Руководитель полетов и присутствующий на инструктаже диспетчерский состав твердо уясняют, чем обусловлена ожидаемая погода (внутримассовым или фронтальным процессом), каков ее удущий характер. Эта информация используется для планирования работы смены, оценки возможного запрета полетов по метеословиям. Прогностическая метеоинформация используется также руководителем полетов при проведении розыгрыша полета.

Главная и наиболее ответственная часть — использование метеоинформации на рабочих местах. Использование ее работниками УВД происходит с учетом и в зависимости от плана полетов и конкретного состояния метеорологической обстановки. Здесь особое внимание обращается на соответствие ожидаемой погоды — минимумам и, в первую очередь, тем районам (аэродромам), где возможно понижение высоты нижней границы облаков, ухудшение видимости и т. п.

Поскольку в прогнозах погоды согласно [5] значения основных метеовеличин, в том числе видимости и высоты нижней границы облаков указывается одной наиболее вероятной величиной, очень важно уметь правильно оценить вероятность перехода фактического значения этих величин через допустимые их минимальные значения. Возможные колебания видимости и высоты нижней границы облаков при различной величине риска дают рассчитанные значения, представленные в табл. 1 [4]. Согласно этой таблице, если, например, минимум по видимости равен 800 м, а допустимый риск величин видимости менее минимума составляет 0%, то минимальные значения средней дальности видимости период действия двухчасового прогноза должны составлять

Минимальное значение средней дальности видимости (V) и высоты облаков $H_{нг}$ в период действия идеальных двухчасовых прогнозов погоды

Минимум по видимости	При допустимом риске встречи $V < m^*$, %				Минимум по ВНО	При допустимом риске встречи $H_{нг} < m$, %		
	10	15	20	30		15	20	30
400	1100	900	900	600				
500	1250	1100	900	780				
600	1400	1230	1100	900	60	80	75	70
700	1500	1340	1200	1000	70	90	85	80
800	1600	1440	1300	1130	80	100	95	85
900	1680	1540	1400	1230	90	110	105	95
1000	1750	1640	1500	1330	100	120	115	105
1100	1900	1750	1650	1450	110	130	125	115
1200	2050	1800	1800	1600	120	140	135	125

* Примечание

00 м. Аналогично для высоты нижней границы облаков, равной минимуму 80 м при допустимом риске 20%, минимальные ее значения во время, указанное в прогнозе, должно быть 95 м.

Согласно выполненным расчетам [4], имеется корреляционная связь между средней дальностью видимости и видимостью в средние периоды действия прогноза с отклонением в ту и другую сторону до 15 мин. В период действия двухчасового прогноза связь между средней видимостью, рассчитанной по учащенным наблюдениям (через 15 мин.) и в один из сроков, отстоящих от середины указанного периода на ± 15 мин, в 90% случаев не превышает ± 200 м, что существенно меньше допустимых отклонений от средней ожидаемой видимости (табл. 2).

Таблица 2

Суммарная повторяемость (%) абсолютной разности
($V_{\text{ср}} - V_{45 \dots 75}$)

Видимость в исходный срок, м	Разность, м							Число испытаний
	0	50	100	150	200	250	300	
0—399	55	89	96	97	97	99	99	111
400—499	48	70	82	86	90	91	93	136
800—999	59	69	75	81	86	90	91	110
1800—1999	61	76	87	90	86	98	99	100
2000—2100	57	66	75	82	89	91	92	236
0—2100	56	72	82	86	91	93	94	693

ЛИТЕРАТУРА

1. Астапенко П. Д., Сильвестров П. В. Возможности объективного принятия решения на вылет при использовании вероятностных прогнозов погоды. — В кн.: Межвузовский сборник трудов. Основные вопросы метеобеспечения гражданской авиации. Л., изд. ОЛАГА, 1982, с. 3—12.
2. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 232 с.
3. Воздушный кодекс Союза ССР. — М., Изд. Верховного Совета СССР, 1973. — 38 с.
4. Мошников А. Н. Оценка вероятного значения метеоэлементов ниже ановленного минимума в период действия прогноза. — В кн.: Межвузовский сборник трудов. Основные вопросы метеобеспечения гражданской авиации. — изд. ОЛАГА, 1982, с. 12—21.
5. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации СР (НМО ГА-82). — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 184 с.

ПРОГНОЗ СДВИГА ВЕТРА В СЛОЕ 0—500 м ДЛЯ КАТЕГОРИЙНЫХ АЭРОДРОМОВ

Категорийные аэродромы характеризуются высокой интенсивностью движения. В условиях погоды, близких к метеоминимуму, возникновение сдвига ветра даже умеренного по своему значению приводит к дополнительному усложнению летной обстановки. В аэропортах сдвиг ветра при погоде, близкой к минимуму, отмечался как косвенная причина. Анализ качества посадки показывает, что свыше 40% грубых посадок происходили при сочетании сдвига ветра и ограниченной видимости. Как показывают статистические данные в большинстве случаев прогноз сдвига ветра либо отсутствовал, либо недооценивался летно-штурманским составом. Поэтому вопросы совершенствования прогноза сдвига ветра являются важными и имеют большое оперативное значение.

Для правильного построения стратегии прогноза сдвига ветра следует исследовать его природу. Уже отмечалось, что сдвиг ветра носит взрывной характер, ему вообще свойственна спонтанное возникновение и исчезновение [1]. Для определения значимости сдвига ветра необходимо исследовать структуру тех профилей ветра, которые порождают его сложные конфигурации. Необходимость такого разделения связана с тем, что простые конфигурации профилей ветра, характеризующиеся сильными сдвигами ветра, не ведут к усложнению посадки или взлета. Наоборот, при сложных, изрезанных конфигурациях ветра по высоте, например характеризующихся разрывами или аperiодическими изменениями направления при внешне небольших значениях сдвига ветра возникают сложности в их парировании. Исследования профилей ветра в зонах посадки в аэропортах Домодедово, Быково, Шереметьево показывают следующее: именно при сложных конфигурациях ветра возникают наиболее грубые посадки (табл. 1).

Как следует из табл. 1, опасные профили ветра имеют достаточно небольшой процент повторяемости, однако, именно с ними связан большой процент грубых посадок практически во всех зонах. Характерно, что при наличии условий, близких к метеоминимуму, наблюдаются разрывные профили, типичные для устойчивого состояния атмосферы. Анкетирование летного состава показало, что знание профилей ветра имеет принципиальную значимость.

Таблица 1

вторяемость различных конфигураций профилей ветра в слое 0—500 м и вероятность (P) грубых посадок (самолеты ТУ-134, ТУ-154, ИЛ-62, количество посадок 1654)

тип профиля ветра	Сдвиг ветра (м/с) на 30 м высоты								P
	1	2	3	4	5	6	7	Σ	
с разрывом	0,20	0,09	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	0,40	0,39
гиперболический	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,12	0,52
гарифмический	0,28	0,08	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	0,48	0,09

Близость природы сдвига ветра к турбулентности проявляется его пульсационности. Исследование последней по данным телевидения Останкино (учащенные 2-минутные наблюдения) показывает, что независимо от сезона диапазон частоты пульсаций уменьшается по мере увеличения значения сдвига ветра (табл. 2).

Таблица 2

спектр пульсации сдвига ветра при его среднем значении 1,8 м/с на 30 м высоты (по данным 6540 наблюдений осень/зима) 1973 г., телебашня Останкино, профиль ветра с разрывом)*

сдвиг ветра, м/с на 30 м	Частота пульсаций, число случаев/ч			
	менее 5	10	20	30
1—2	0,38	0,21	—	—
3—4	0,07	0,08	0,04	0,02
5—6	0,05	0,03	0,06	0,04
более 6	0,01	0,01	0,02	0,01

* Примечание: рассматриваются слои 83—125, 125—203, 203—305 м.

Анализ пульсаций сдвига ветра с периодом более 1 часа позволил установить их связь с изменениями синоптического характера. В пределах 60 минут пульсационность, как показывают исследования [2], отражает в основном влияние локального рельефа мезомасштабной неустойчивости (грозы, конвективная неустойчивость внутримассового плана). Данные табл. 2 также показывают, что жизненный цикл импульса сдвига, как правило, краткосрочен, особенно при его больших значениях. По-видимому, выявляющиеся сдвиги быстро разрушаются механизмом турбу-

лентности (рис. 1, 2). График (рис. 2) является характерным для любого выбранного слоя до высоты 500 м. Он показывает, что период возникновения в 2—3 раза по времени короче, чем период разрушения. Однако как возникновение, так и разрушение обычно непродолжительны по времени. Можно говорить, что сдвиги ветра более 4 м/с на 30 м высоты имеют продолжительность существования не более 6 минут (обеспеченность разрушения в течение этого периода составляет около 0,97 для профилей с разрывом). Разрушение, как правило, носит экспоненциальный характер, т. е. в течение первых 2 минут после достижения максимума, он разрушается более чем на половину (обеспеченность 0,90). Сдвиги ветра менее 4 м/с на 30 м высоты существуют дольше и их жизненный цикл составляет 8—12 минут. Наиболее устойчив средний сдвиг ветра. Для рассмотренных аэродромов он составляет 1,6—1,8 м/с при средне-квадратическом отклонении 1,2—1,4 м/с. Наибольшую устойчивость проявляют сдвиги ветра при низких инверсиях (порядка 30—40 м), когда слабые сдвиги порядка 2 м/с могут периодически существовать в течение 1 часа и более. Из сказанного становится очевидным, что спектр пульсаций зависит от среднего значения сдвига. Частота пульсаций, а также максимальное значение «порыва сдвига ветра» находится в прямой зависимости от средней величины. Чем она больше, тем больше порыв сдвига

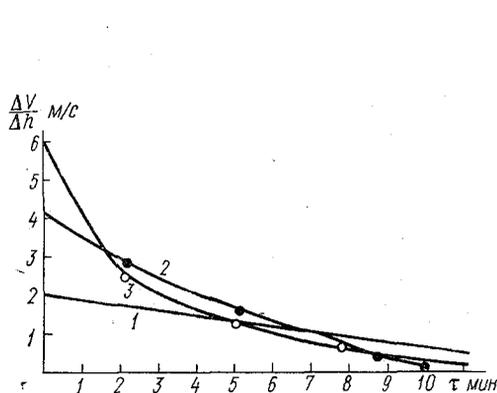


Рис. 1. Зависимость жизненной продолжительности импульса сдвига ветра от его величины (по данным 2-минутных наблюдений, телебашня Останкино, 1973 г.): 1 — слабый сдвиг ветра; 2 — умеренный сдвиг ветра; 3 — сильный сдвиг ветра.

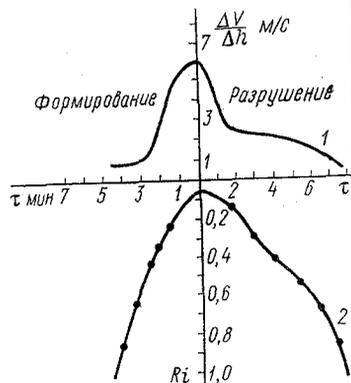


Рис. 2. Типичный характер формирования сдвига ветра во времени в зависимости его с числом Ri : 1 — изменение значения сдвига во времени; 2 — аналогичное изменение числа Ri во времени.

Для обеспечения посадки ВС на категорийных аэродромах важно знать не только величину сдвига ветра, но и протяженность зоны, которая характеризуется опасным сдвигом. Исследования, проведенные по данным, собранным на телебашне Останкино,

ино, а также моделирование полей ветра в районе аэродромов методом МАГДА [3] зон сдвига с критическим значением 5 м/с на 30 м высоты показали, что протяженность таких зон (L) может быть различна (рис. 3). Максимальная длина зоны практически на всех уровнях колеблется в пределах 300—3500 м. Иногда длина зоны достигает 4000 м. Наибольшая вероятность повторности падает на диапазон длин 400—500 м. Это соответствует средней скорости ветра приблизительно равной 4,5 м/с. Характерно, что для длины волны до 400—500 м профиль ветра по высоте — логарифмический (состояние атмосферы — безразличное), а профили, которые возникают при натекании потока на изменчивые поля шероховатости — синусоидальные. Последние, особенно в городской черте могут приводить к появлению мощных мгновенных пульсаций. Длины зоны от 500 до 1500 м связаны с неустойчивым состоянием атмосферы. Они, в принципе, могут вызывать явление, которое иногда называют «сдвиг в сдвиге», что эквивалентно наложению двух типов профилей. Как правило профили при этих сдвигах — синусоидальные. Инверсионные профили формируют наиболее продолжительные зоны (более 1500 м). Анализ вероятности появления зон сдвига ветра при различных его значениях показывает, что длина зоны уменьшается с увеличением дивергенции ветра.

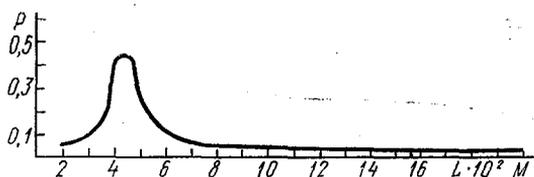


Рис. 3. Повторяемость длины зоны сдвига ветра.

Многочисленное моделирование участков, где возникают сильные зоны сдвига ветра, позволило установить, что по форме зона сдвига может быть аппроксимирована эллипсом. Причем, главная ось вытянута по направлению преобладающего ветра. Малая полуось эллипса имеет длину равную приблизительно 1/2 главной полуоси. Здесь же было установлено, что локальные препятствия играют важную роль в образовании и поддержании сдвигов ветра. Препятствия, в которых соотношение высоты к длине лежит в пределах 1/5—1/8, могут чаще порождать эллипсоидную форму зон сдвига ветра и при этом зона сохраняет свои геометрические размеры, уменьшаясь по амплитуде на удалениях, равных $30-36 H$ (H — высота препятствия). Изменение шероховатости $\partial z_0/\partial L$ в сторону ее увеличения способствует выравниванию профиля

ветра и диссипации зон сильных сдвигов ветра (рис. 4). Наоборот уменьшение шероховатости ведет к большей устойчивости во времени зоны сдвига ветра. Подобное изучение поля шероховатости по направлению преобладающего ветра позволяет получать номограммы, имеющие прогностический смысл.

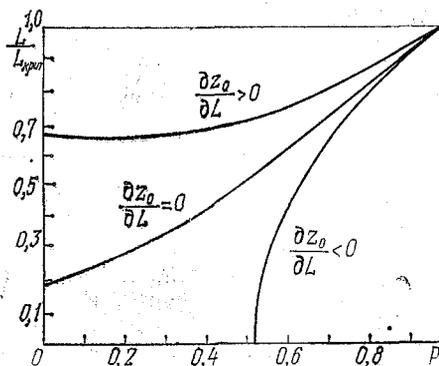


Рис. 4. Вероятность усиления или ослабления зон сдвига ветра (5 м/с на 30 м высоты) в зависимости от однородности подстилающей поверхности.

Таким образом, можно рекомендовать, чтобы прогноз сдвига ветра на период до одного часа основывался на следующих параметрах:

- среднем значении сдвига;
- максимальном значении;
- длине зоны;
- времени существования;
- вероятности появления.

Например: 02/07 1500 вер10 слое 100—200.

Вероятность рассчитывается на двухчасовой интервал трендового прогноза. Все характеристики по длине, вероятности для слоя можно получить из графиков таких, как показаны на рис. 1—4, а также из соответствующих таблиц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Николаева Н. Г. Об оценке пространственно-временной изменчивости сдвига ветра с помощью ЭВМ. В кн.: Объективная оценка метеоинформации при обеспечении полетов воздушных судов в целях повышения безопасности и регулярности полетов. Межвузовский тематический сборник научных трудов. — Л., ОЛАГА, 1983, с. 130.

2. Николаева Н. Г., Сильвестров П. В. Трансформация сдвига ветра в приземном слое механизмом мелкомасштабной турбулентности. В кн.: Опасные для полетов метеорологические явления и их учет в метеобеспечении полетов. Межвузовский тематический сборник научных трудов. — Л., ОЛАГА, 1984, с. 45—51.

3. Моделирование обтекания грозового облака воздушными потоками электромагнитном поле. / Г. А. Агапов, В. Н. Павлов, А. А. Поночев, П. В. Сильвестров. — Авиационная метеорология, Л., ОЛАГА, 78, с. 44—48.

К 551.509.313

Л. П. ГЕТМАН (ОЛАГА)

ИЗМЕНЕНИЕ ОГРАНИЧЕННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Под ограниченной дальностью видимости понимается видимость при сложных метеорологических условиях, т. е. такое ее состояние, когда она равна 2000 м и менее.

Для обеспечения безопасности полетов очень важны сведения об изменении ограниченной метеорологической дальности видимости (МДВ) особенно при различных метеорологических условиях. Большую опасность представляют резкие ухудшения МДВ. Это бывает, например, при образовании тумана, усилении снегопада, метели и т. д. Сведения об изменении видимости во времени необходимы не только при управлении воздушным движением ГА, но и синоптикам при составлении прогнозов погоды.

В данной статье кратко излагаются результаты исследования изменения МДВ в аэропортах ГА — Мурманске, Риге, Ленинграде (Тулково). В качестве исходного материала взяты данные приорных измерений видимости при различных синоптических условиях. Ими явились ленты самописцев регистраторов дальности видимости (РДВ) за пятилетний период (1979—1983 гг.) в центральные месяцы сезонов, а также дневники погоды АВ-6 (1979—1983 гг.) в указанных аэропортах.

К фронтальным синоптическим ситуациям относились ситуации, связанные с атмосферными фронтами, а к внутримассовым — те из них, которые были связаны с процессами обусловленных, например, антициклонами, сформированными в однородной воздушной массе.

Оказалось, что вероятность ограниченной дальности видимости, связанной с фронтальными процессами, выше, чем с внутримассовыми: с фронтальными в Мурманске — 27% за год, в Риге — 39%, в Ленинграде — 21%. При внутримассовых — 18, 12, 14%, соответственно.

Качество записей на лентах самописцев значений дальности было достаточно высоким, так как в метеоподразделениях этих аэродромов ведутся квалифицированные инструментальные измерения со строгим соблюдением установленной методики.

Приведем один из примеров, синоптическая ситуация которой отражена на рис. 1. Погода района Мурманска 16/I 1981 г. определялась областью низкого давления с приближением теплофронта. Усиление юго-восточного ветра до опасных пределов, сильные метели были вызваны двухцентровой циклонической депрессией (950 гПа), переместившейся к северо-западным берегам Ботнического залива при наличии малоподвижной области высокого давления над Западной Сибирью (см. рис. 1). Снегопад обусловлен распространением фронтальной зоны с запада. Значение дальности видимости изменялось от нескольких сот метров до нескольких километров.

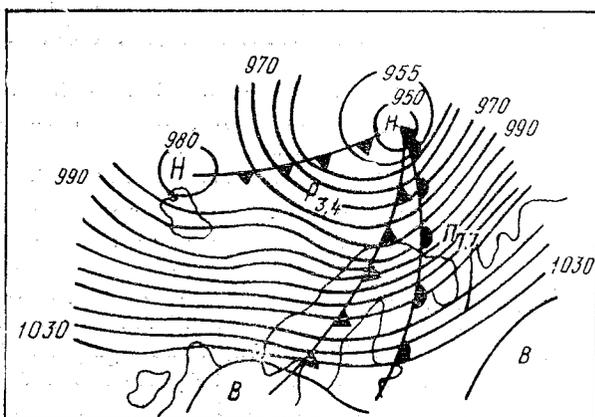


Рис. 1. Схема приземной синоптической карты за 09 ч 16/I 1981 г. (аэропорт Мурманск)

Анализ данных наблюдений ограниченной видимости за 1979–1983 гг. в рассматриваемых аэропортах показал, что продолжительность снегопадов, дождей, туманов, ухудшающих видимость, может быть самой различной и колебаться от нескольких минут до нескольких часов и более, однако большая часть случаев имеет продолжительность до 1 ч [1].

В Мурманске фронтальные туманы продолжительностью до 15 мин составляют 22% их общего числа, 18% — внутримассовые; в Риге — 19% — фронтальные, 16% — внутримассовые; в Ленинграде — 25 и 21%, соответственно. Туманы длительностью 15–30 мин в Мурманске соответственно 26 и 20%; в Риге — 19 и 14%; в Ленинграде — 24 и 18%. Туманы продолжительностью 30–60 мин в Мурманске составили 30 и 24%; в Риге — 26 и 21%.

Ленинграде — 38 и 31%, соответственно. Однако в отдельных случаях бывают значительные ухудшения видимости в течение длительных периодов. Так, в Мурманске, например, наблюдался негопад длительностью более 3-х суток, видимость колебалась от 00 м до 6-ти и более км. Общая продолжительность снегопада оставила 93 ч. Интегральное распределение видимости за 6/1 1981 г. представлено на рис. 2. Продолжительность снегопадов резко уменьшается по мере увеличения их интенсивности [3].

О характере изменения видимости тумане в аэропорту Мурманск в различных синоптических условиях при ее ухудшении или улучшении) можно судить по данным таблицы, составленной на основании 798 значений видимости, снятых лент самописцев через минутные интервалы времени.

Изменчивость дальности видимости V определялась как разность значений между двумя следующими друг за другом наблюдениями [2]:

$$\Delta V = |V_i - V_0|,$$

где V_i — значение дальности видимости в i -й момент; V_0 — значение дальности видимости в предшествующий момент.

Характер изменения (%) дальности видимости в тумане через минутные интервалы времени в Мурманске (аэропорт Мурманск)

Синоптическая обстановка	Изменчивость видимости, м									Число случаев
	Ухудшение				Без изменений	Улучшение				
	201—300 и более	101—200	51—100	до 50		0	до 50	51—100	101—200	
Фронтальные процессы	5	7	14	20	12	14	12	9	7	1948
Внутримассовые процессы	6	8	11	16	15	18	12	8	6	1850

Как видим, при фронтальных процессах лишь в 12% случаев видимость остается без изменения, а при внутримассовых — в 15% случаев. В целом, изменчивость видимости при фронтальных процессах больше, чем при внутримассовых. Если при фронтальных

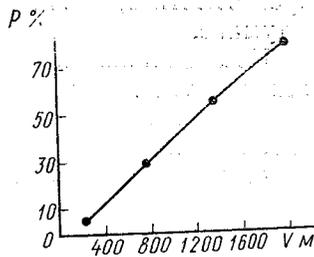


Рис. 2. Интегральное распределение дальности видимости в снегопаде по ежеминутным измерениям в Мурманске (аэропорт Мурманск)

тальных процессах улучшение видимости до 100 м составляет 34%, то ее улучшение — 25%, а при внутримассовых, соответственно, 27 и 30%.

В заключение следует отметить, что анализ материалов инструментальных измерений дальности видимости, осуществлявшихся одним и тем же сертифицированным прибором, показал, что дальность видимости наиболее изменчива в явлениях, связанных с фронтальными процессами, наименее — с внутримассовыми. Следует отметить, что видимость более изменчива в снегопаде, чем в тумане.

Исследования в этом направлении необходимо продолжить так как эти данные представляют практический интерес для метеобеспечения авиации. В дальнейшем целесообразно проводить анализ изменения видимости во времени при различных метеорологических явлениях в других регионах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов А. М. Исследование низких облаков и ограниченной видимости для обеспечения безопасности полетов в условиях, близких к минимумам. — В кн.: Современные проблемы метеорологии. — Л., изд. ЛПИ, 1981, вып. 73, с. 93—95. (ЛГМИ).
2. Баранов А. М., Хлынов С. В. Изменчивость дальности видимости за минутные интервалы времени. — В кн.: Основные вопросы метеобеспечения гражданской авиации. Л., изд. ОЛАГА, 1982, с. 85—94.
3. Зенкевич Д. И. Анализ условий ухудшения видимости в снегопадах и прогноз видимости в аэропорту Колпашево. — Труды ЗапСибНИИ Госкомгидромета, 1984, вып. 64, с. 77—84.

УДК 551.511

В. А. ВАСИЛЬЕВ, А. В. КОНДРАТЬЕВ (ЛГМИ)

ОБ ОДНОМ МЕХАНИЗМЕ ГЕНЕРАЦИИ КОЛЕБАНИЙ СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА

Одной из характерных особенностей изменчивости гидрометеорологических величин в тропосфере тропических широт является наличие отчетливо выраженных колебаний синоптического масштаба.

Проведенный в работах [1, 2] корреляционный и спектральный анализ основных метеовеличин в тропосфере тропической и экваториальной Атлантики, данными для которого послужили резуль-

аты экспедиции ТРОПЭКС-74, показал, что в синоптическом диапазоне частот можно выделить колебания с периодами 3—4 суток, 6—8 суток и 12—14 суток. Наличие в тропической и экваториальной тропосфере колебательных процессов с указанными периодами представляет собой явление устойчивое в пространстве и во времени, на что указывают аналогичные исследования в других географических регионах и в другие сезоны года [3].

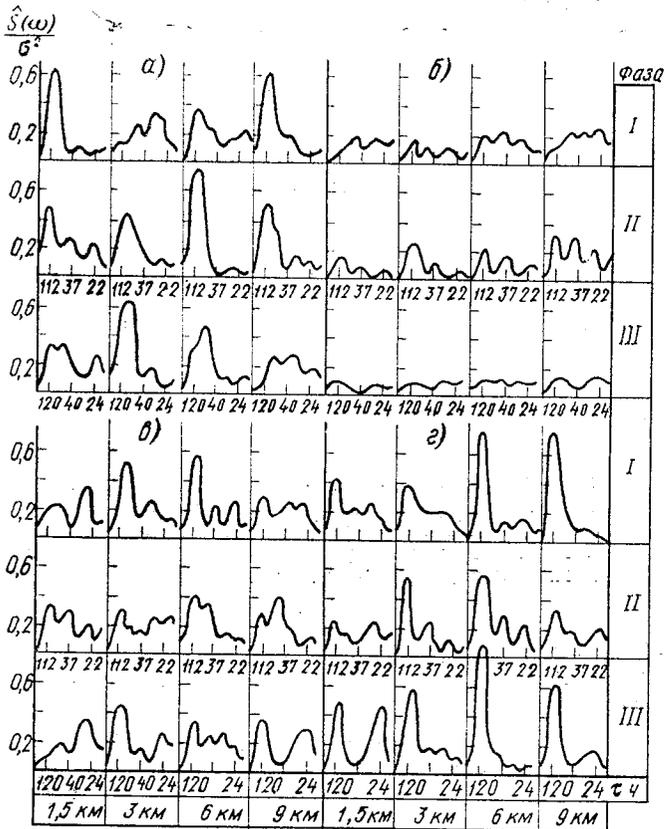


Рис. 1. Спектры модуля скорости ветра (а), атмосферного давления (б), температуры воздуха (в), относительной влажности (г) в трех фазах эксперимента ТРОПЭКС-74 на различных высотах в экваториальной тропосфере.

В качестве примера, иллюстрирующего сказанное выше, на рис. 1, 2 приведены авто- и взаимные спектры некоторых основных метеовеличин, полученные в работах [1, 2].

Колебания с периодами 12—14 суток отражают влияние на тропическую атмосферу длинных волн в западных потоках умеренных широт и, как показали результаты исследований, приведенные в вышеупомянутых работах, эти колебания затухают по мере приближения к экватору. В приэкваториальной зоне они уже не присутствуют в спектрах. Трех- четырехсуточные колебания связаны своим происхождением с волнами в восточных потоках в тропиках и экваториальными восточными волнами [1], природ которых, по-видимому, одна и та же.

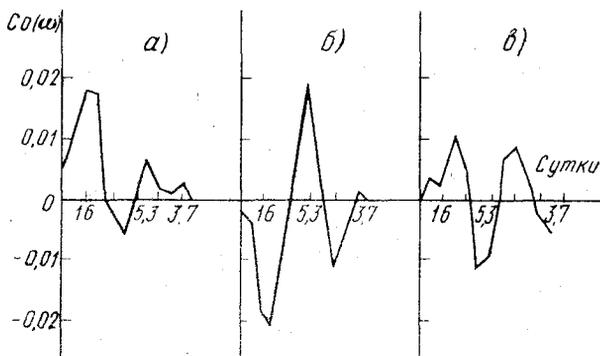


Рис. 2. Взаимные спектры меридиональных составляющих градиента геопотенциала на поверхности 500 гПа в восточном тропическом течении и в западных потоках умеренных широт на меридианах 5° в. д. (а); 23,5° з. д. (б) и 75° з. д. (в).

Что же касается вопроса о колебаниях с периодом 6—8 суток, то он в настоящее время остается открытым. Попытка объяснить происхождение этих колебаний с помощью некоторого модуляционного механизма, реализующегося в тропосфере приэкваториальных широт, и предпринята в настоящей работе.

Как показывают оценки, приведенные в [2], наличие 6—8 суточных колебаний в спектрах основных метеовеличин в приэкваториальной зоне есть отражение реальных физических процессов и не может быть следствием эффектов, связанных со спецификой статистической обработки данных. Чтобы лишний раз подтвердить реальность колебаний с этим периодом нами был предпринят расчет спектральной плотности количества облачности (в %) для тропической зоны Западной Атлантики по данным архива ПГЭП. Некоторые результаты представлены на рис. 3. Как нетрудно видеть, единственный значимый пик спектральной плотности в синоптическом диапазоне частот для временных рядов количества общей облачности соответствует периоду около 8 суток.

Для возможного объяснения данного явления рассмотрим в первом приближении простейшую модель, полученную и подробно исследованную в работе Е. М. Добрышмана [4]. При этом мы не будем останавливаться на ее допущениях и упрощениях, принятых и использованных при выводе уравнений модели, поскольку они весьма детально обсуждаются в цитируемой выше работе Е. М. Добрышмана. Уравнения данной модели имеют вид:

$$\frac{\partial \nabla \psi}{\partial t} + (\psi, \nabla \psi) = \alpha \frac{\partial T}{\partial y}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\psi, T) = -\Gamma \frac{\partial \psi}{\partial y} + \varepsilon(t, y, z). \quad (2)$$

Здесь ψ — функция тока, полученная на основании уравнения неразрывности $\partial v / \partial y + \partial w / \partial z = 0$;

$$\nabla \psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2};$$

$$(a, b) \equiv \frac{\partial a}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial z} - \frac{\partial a}{\partial z} \frac{\partial b}{\partial y};$$

— отклонение температуры от линейного профиля в атмосфере; $= g / \bar{T}$, где \bar{T} — некоторая средняя температура экваториальной тропосферы; $\Gamma = \gamma_a - \gamma$, $\gamma = \partial T / \partial z$; $\varepsilon(t, y, z)$ — неадиабатические прилики тепла.

Как и в работе [4] зададим $\varepsilon(t, y, z)$ в виде волны, амплитуда которой изменяется во времени по известному закону

$$\varepsilon(t, y, z) = i \varepsilon_1(t) \exp i(my + nz). \quad (3)$$

Поскольку нас интересует эволюция начальных возмущений во времени, решения также будем искать в виде плоской волны:

$$\psi = \psi_0(t) \exp i(my + nz); \quad (4)$$

$$T = T_0(t) \exp i(my + nz). \quad (5)$$

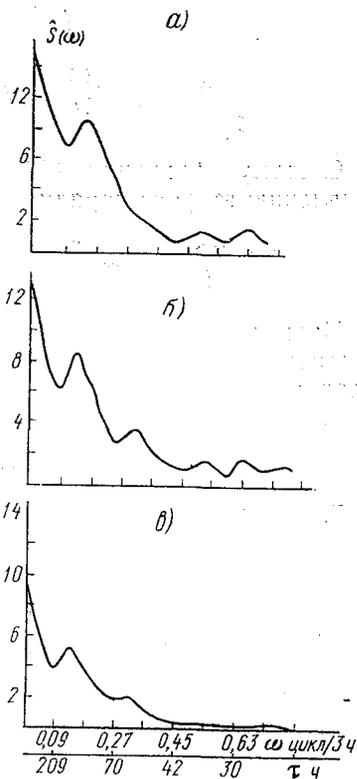


Рис. 3. Спектры общего количества облачности в западной части тропической зоны Атлантики при различных радиусах (R) площади осреднения: a — $R=50$ км; $б$ — $R=200$ км; $в$ — $R=400$ км.

После подстановки (4) и (5) в (1) и (2) получим систему обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{d\psi_0}{dt} + \frac{iam}{m^2+n^2} T_0 = 0; \quad (6)$$

$$\frac{dT_0}{dt} + im\Gamma\psi_0 = i\varepsilon_1(t). \quad (7)$$

Систему уравнений (6), (7) можно преобразовать к одному уравнению второго порядка:

$$\frac{d^2\psi_0}{dt^2} + \frac{am^2}{m^2+n^2} \Gamma\psi_0 - \frac{am}{m^2+n^2} \varepsilon_1(t) = 0. \quad (8)$$

Проведенный анализ данных аэрологического зондирования в приэкваториальной зоне Атлантического океана показал, что вследствие прохождения восточных волн в спектре величин $\Gamma = \gamma_a - \gamma > 0$ отчетливо выражены колебания с периодом 3—4 суток (рис. 4).

На основании этого представим Γ в виде

$$\Gamma = \gamma_a - (\gamma_0 + \gamma_1 \cos \omega_0 t), \quad (9)$$

где γ_0 — некоторое постоянное среднее значение вертикального градиента; γ_1 — амплитуда колебаний ($\gamma \ll \gamma_a - \gamma_0$); ω_0 — частота.

Значение частоты ω_0 соответствует колебаниям с периодом 3—4 суток.

С учетом выражения (9) уравнение (8) примет вид:

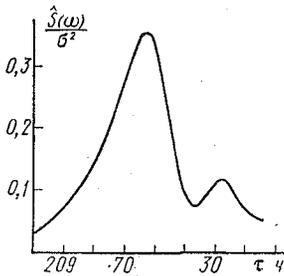


Рис. 4. Спектр значений квадрата частоты Брента-Вяйсяля ($N^2 = \frac{g}{T} (\gamma_a - \gamma)$) в тропосфере экваториальной Атлантики (по данным ТРОПЭКС-74).

$$\begin{aligned} & \frac{d^2\psi_0}{dt^2} + \frac{am^2(\gamma_a - \gamma_0)}{m^2+n^2} \psi_0 \times \\ & \times \left(1 - \frac{\gamma_1}{\gamma_a - \gamma_0} \cos \omega_0 t \right) \psi_0 - \\ & - \frac{am}{m^2+n^2} \varepsilon_1(t) = 0. \quad (10) \end{aligned}$$

Нетрудно видеть, что уравнение (10) представляет собой обобщенное уравнение Матье. Известно [5], что при принятых выше допущениях относительно параметров, входящих в правую часть выражения (9), в системе, описываемой уравнением (10), могут самовозбуждаться колебания с частотой в два раза меньшей, чем ω_0 , что соответствует случаю, так называемого, главного параметрического резонанса. Роль этого явления для геофизически приложений впервые особо подчеркнута в работе [6].

Таким образом, наличие восточных волн в экваториальной тропосфере может приводить к модуляции параметров вертикальной гойчивости и возникновению вследствие этого явления параметрического резонанса, выражающегося в данном случае в появлении колебаний с периодами 6—8 суток.

Безусловно, приведенные простейшие выкладки не могут служить прямым доказательством выдвинутых предположений, касающихся причин 6—8 суточных колебаний, однако они позволяют интуитивно смотреть на возможность такого объяснения этой кличности.

Дальнейшим шагом в проверке этой гипотезы может служить построение и решение более сложных и более реалистических моделей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев А. В. Спектральный анализ основных метеовеличин тропосфере тропической Атлантики. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1980, № 6, 79—85.
2. Кондратьев А. В. О взаимодействии длинных волн в западных токах умеренных широт с волнами в восточных потоках в тропической зоне. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1981, № 18, с. 91—95.
3. Nitta T. Structure of wave disturbances over the Marchull Islands during the years of 1956 and 1958. — J. Meteor. Soc. Japan, 1972, 50, p. 85—103.
4. Добрышман Е. М. Динамика экваториальной атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 288 с.
5. Харкевич А. А. Основы радиотехники. — М.: Связьиздат, 1962. — 9 с.
6. Гледзер Е. Б., Должанский Ф. В., Обухов А. М. Системы бародинамического типа и их применение. — М.: Наука, 1981. — 366 с.

ДК 551.54

В. Л. АРХАНГЕЛЬСКИЙ (СГУ)

ОБ ОШИБКАХ, ДОПУСКАЕМЫХ ПРИ ПРИВЕДЕНИИ ДАВЛЕНИЯ ВОЗДУХА К УРОВНЮ МОРЯ ЗИМОЙ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ СИБИРИ

Приведение атмосферного давления, измеренного на станциях, к уровню моря является одной из важнейших операций, обеспечивающих возможность построения и анализа поля давления по данным сети станций. Для этого показания барометра в точках,

расположенных на разных высотах, приводят к уровню моря с использованием барометрической формулы для политропы атмосферы.

В 30—40-х годах вся сеть метеорологических станций при составлении таблиц поправок для приведения давления к уровню моря руководствовалась официальным изданием, в соответствии с которым плотность воздуха в слое между уровнем станции и уровнем моря определяется температурой на станции и температурой на уровне моря. Причем последняя определяется с учетом политропного состояния атмосферы при среднем значении вертикального температурного градиента, равного $0,6^\circ$ на 100 м.

При наличии инверсий температуры воздуха отмечается неответствие в поправках. С одной стороны, при вычислении поправок на более высокой станции мы будем пользоваться и более высокой температурой, отчего поправка получится относительно меньше, а с другой стороны, в низинной станции с низкими температурами поправки получатся относительно больше. Так получается вследствие того, что в первом случае плотность берется меньшая, а во втором — большая.

Но помимо того, что инверсии порождают существенные различия в температуре воздуха на близких станциях, имеющих значительную разницу в абсолютных высотах, большие различия в температуре возникают за счет особенностей рельефа в непосредственной близости от станции. Именно рельеф сравнительно часто отделяет весьма заметные разницы температуры воздуха, наблюдающиеся во все сезоны года на станциях, расположенных почти одной высоте над уровнем моря, но имеющих совершенно различные топографические условия.

Населенные пункты и абсолютное большинство метеорологических станций в горных районах Средней и Восточной Сибири расположены на нижних участках склонов гор и в глубине отрицательных форм рельефа. Во многих горных местах и, в частности во всей Восточной Сибири, включая Забайкалье, часть Якутской АССР, Магаданскую область, значительную часть Хабаровского края, относительное превышение вершин гор и возвышенностей над нижними уровнями находится в пределах 300—800 м, а сами абсолютные отметки нижних склонов гор и днищ долин котловин и других отрицательных форм рельефа располагаются на отметках 500—800 м, а местами и несколько более метров над уровнем моря.

Далее будет рассмотрен вопрос о приведении давления воздуха к уровню моря в зимние месяцы, лишь для условий горных районов Средней и Восточной Сибири. Два других очага климатологического максимума атмосферного давления зимой — высокогорные районы Памира и Тянь-Шаня — имеют совершенно иные гипсометрические условия, существенно отличающиеся от горных условий Средней и Восточной Сибири, здесь не рассматриваются

В горных местах Средней и Восточной Сибири инверсии проираются в основном от оснований отрицательных форм рельефа, вершины окружающих возвышенностей и гор. Рельеф усиливает процесс образования мощных инверсионных слоев и понижения температуры воздуха на станции за счет стока радиационно-охлажденного воздуха по склонам в низменные места. Поэтому поправка для приведения давления к уровню моря получается сильно завышенной. В свое время было обращено внимание специалистов на существенные ошибки, допускаемые при приведении давления к уровню моря в горной части Восточной Сибири при значительных инверсиях температуры [1]. Были даны рекомендации, сводившиеся к тому, чтобы при приведении давления к уровню моря принималась в расчет плотность воздуха, обусловленная температурой его в нижней тропосфере, определяемой в каждом конкретном случае с использованием данных температурного зондирования. С этой рекомендацией был согласен в свое время и В. А. Бугаев, хорошо знавший региональные особенности синоптического анализа в условиях горного рельефа [3]. Не улучшилось дело с приведением давления воздуха к уровню моря и зимние месяцы в горных районах Средней и Восточной Сибири с выходом в свет Методических указаний по этому вопросу [7] работы В. К. Домбровского [5]. Частично об этом же идет речь в более поздней работе Д. П. Беспалова и др. [2].

В практической работе метеорологических станций все остается по-прежнему и в результате во всех геострофических и климатических атласах, в которых помещаются карты среднего атмосферного давления, приведенного к уровню моря за зимние месяцы над горными районами Средней и Восточной Сибири и Средней Азии резко выделяется область неимоверно высокого давления, соответствующая зимнему азиатскому антициклону.

Достаточно беглого взгляда на гипсометрическую карту Азиатской части СССР и очертания центральной части зимнего азиатского антициклона, чтобы убедиться в схожести конфигурации антициклона с наиболее изрезанными горными районами. О том, что сам антициклон в его центральной и северо-восточной частях является низким барическим образованием убедительно и наглядно показал Х. П. Погосян еще в 1947 г.

В новых Методических указаниях по приведению атмосферного давления к уровню моря [7] используется так же, как и ранее, барометрическая формула политропной атмосферы. В этих указаниях разработан вопрос об использовании виртуальной температуры при приведении давления воздуха к уровню моря и даже для станций, расположенных в горах, где относительные превышения высот составляют 1000 м и более, учитывается также влияние распределения масс гор на изменение ускорения свободного падения» [7, с. 5]. Но в них не обращается внимание на то, как приводить давление воздуха к уровню моря на станциях, распо-

ложенных на высотах 300—400 м и более при значительных перепадах земных инверсиях температуры.

В последние годы при создании некоторых географических климатических атласов СССР несколько улучшена методика приведения давления воздуха к уровню моря в зимние месяцы в Азиатской части СССР. Для крайних северо-восточных районов этой территории вертикальный градиент температуры, используемый в формулах вычисления поправок при приведении давления воздуха к уровню моря, принят $-1^{\circ}/100$ м, вместо общепринятого $-0,5^{\circ}/100$ м для всей остальной территории.

Обширная территория южной горной части Средней Сибири почти вся Восточная Сибирь на картах средней многолетней температуры воздуха за январь окаймляются изотермами -28° — -30° а на уровне 850 гПа, также по многолетним данным, эта территория окаймляется изотермами -18° — -20° [9]. Восточные районы Якутии у подстилающей поверхности окаймляются изотермами от -36° — -38° до -44° — -48° , а на уровне 850 гПа — -28° — -30° .

Таким образом, по средним многолетним данным инверсия в январе во всех этих местах достигает 16° — 18° . В индивидуальных случаях значения инверсий нередко превышают 20° , например 21 января 1979 г. в Якутии инверсия температуры воздуха достигала 24° , а в северо-восточных районах Забайкалья она была в пределах от 21° до 29° [8].

Сведения о значительных величинах инверсий температуры воздуха в зимние месяцы в обширных районах Средней и Восточной Сибири свидетельствуют о неприемлемости условий приведения давления воздуха к уровню моря, при расчете использованной в барометрической формуле модели с линейными изменениями температуры с высотой при $\gamma=0,5^{\circ}/100$ м.

Расчеты показывают [1], что при инверсии в 10° при приведении давления воздуха к уровню моря на каждые 100 м, превышение поправки равно 1 гПа, а при инверсии в 20° — 2 гПа. Так, по среднемесячным данным за январь 1981 г. в Красном Чикое, Читинской области, средние величины инверсий составили 10° — 14° , а станции эти находятся на высотах от 685 до 766 м над уровнем моря. Следовательно, если привести к уровню моря среднемесячное давление воздуха за январь 1981 г. по этим станциям, то получим превышение не менее, чем на 7 гПа.

Учитывая, что абсолютное большинство метеостанций в горных районах Средней и Восточной Сибири расположены в отрицательных формах рельефа на высотах 400—800 м над уровнем моря, значения среднего многолетнего давления воздуха в январе приведенные к уровню моря, завышены не менее, чем на 5 гПа. При индивидуальных процессах, отображенных на ежедневных синоптических картах погоды, завышения давления, приведенного к уровню моря, бывают еще более значительными.

В целях поиска пути улучшения способа приведения давления воздуха к уровню моря для метеостанций, имеющих высоты 50 м и более над уровнем моря, расположенных среди гор Средней и Восточной Сибири и производящих радиозондирование атмосферы целесообразно составить таблицы приведения давления к уровню моря (в дополнение к имеющимся), рассчитанные на линейное изменение температуры с высотой, отдельно для учаев $\gamma = -0,5^\circ/100$ м, $-1^\circ/100$ м, $-1,5^\circ/100$ м и т. д. до $-10^\circ/100$ м.

Не изменяя существующей техники приведения давления к уровню моря, желательно параллельно с использованием существующих таблиц, организовать в порядке проведения эксперимента (с целью накопления фактических данных) в зимние месяцы при инверсиях приведение давления к уровню моря по новым таблицам. Проведение эксперимента для начала можно осуществить на таких пунктах радиозондирования как, например: Имякон, Сеймчан, Омолон, Богдарин, Чара, Чита, Красный Чий, Иркутск.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский В. Л. О приведении давления воздуха к уровню моря в Забайкалье. — Климат и погода, 1936, № 4, с. 41—45.
2. Беспалов Д. П., Грибова Т. П., Федорова Е. А. О вычислении давления на уровне моря. — Тр. ГГО, 1976, вып. 375, с. 37—42.
3. Бугаев В. А. Техника синоптического анализа и прогноза. — Л.: Гидрометеоиздат, 1947. — 280 с.
4. Воронина О. В., Шиллегодский Н. К. Руководство для обработки основных метеорологических станций. — Л.: 1933, вып. 2.
5. Домбровский В. К. Применение барометрических формул для приведения давления воздуха к уровню моря. — Л.: 1954. — 53 с.
6. Методические указания управлениям гидрометеорологической службы (приведение атмосферного давления к уровню моря). — Л.: 1954, № 15. — 44 с.
7. Методические указания по приведению атмосферного давления к уровню моря и вычислению высот изобарических поверхностей на метеорологических станциях. — Л.: 1979. — 47 с.
8. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Январь 1979. — Обнинск, ЦМТЦентр СССР, ВНИИГМИ — МЦД, 1980, ч. 1.
9. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над Северным полушарием. — Л.: 1968. — 299 с.

ДК 551.509.3

Н. Ю. ВОЛКОНСКИЙ, Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ (ЛИИЖТ)

МЕТЕОБЕСПЕЧЕНИЕ ПОЭТАПНОГО ПЛАНИРОВАНИЯ

подавляющее большинство видов человеческой деятельности связано с наличием внешних условий, в той или иной степени ее ограничивающих. Под внешними мы понимаем условия, неуправ-

ляемые в рамках данной деятельности. Наиболее важными внешними условиями являются погодные условия, которые в значительной мере можно считать стохастическими. Таким образом задача управления тесно смыкается с задачей прогноза изменения погодных условий. Вследствие сложности каждой из данных решений обычно производится разделение. Вопрос оптимизации функционирования системы, состоящей из прогнозиста, т. е. станции, дающей прогноз, и потребителя, решающего на основе этого прогноза задачу управления, в частности, задачу планирования, и посвящена настоящая работа.

Поскольку большинство потребителей осуществляет поэтапное планирование своей деятельности, этот случай и является наиболее интересным. Разобьем всю совокупность задач, стоящих перед потребителем, на элементарные (ЭЗ), т. е. такие, которые не могут быть решены частично. Минимальное время, необходимое для решения ЭЗ, назовем элементарным периодом (ЭП). Будем для простоты считать все ЭП равными друг другу. Обычно считается, что задача прогнозиста — дать на ближайший (ближайшие) Э прогноз внешних условий, а задача потребителя — определить на основе прогноза, какую (какие) ЭЗ планировать к решению. Такой метод функционирования рассматриваемой системы является удовлетворительным в случае идеального прогноза, т. е. прогноз при котором предсказанные значения метеорологических элементов на данный ЭП всегда совпадают с наблюдаемыми в этот ЭП.

В подавляющем большинстве случаев, однако, прогноз не является идеальным. Более того, обычно существует несколько методов прогноза одних и тех же метеоэлементов. В связи с этим встают вопросы выбора наилучшего метода прогноза для прогнозиста и учета его неидеальности для потребителя. Возникает необходимость диалога между прогнозистом и потребителем.

Критерий эффективности функционирования рассматриваемой системы определяется, очевидно, потребителем и зависит от программы и задач его деятельности. При этом, во-первых, для стохастических внешних условий критерий должен носить также стохастический характер, и, во-вторых, охватывать всю совокупность запланированных задач, поскольку независимая оптимизация при решении каждой из ЭЗ, вообще говоря, не обеспечивает оптимального решения всей их совокупности.

Фактически, любая задача, решаемая потребителем, — многокритериальна. Мы рассмотрим двухкритериальную задачу, в которой один из критериев, удовлетворяя приведенным требованиям, имеет стохастический, а второй — детерминированный характер. Наиболее часто последним критерием является либо число ЭП отпущенных на решение общей задачи, либо число ЭЗ, которые следует решить.

Не ограничивая общности рассмотрения, выберем в качестве стохастического критерия средние по внешним условиям затраты

решение всей совокупности задач, стоящих перед потребителем. При этом подразумевается, что матрица затрат на ЭП в принципе существует, а под затратами понимаются любые — временные, материальные, моральные и т. д. Элементы матрицы затрат $i=1(1)m, j=1(1)2^m$, ($m-1$ — число различных ЭЗ, подлежащих решению, 2^m — полное число взаимоисключающих фаз состояний атмосферы, допускающих решение различных комбинаций ЭЗ) суть затраты при решении i -ой ЭЗ — A_i при j -ой фазе состояния атмосферы B_j .

Под прогнозом на ближайший ЭП обычно понимается установление соответствия между состоянием внешних условий в данный последующий ЭП. Под вероятностным прогнозом — прогноз, при котором каждому состоянию внешних условий, наблюдаемому данный ЭП, ставится в соответствие 2^m -мерный вектор $\langle \pi \rangle$, компоненты которого трактуются как условные вероятности наступления соответствующей фазы B_j в следующий ЭП, так что $\langle \pi \rangle = 1$. Будем называть такой прогноз достоверным, если бесконечной выборке, содержащей в качестве исходного только одно состояние внешних условий, повторяемость осуществления фазы B_j совпадает с π_j . Вследствие стохастичности внешних условий $\langle \pi \rangle$ тоже можно рассматривать как случайную величину, обладающую некоторым распределением $\varphi(\langle \pi \rangle)$:

$$\int (d\langle \pi \rangle) \varphi(\langle \pi \rangle) = 1; \quad \int (d\langle \pi \rangle) \pi_j \varphi(\langle \pi \rangle) = P_j \quad (1)$$

$$(d\langle \pi \rangle) \equiv \delta(1 - S_p \langle \pi \rangle) \prod_{j=1}^{2^m} d\pi_j$$

P_j — априорная вероятность осуществления фазы B_j , которое предполагается стационарным. Мы будем рассматривать достоверные вероятностные прогнозы.

Легко видеть, что, если по условиям деятельности невозможно одновременное решение нескольких ЭЗ (в противном случае необходимо переопределение ЭЗ), средние совокупные затраты определяются соотношениями:

$$\Sigma_{i,j}^I \langle n \rangle = N \Sigma_{i,j} \int (d\langle \pi \rangle) \varphi(\langle \pi \rangle) f_{\langle n \rangle, i}^I(\langle \pi \rangle) \sigma_{ij} \pi_j. \quad (2)$$

в случае фиксированного числа ЭП (N — заданное число ЭП, $\langle n \rangle, i$ — решающее правило или стратегия, определяющая выбор ЭЗ, планируемой к решению на ближайший ЭП, при данном знании $\langle \pi \rangle$, $\langle n \rangle = \langle n_1 \dots n_m \rangle$, n_i — число ЭЗ i -го типа, подлежащих решению), и

$$\Sigma_{i,j}^{II} \langle n \rangle = \Sigma_{i,j} \int (d\langle \pi \rangle) \varphi(\langle \pi \rangle) f_{\langle n \rangle, i}^{II}(\langle \pi \rangle) (\sigma_{ij} + \Sigma_{\langle n \rangle, i, j} \pi_j) \quad (3)$$

в случае, когда безусловно требуется решить $\langle n \rangle$ — совокупность ЭЗ. Здесь $\Sigma_{\langle n \rangle, i, j}$ — матрица, элементы которой задаются условием $\Sigma_{\langle n \rangle, i, j} = \Sigma_{\langle n \rangle, i}^{II}$, $\langle n \rangle_i = \langle n_1 \dots n_i - 1 \dots n_m \rangle$, если $n_i \geq 1$ и фаза B_i допускает решение ЭЗ, A_i , и $\Sigma_{\langle n \rangle, i, j} = \Sigma_{\langle n \rangle, i}^{II}$ в противном случае.

Таким образом, оптимизационная задача сводится к минимизации $\Sigma_{\langle n \rangle}$ как функционала от стратегии $f_{\langle n \rangle, i}$ и прогностического метода, определяющего $\varphi(\langle \pi \rangle)$. Стратегию $f_{\langle n \rangle, i}$ можно представить в виде

$$f_{\langle n \rangle, i} = \theta^{2m}(\langle \pi \rangle - \Omega_{\langle n \rangle, i}),$$

где $\theta^{2m} - 2^m$ — мерная обобщенная θ — функция, а $\Omega_{\langle n \rangle, i}$ — область в пространстве прогнозов $\{\langle \pi \rangle\}$, при попадании в которую планируется решение задачи A_i . При фиксированном прогностическом методе множество $\{\Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}\}$, минимизирующее $\Sigma_{\langle n \rangle}$, в свою очередь, является функционалом от $\varphi(\langle \pi \rangle)$, и оптимальная стратегия имеет вид

$$f_{\langle n \rangle, i}^{\circ} = \theta^{2m}(\langle \pi \rangle - \Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}(\varphi)). \quad (5)$$

Из соотношений (2) — (5) следуют три важных вывода:

— во-первых, потребителю при обычных методах функционирования рассматриваемой системы для принятия оптимального решения необходимо знание не только прогноза $\langle \pi \rangle$, но и функции распределения $\varphi(\langle \pi \rangle)$ для определения множества $\{\Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}\}$;

— во-вторых, прогнозисту для выбора оптимального метода прогноза необходимо сначала определить функционал $\{\Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}(\varphi)\}$ и затем минимизировать $\Sigma_{\langle n \rangle}$ по φ ;

— в-третьих, после определения φ° , минимизирующего $\Sigma_{\langle n \rangle}$, следовательно, $\{\Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}(\varphi^{\circ})\}$, в собственно вероятностном прогнозе уже нет необходимости. Действительно, по построению очевидно, что для принятия оптимального решения потребителю необходимо и достаточно знать $\Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}$: $\langle \pi \rangle \in \Omega_{\langle n \rangle, i}^{\circ}$. Прогноз при котором определяется только указанная область, назовем категорически-вероятностным.

Из рассмотренного ясно, что оптимальная схема функционирования системы прогнозист-потребитель заключается в следующем:

а) потребитель сообщает прогнозисту множества $\{A_i\}$, $\{B_i\}$ вектор $\langle n \rangle$ и не рассматриваемое нами множество внутренних ограничений на последовательность выполнения ЭЗ $\{C_i\}$;

б) потребитель задает прогнозисту стохастический и детерминированный критерии эффективности;

в) прогнозист на основе а), б) определяет оптимальные стратегию и метод категорически-вероятностного прогноза;

г) прогнозист на основе в) дает категорически-вероятностный прогноз, формулировка которого такова: «На ближайший ЭП рекомендуется к решению такая-то ЭЗ»;

д) потребитель принимает решение. Если по каким-то неуточненным прогнозом условиям рекомендации не принимаются, процедура повторяется с учетом этих условий.

В заключение отметим, что модельные расчеты для простейшего случая $m=1$ показывают, что категорически-вероятностный прогноз дает по сравнению с существующей системой метеобеспечения до 30% экономии. Таким образом, реализация предложенной методики функционирования системы прогнозист-потребитель позволит существенно повысить эффективность использования метеорологической информации.

ДК 551.509.5

Л. А. ХАНДОЖКО (ЛГМИ)

РАЗЛОЖЕНИЕ АЛЬТЕРНАТИВНОЙ МАТРИЦЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОТЕРЬ НА МНОГОФАЗОВЫЕ

Значение метеорологических прогнозов для нужд народного хозяйства общеизвестно. Научно-технический прогресс способствовал не только быстрому развитию гидрометеорологической науки, но и разработке способов экономически выгодного применения гидрометеорологических сведений в народном хозяйстве.

Использование метеорологических прогнозов в народном хозяйстве должно быть оптимальным, позволяющим минимизировать издержки производства по метеорологическим условиям. Однако практическое решение этого вопроса затрудняется отсутствием рабочих матриц потерь потребителя и обоснованной дискретизации метеорологической и экономической информации.

Прогнозы поступают к потребителю не только через определенные промежутки времени, но и сама прогнозируемая величина дается в градациях. Реализация в практике такого рода прогнозов связана с технологическими особенностями потребителя.

Будем рассматривать в дальнейшем такого потребителя, для которого число производственных решений равно числу градаций прогнозируемого состояния погоды. Такой потребитель работает «в режиме прогноза» и необходимое для него число градаций

погоды или метеорологической величины определяется число градаций потерь, которые он несет при переходе от одной градации к другой.

Однако, выбор необходимого для данного потребителя числа градаций прогнозируемой метеорологической величины, как числа производственных решений, определяемого самим потребителем, делается не всегда достаточно обоснованно.

В связи с этим возникает задача оптимальной дискретизации прогнозируемой метеорологической величины, т. е. рационального деления области возможных значений метеорологической величины на градации, при котором потребитель несет наименьшие потери или получает максимальный выигрыш при использовании прогнозов.

Для решения этой задачи будем считать, что потребитель располагает набором многофазовых матриц метеорологических потерь, каждая из которых соответствует заданному числу градаций метеорологической величины. Это значит, что потребитель поставлен перед выбором такой из матриц, на основании которой может быть обеспечен минимум потерь. В реальной практике потребители не располагают такого рода «оптимальными» матрицами и ограничиваются в расчетах матрицами 2×2 или 3×3 [1], которые могут быть далеки от оптимальных. Матрицы потерь 2×2 разрабатываются проще и число их растет [2].

Отсюда естественно, проанализировать возможность разложения реальной матрицы потерь 2×2 , при некоторых допущениях на ряд многофазовых. В данном исследовании и рассматривается аппроксимационное моделирование многофазовых матриц метеорологических потерь, как первая часть задачи дискретизации прогнозов.

Выберем, в качестве примера такого потребителя, который использует в своей практике прогнозы скорости ветра $\Pi_j(v)$, выдаваемые в виде градаций $\Pi_j(\delta v)$. Установим последовательный ряд неперекрывающихся градаций как фактических $\Phi_i(\delta v)$, так и прогнозируемых $\Pi_j(\delta v)$ значений скорости ветра. Будем считать, что число градаций $\Pi_j(\delta v)$ равно числу градаций $\Phi_i(\delta v)$. Примем, далее, что потребитель располагает числом решений n , тем же, что и число принятых градаций прогнозируемых и фактических значений метеорологической величины $n = m$ и, получая прогноз $\Pi_j(v)$, ориентируется на максимальное в градации значение скорости ветра $\Pi_j(v) = \Pi_j(v_{\text{max}})$.

В качестве начального условия зададим наличие у данного потребителя матрицы метеорологических потерь 2×2 .

Разложение ее на многофазовую учитывает следующее.

1. Элементы s_{ij} в матрице 2×2 являются «реперными» для разложения.

2. Ошибки решений потребителя: «ложные тревоги» и «пропуск целей» обуславливают сугубо асимметричную матрицу потерь.

3. Возможные модификации матрицы потерь, ее дискретность определяются выбором ширины градации Δl , а значит и числа градаций k в реально возможном диапазоне скоростей ветра.

4. При нахождении аппроксимирующей зависимости выбор значений соответствующих параметров должен обеспечивать условие равенства математических ожиданий потерь потребителя для каждой из выделенных частей расширенной и исходной матриц.

Асимметричность матрицы $|s_{ij}|$ позволяет принять следующие условия нелинейности функций потерь в различных ее областях. Линеарная функция потерь допускается если $\Phi_i(v) - \Pi_j(v) < 0$.

в случаях $\Phi_i(v) - \Pi_j(v) = 0$ и $\Phi_i(v) - \Pi_j(v) > 0$ рассматривается нелинейная функция потерь.

Здесь $\Phi_i(v)$ — фактическое максимальное в градации значение скорости ветра. При ошибках — пропусках принимается наиболее быстрое увеличение потерь потребителя.

Пусть имеется матрица потерь 2×2 , элементы которой s_{ij} являются «реперными» в процедуре разложения (табл. 1).

При принятии решений потребитель сравнивает ожидаемую скорость ветра с некоторым ее критическим значением, например, $v_{кр} \geq 12$ м/с.

Таблица 1

Матрица метеорологических потерь

Фактически было Φ_i	Потребитель принимает решение, рассчитывая на осуществление скорости ветра v	
	$\bar{\Pi} (v < 12)$	$\Pi (v \geq 12)$
$\bar{\Phi} (v < 12)$	a	b
$\Phi (v \geq 12)$	c	d

Поскольку в большинстве случаев отсутствие опасной ситуации не оказывает неблагоприятного влияния на потребителя, в силу чего a принимается равным нулю. Однако следует иметь в виду, что с увеличением порогового значения скорости ветра, обращение a в нуль менее оправдано. Нередко скорости ветра, близкие к пороговым, могут оказаться для потребителя ущербными. С уменьшением пороговой скорости ветра значение a также не должно быть равно нулю, поскольку потребитель может нести определенные потери по причине неумелого использования благоприятных условий погоды. Более того, при таких условиях потребитель должен выполнять профилактические мероприятия.

С учетом весов ошибок решений имеем $b > a$ и $c > d$.

При переходе к построению многофазовой матрицы метеорологических потерь необходимо матрицу 2×2 (табл. 1) трансформировать таким образом, чтобы она наиболее полно отражала функции потерь при различных ошибках решений потребителей.

Процедура разложения выполняется следующим образом.

Матрицы потерь $n \times m$ задаются в нарастающем порядке: 3×3 , 4×4 и т. д. Ширина градации ΔI , при этом, будет обратно пропорциональна числу градаций k .

Общая схема многофазовой матрицы метеорологических потерь представлена ниже (табл. 2).

Таблица

Схема многофазовой матрицы метеорологических потерь s_{ij}

Фактически было Φ_i	Потребитель принимает решение d_j , готовится к осуществлению скорости ветра $\Pi_j (v)$					
	$d_1 (\Pi_1)$	$d_2 (\Pi_2)$...	$d_j (\Pi_j)$...	$d_n (\Pi_n)$
Φ_1	s_{11}	s_{12}	...	s_{1j}	...	s_{1n}
Φ_2	s_{21}	s_{22}	...	s_{2j}	...	s_{2n}
$\Phi_3 \dots$
Φ_i	s_{i1}	s_{i2}	...	$s_{i=j}$...	s_{in}
...
Φ_m	s_{m1}	s_{m2}	...	s_{mj}	...	s_{mn}

В приведенной таблице скорость ветра Φ_i (максимальное значение в заданной градации) увеличивается от Φ_1 к Φ_m . Потери потребителя от ошибок-пропусков при $d_j = \text{const}$ растут от Φ_1 к Φ_m , а в случае ошибок-страховок затраты на защитные меры растут от d_1 к d_n при $\Phi_i = \text{const}$.

При линейной зависимости расписываются потери по крайнему правому столбцу (табл. 2). Для этого предлагается использовать уравнение вида:

$$s_{in} = \frac{s_{mn} - s_{1n}}{m - 1} (i - 1) + s_{1n} = A_n (i - 1) + s_{1n}, \quad (1)$$

где n — номер столбца, для которого $d = \text{const}$; m — номер строки; $m - 1$ — число интервалов в столбце; i — строка, соответствующая рассчитываемым потерям s_i в столбце n (здесь $i = 1(1)m - 1$ строки). Зная потери s_{mn} и s_{1n} определяем коэффициент A_n .

Для количественного выражения потерь при ошибках $\Phi_i - \Pi_j = 0$ находилась функция вида

$$s_{i=j} = a \Phi_{i-j}^b, \quad (2)$$

деления $s_{i=j}$ на главной диагонали, что $s_{11} \neq 0$. Получаем систему из двух уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \lg s_{11} &= \lg c + d \lg e \Delta \Phi_{11}, \\ \lg s_{m1} &= \lg c + d \lg e \Delta \Phi_{m1}. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Решая систему (9) получаем непосредственно c и d для первого (левого) столбца.

Коэффициенты c и d в формуле (9) для последующих столбцов кроме первого, получены из предварительного условия: распределение s_{mj} в нижней строке матрицы описывается зависимостью

$$s_{mj} = s_{m1} e^{d m \Delta \Phi_{mj}}. \quad (10)$$

Находим, что для каждого $s_{i(j)}$ коэффициенты $c = s_{i=j}$.

Нелинейная зависимость $s_{i(j)}$ от $\Delta \Phi_{i(j)}$ выразится в виде следующих формул:

$$\begin{aligned} s_{i(1)} &= s_{11} e^{d_1 \Delta \Phi_{i(1)}}, \\ s_{i(2)} &= s_{22} e^{d_2 \Delta \Phi_{i(2)}}, \\ &\dots \dots \dots \\ s_{i(n-2)} &= s_{i=j} e^{d_{n-2} \Delta \Phi_{i(n-2)}}. \end{aligned} \quad (11)$$

Отыскиваем далее зависимость d_i от c . Обозначая $c = x$ $d = y$ находим, что кривой $y = f(x)$ удовлетворяет функция вида:

$$y = c' x^{d'} + g. \quad (12)$$

В итоге устанавливаем искомую формулу

$$d = c' s_{i=j}^{d'} + g. \quad (13)$$

Находим зависимость $A_{j(i)}$ от $s_{i=j}$. Обозначим $A_{j(i)} = x$ $s_{i=j} = y$ и дальнейшие выкладки аналогичны отысканию зависимости d_i от c .

В итоге получаем уравнение вида:

$$A_{j(i)} = p s_{i=j}^r + G, \quad (14)$$

где p и r — коэффициенты, полученные аналогично c' и d' .

Используя формулы (5), (6), (7), (13) и (14), можно записать общее выражение функции потерь потребителя по метеорологическим условиям:

$$s_{ij} = a \Phi_{i=j}^b + s_{i=j} e^{\Delta \Phi_{i=j} (c' s_{i=j}^{d'} + g)} + (p s_{i=j}^r + G) (j - 1) + s_{i=j}. \quad (15)$$

Таким образом приходим к следующему выводу. Так как $s_{i=j} = f(\Phi_{i=j})$, то зная лишь значения фактической погоды при $i=j$, можно, используя формулу (15), вычислить ряд матриц порядка $n \times m$ для данного потребителя.

Численные эксперименты, выполненные Н. В. Тейковцевой, позволили сделать предварительную оценку оптимальных условий искретизации прогнозов скорости ветра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 303 с.
2. Монокрович Э. И. Гидрометеорологическая информация в народном хозяйстве. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 175 с.
3. Демидович Б. П., Марон И. А. Численные методы анализа. — Л.: Наука, 1967. — 664 с.
4. Фильчаков П. Ф. Численные и графические методы прикладной атематики. — Киев: Наукова Думка, 1970. — 800 с.

ДК 551.510.52

Ю. П. ПЕРЕВЕДЕНЦЕВ, В. В. ГУРЬЯНОВ (КГУ)

ВИХРЕВОЙ ПЕРЕНОС МОМЕНТА ИМПУЛЬСА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ТРОПО-СТРАТОСФЕРЕ

Одной из важных особенностей общей циркуляции атмосферы является непрерывное поддержание и эволюция ее зональной составляющей [2]. Это происходит за счет механизма межширотного обмена теплом, моментом количества движения, влагой и другими физическими субстанциями в системах средней меридиональной циркуляции, стационарных и подвижных макровихрей [3—5, 7—9].

В настоящей статье рассматривается распределение характеристик кинетической энергии, вихревых потоков момента импульса на основных изобарических поверхностях 500, 300, 100, 30 и 10 гПа за период 1976—1981 гг.

В качестве исходного материала использовались ежедневные данные о полях геопотенциала в узлах регулярной широтно-долготной сетки ($5 \times 10^\circ$), записанные на технических носителях фонд ВНИИГМИ — МЦД).

С помощью ЭВМ ЕС-1033 рассчитывались ежедневные значения скорости геострофического ветра, которые затем осреднялись по месяцам и кругам широт, среднеширотные значения горизонтальных вихревых потоков момента импульса, кинетическая энергия (КЭ) зонального движения, стационарных и подвижных макровихрей.

Методика расчетов сводится к следующему. Учитывая, что любую метеорологическую функцию можно представить в виде суммы среднего значения и отклонения [6], запишем составляющие скорости геострофического ветра u и v в виде

$$\begin{aligned} u &= [\bar{u}] + \bar{u}' + u', \\ v &= [\bar{v}] + \bar{v}' + v', \end{aligned} \quad (1)$$

где квадратные скобки означают осреднение функции вдоль круга широты, черта — знак осреднения по времени, а символы * и приняты для обозначения ее пространственных и временных пульсаций.

Заметим, что для геострофического движения $[\bar{v}] = 0$.

Полная кинетическая энергия единичной массы воздуха рассчитывалась по формуле

$$\begin{aligned} KЭ = \frac{1}{2} \left\{ \left([\bar{u}'^2] + [\bar{v}'^2] \right) + \left([\bar{u}^{*2}] + [\bar{v}^{*2}] \right) + \right. \\ \left. + \left([\bar{u}]^2 + [\bar{v}]^2 \right) \right\}, \end{aligned} \quad (2)$$

где первое слагаемое правой части характеризует КЭ подвижных второе — стационарных макровихрей, третье слагаемое представляет КЭ зонального движения.

Среднеширотные значения горизонтальных потоков момента импульса вычислялись по формуле [4]

$$J = [\bar{u}] [\bar{v}] + [\bar{u}' \bar{v}'] + [\bar{u}' \bar{v}'], \quad (3)$$

где первое слагаемое характеризует перенос момента импульса за счет средней меридиональной циркуляции $[\bar{v}]$, второе определяющее вклад в полный поток переноса момента импульса стационарными вихрями, возникающего за счет корреляционной зависимости между средними по времени значениями \bar{u} и \bar{v} в различных узлах круга широты, третье слагаемое характеризует перенос момента импульса подвижными макровихрями при наличии временной корреляционной зависимости пульсаций зональной и меридионально составляющих скорости ветра в конкретном пункте. В связи с равенством $[\bar{v}] = 0$ по формуле (3) оценивалась лишь величина вихревого потока момента импульса.

Направление рассчитанных потоков определялось нами по общепринятым правилам [4]: при положительном знаке величины поток направлен к северу; при отрицательном знаке поток направлен к югу.

Для численной оценки интенсивности дивергенции и конвергенции меридиональных потоков момента импульса, обеспечиваю

их наличие зон накопления и оттока, использовалось соотношение

$$q = \frac{f_{\varphi_0 + \Delta\varphi} - f_{\varphi_0 - \Delta\varphi}}{a \Delta\varphi} \quad (4)$$

где a — радиус Земли; φ — широта; $\Delta\varphi$ — приращение широты в 10° .

При этом положительные величины, получаемые по формуле 4), характеризуют дивергенцию потока (область оттока), а отрицательные — конвергенцию (область притока).

Из анализа уравнения движения, записанного в форме [5]

$$\frac{\partial}{\partial t} [\bar{u}] = \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{u}' v') \cos^2 \varphi, \quad (5)$$

следует, что в области притока момента импульса складываются благоприятные условия для ускорения зональной циркуляции, в области оттока, наоборот, замедления.

С помощью приближенной формулы

$$C_k = [\bar{u}' v' + \bar{u}' v'] \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{[\bar{u}]}{a \cos \varphi} \right), \quad (6)$$

производилась оценка скорости трансформации кинетической энергии вихрей в кинетическую энергию осредненного движения. В этой формуле положительный знак C_k указывает на переход КЭ из вихревой в зональную форму.

Результаты выполненных расчетов частично отражены в табл. 1—3, где представлены среднемесячные значения (за январь и июль) ряда характеристик, осредненных по широтным кругам 40° , 60° и 80° с. ш.

Анализ данных табл. 1 показывает, что в свободной атмосфере северного полушария наблюдается четко выраженный годовой ход интенсивности межширотного обмена моментом импульса: максимум в январе, минимум в июле. Зимой с высотой происходит возрастание величины потоков. Особенно интенсивен вихревой перенос момента импульса в средней стратосфере (AT_{10}). Здесь зонально осредненные потоки направлены на север, что согласуется с теорией циркуляции и энергетики стратосферы. Действительно, согласно [10, 12], вихревые движения в зимней стратосфере образуются в основном за счет ультрадлинных квазистационарных планетарных волн, генерируемых в тропосфере и распространяющихся по вертикали. Эти волны переносят тепло, количество движения, энергию и др. не только по вертикали, но и по меридиональному направлению. Максимальных значений меридиональные вихревые потоки момента импульса достигают в областях струйных течений: в стратосфере вблизи 60° с. ш., где формируется полярное стратосферное струйное течение и в верхней тропосфере (AT_{300}) на широте 40° с. ш. вблизи местоположе-

Меридиональные вихревые потоки импульса ($m^2 \cdot c^{-2}$) на основных изобарических поверхностях за период 1976—1981 гг.

Год	Поверхность, гПа									
	500	300	100	30	10	500	300	100	30	10
	Январь				$\varphi=80^\circ$			Июль		
1976	0,4	-0,4	-0,5	4,5	7,4	0,1	-0,4	0,02	-0,02	0,
1977	0,3	-1,4	-0,8	-2,6	1,9	1,3	2,4	0,2	0,1	0,
1978	-1,5	0,2	0,3	12,1	18,8	-0,2	0,5	-0,1	-0,03	0,
1979	0,8	0,2	-0,7	11,6	26,2	-0,03	0,2	-0,4	-0,04	-0,5
1980	-0,1	-0,4	0,5	7,4	22,6	-0,1	0,8	-0,5	-0,1	-0,
1981	2,0	2,3	-1,3	8,4	10,4	-0,3	-0,5	-0,3	-0,04	-0,2
	$\varphi=60^\circ$									
1976	-4,9	-12,4	-13,7	13,3	103,8	3,4	-3,7	-1,4	0,2	-0,
1977	-20,4	-40,0	-19,1	-22,8	2,4	-3,1	-6,1	1,0	0,2	0,
1978	-18,9	-31,4	-18,8	36,2	100,3	-1,9	-5,7	-0,6	-0,03	-0,
1979	-19,9	-35,8	-16,2	57,0	183,6	-2,3	-4,2	-0,1	-0,2	-0,
1980	-14,1	-25,6	-14,3	34,6	144,4	-2,9	-8,2	-1,7	-0,2	-0,
1981	-2,5	-9,6	-16,0	38,6	85,2	0,6	3,2	-0,4	-0,2	-0,
	$\varphi=40^\circ$									
1976	31,0	76,8	31,0	17,2	42,7	4,8	16,8	7,4	0,4	1,3
1977	20,0	54,8	17,0	8,4	23,6	4,2	15,4	13,6	0,5	0,9
1978	25,4	62,1	25,5	22,2	67,3	2,7	14,6	9,6	0,3	0,2
1979	-5,6	-29,8	16,5	36,2	88,6	4,9	14,5	5,3	0,1	0,1
1980	7,9	34,2	18,8	25,2	113,4	2,4	10,8	1,5	-0,4	0,03
1981	31,6	67,7	18,5	29,7	72,3	1,9	13,1	8,2	0,0	0,6

Таблица 2

пределение кинетической энергии подвижных и стационарных макровихрей (к/кг) на основных изобарических поверхностях за период 1976—1981 гг.

Год	Поверхность, гПа									
	500	300	100	30	10	500	300	100	30	10
	Январь			$\varphi=80^\circ$			Июль			
976	36,9	67,7	48,2	99,1	233,9	22,9	39,7	4,9	1,8	5,3
977	26,4	48,0	35,1	133,6	197,3	20,1	44,7	6,8	2,0	3,0
978	30,3	53,4	74,0	242,6	455,2	14,0	29,7	6,1	2,1	3,5
979	33,2	54,4	73,7	119,7	460,5	18,2	43,0	8,4	1,6	3,9
980	40,8	66,9	51,3	160,4	243,1	13,8	33,0	8,8	1,6	2,8
981	29,5	54,0	42,0	165,6	335,0	18,8	40,8	5,7	2,3	4,3
	$\varphi=60^\circ$									
976	137,6	132,1	62,2	108,8	295,4	47,9	76,3	12,7	2,1	4,4
977	67,2	113,3	64,6	116,5	231,2	28,9	68,8	14,1	2,3	3,6
978	63,4	104,6	61,6	159,8	345,6	27,8	62,3	11,2	2,4	3,3
979	73,8	132,4	64,5	184,4	390,7	33,1	68,7	12,9	1,6	3,1
980	67,0	113,5	54,6	103,7	221,5	23,6	52,2	11,1	1,4	3,5
981	67,7	121,1	54,9	111,6	292,4	29,1	60,8	9,3	1,8	3,1
	$\varphi=40^\circ$									
976	101,2	219,0	87,1	98,0	330,5	35,9	67,1	37,1	2,7	4,7
977	96,3	219,1	87,7	79,0	147,2	24,3	66,3	35,0	3,0	5,2
978	84,3	176,8	67,7	102,7	285,0	22,4	58,2	28,0	3,0	5,4
979			89,8	146,1	448,7	26,1	61,3	31,8	2,7	4,8
980	83,1	166,1	80,9	130,4	467,8	32,9	57,5	23,8	2,1	4,0
981	100,8	213,4	95,0	112,6	405,2	22,9	62,9	29,7	2,8	15,2

Распределение кинетической энергии зонального движения (Дж/кг)
на основных изобарических поверхностях за период 1976—1981 гг.

Год	Поверхность, гПа									
	500	300	100	30	10	500	300	100	30	
	Январь			$\varphi=80^\circ$				Июль		
1976	1,2	1,3	26,1	139,2	439,5	9,6	23,1	1,0	6,7	
1977	5,9	10,6	4,6	5,3	4,5	0,3	0,2	1,1	5,8	
1978	3,5	11,3	46,6	195,5	356,4	2,1	4,9	0,03	7,4	
1979	0,3	1,6	10,1	39,3	95,4	6,4	15,6	0,4	6,2	
1980	1,2	2,9	14,1	102,9	199,8	1,3	0,6	0,05	4,3	
1981	28,8	53,3	77,9	207,9	357,9	6,0	10,2	1,2	4,4	
	$\varphi=60^\circ$									
1976	27,4	73,1	226,3	759,2	1444,8	7,1	19,1	2,4	24,6	6
1977	2,6	5,2	0,2	2,8	29,8	8,5	28,6	4,3	25,8	6
1978	24,7	52,3	144,7	356,0	638,5	11,9	27,7	4,4	25,1	6
1979	15,2	39,1	115,3	445,9	888,1	14,4	36,6	5,1	16,9	5
1980	10,3	26,4	132,0	531,5	933,5	12,8	33,6	9,2	13,6	4
1981	24,2	44,3	175,2	712,1	1384,2	22,3	50,4	13,6	13,6	4
	$\varphi=40^\circ$									
1976	155,1	368,2	279,5	61,8	130,8	62,3	166,1	53,3	40,2	8
1977	189,3	478,2	340,1	102,9	123,1	53,6	146,2	47,4	55,1	12
1978	165,2	389,4	303,0	48,1	41,6	46,0	140,0	32,5	53,6	12
1979	182,4	644,3	306,3	101,9	238,0	41,2	138,4	45,9	44,1	10
1980	153,0	372,8	350,2	156,7	337,0	43,1	139,9	41,9	43,4	9
1981	124,6	307,4	289,5	108,5	270,0	35,4	107,8	20,7	45,3	8

планетарного субтропического струйного течения. Выявляются же межгодовые колебания интенсивности переноса момента ульса. Так, в 1977 г., когда в стратосфере возникло сильное потепление, приведшее к перестройке циркуляции от заной формы к восточной, резко уменьшилась величина f осно вблизи 60° с. ш.

В июле значения потоков момента импульса максимальны на 00 , затем они уменьшаются и принимают минимальные значения AT_{10} , так как в летней стратосфере барико-циркуляционное е практически не возмущено. Межгодовые различия в этот пед несущественны. В тропосфере вблизи 50° с. ш. происходит на знака потоков, что приводит к их значительной конверген-. Из таблицы видно, что в субтропической зоне доминирует ный перенос во всем рассматриваемом слое $500-10$ гПа, меренных широтах (60° с. ш.) преобладает северный перенос. ращает на себя внимание также усиление вихревых потоков ента импульса в нижней стратосфере (AT_{100}) в субтропической асти, что обусловлено стационарированием здесь высотных анти-лонов.

Анализ результатов расчетов показывает также, что в зимний иод в стратосфере полярных широт формируется область ин-сивного стока момента импульса, где значения q достигают отдельные годы (например, 1979 г.) величины $(-60 \div -80) \cdot 10^{-6}$ м·с $^{-2}$. В июле процессы протекают вяло и величина меньшается на два порядка. В зимней тропосфере по своей енсивности выделяется область конвергенции потоков в уме-ных широтах ($q = (-20 \div -30) \cdot 10^{-6}$ м·с $^{-2}$), в полярном рай-в отличие от стратосферы источники и стоки ослаблены. В це- межгодовые различия в пространственном расположении зон ергенции и конвергенции вихревых потоков момента импульса столь существенны, более значительны колебания их интенсив-ти. Здесь выделяются январь 1977 и 1978 гг. Так, среднеянвар-е значение величины на AT_{10} ($\varphi = 60^\circ$ с. ш.) 1979 г. на порядок восходит аналогичное значение q 1976 г.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что наиболее енсивные области стока момента импульса формируются на лонической периферии субтропического и полярного страто-рного струйных течений, что способствует их поддержанию. Анализ данных табл. 2, 3 где представлено распределение ха-теристик КЭ показывает, что на всех уровнях и широтных гах наблюдается четко выраженный годовой ход составляющих , причем амплитуда годовых колебаний в стратосфере на пок выше, чем в тропосфере. В тропосфере КЭ вихревого дви-ния превалирует над КЭ зонального особенно в летний период, тратосфере возрастает роль энергии регулярных движений июле удельный вклад КЭ зонального движения достигает 90%), ревой фактор становится доминирующим в период зимних атосферных потеплений.

Расчеты показывают также, что зимой в полярной области стратосферы происходит наиболее интенсивный переход КЭ вихревой формы в зональную, что согласуется с выводами авторов [1, 8, 9] о важной роли вихревой энергии в энергетических преобразованиях, формировании зональной циркуляции.

В заключение следует отметить, что полученные в настоящей статье результаты о пространственно-временном распределении вихревых потоков момента импульса и характеристик кинетической энергии в нижней и средней стратосфере в основных чертах аналогичны результатам, относящимся к верхней стратосфере [1], что свидетельствует об однородном характере крупномасштабных динамических процессов, происходящих в стратосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вакалюк Ю. В. Роль процессов переноса в обмене кинетической энергии. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1980, вып. 72, с. 13—29.
2. Галин М. Б., Киричков С. Е. Малокомпонентная спектральная модель годового хода зональной циркуляции атмосферы. — Изв. АН СССР Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 5, с. 349—355.
3. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1961. — 104 с.
4. Гутерман И. Г. Горизонтальные потоки тепла, влаги и момента количества движения в свободной атмосфере Земли. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1975, вып. 19, с. 30—40.
5. Игнатюшина Е. Н. Макротурбулентность в межширотном обмене. Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1977, вып. 21, с. 28—42.
6. Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 260 с.
7. Машкович С. А., Фоскарино О. В. Количественные характеристики макротурбулентного обмена по данным ПГЭЦ. — Метеорология и гидрология, 1984, № 4, с. 102—107.
8. Монин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 4, с. 452—463.
9. Монин А. С. Зональные модели атмосферы (обзор). — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1982, т. 18, № 2, с. 115—125.
10. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. Т. I, II. — М.: Мир, 1984. — 811 с.
11. Переведенцев Ю. П. Циркуляционные и энергетические процессы в средней атмосфере. — Казань, изд-во КГУ, 1984. — 167 с.
12. Холтон Дж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 244 с.

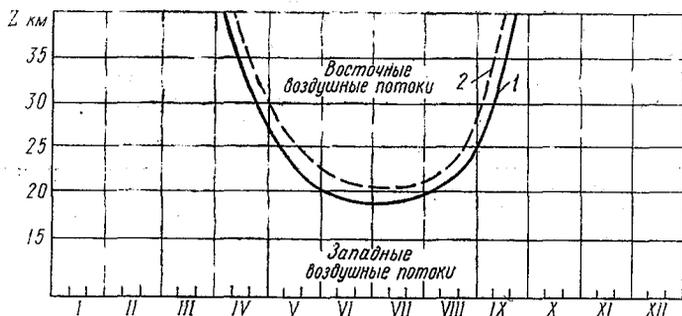
УДК 551.509.

Л. А. КАЩЕЕВ, С. И. ТИТОВ (ВИА)

О ВЛИЯНИИ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ПОЛОЖЕНИЕ ВЕЛОПАУЗЫ В СТРАТОСФЕРЕ

Вертикальное распределение скорости ветра в стратосфере исследовалось многими авторами [1—4 и др.].

Обобщая полученные данные, можно сделать вывод, что скорость западно-восточного переноса воздушных масс в стратосфере бывает над тропопаузой, достигает нулевых значений летом слое велопаузы и минимальных в остальные периоды года на уровне близком к 20 км. Выше этого уровня наблюдается усиление скорости ветра восточного направления летом и западного — холодный и переходные сезоны года.



Среднее положение нижней (1) и верхней (2) границ слоя обращения ветра над территорией СССР в пределах 40—65° с. ш.

Из рисунка, построенного по многолетним данным, видно, что широтной зоне 40—60° с. ш. над СССР слой велопаузы наблюдается примерно с первой декады апреля и до середины сентября. При этом самое низкое положение этого слоя имеет место в конце июня, а самое высокое — в середине весеннего и начале осеннего периодов.

Из того же рисунка можно видеть, что наибольшую вертикальную протяженность данный слой имеет в периоды своего образования и разрушения. В это же время наблюдаются и наибольшие горизонтальные контрасты толщины слоя велопаузы.

В целях количественной оценки факторов, определяющих положение велопаузы, воспользуемся уравнением состояния $p = \rho RT$,

гидростатической формулой $p_2 = p_1 \exp \left[-\frac{g(z_2 - z_1)}{R T_m} \right]$ и выражением

$\frac{\partial p_2}{\partial n} = \frac{1}{T_s} \frac{\partial T_s}{\partial n}$, которое должно выполняться на среднем энергетическом уровне тропосферы, где функция $\psi = p_s z_s = \text{max}$, $\frac{\partial p_s}{\partial n} = 0$.

В представленных формулах p — давление, T и T_m — температура и ее среднее значение в слое, ρ — плотность, g — ускорение

свободного падения, R — газовая постоянная, $z_2 - z_1$ — разность уровней.

В результате логарифмирования и последующего дифференцирования по горизонтальной координате n первых двух уравнений получим:

$$\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial n} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial n} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial n}, \quad (1)$$

$$\frac{1}{p_2} \frac{\partial p_2}{\partial n} = \frac{1}{p_1} \frac{\partial p_1}{\partial n} + \frac{g(z_2 - z_1)}{RT_m^2} \cdot \frac{\partial T_m}{\partial n}, \quad (2)$$

$$\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial \rho_2}{\partial n} = \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \rho_1}{\partial n} + \frac{g(z_2 - z_1)}{RT_m^2} \cdot \frac{\partial T_m}{\partial n} - \frac{1}{T_2} \frac{\partial T_2}{\partial n}. \quad (3)$$

Используя выражения (1—3) и учитывая условие на z_0 при некоторых вполне допустимых ограничениях, для уровня тропопаузы будем иметь:

$$\left(\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial n} \right)_T = \left[1 + \frac{g(z_T - z_0)}{RT_m^2} \right] \frac{\partial T_m}{\partial n}, \quad (4)$$

$$\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial n} \right)_T = \frac{g(z_T - z_0)}{RT_m^2} \frac{\partial T_m}{\partial n}. \quad (5)$$

Из последних двух формул видно, что на уровне тропопаузы изменение плотности и давления в направлении n определяется изменением средней температуры в слое $z_T - z_0$ и толщиной данного слоя.

При анализе условий в нижней стратосфере воспользуемся соотношением: $\left(\frac{\partial T_m}{\partial n} \right) : \left(\frac{\partial T_m}{\partial n} \right)_{\text{стр}} = b$ (6), которым учитывается изменение горизонтального градиента средней температуры при переходе из тропосферы в стратосферу.

Для примера положим, что $b = -1$. Тогда на основании (1—5) получим:

$$\left(\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial n} \right)_{\text{стр}} = \left[\frac{g(z + z_0 - 2z_T)}{RT_m} - 1 \right] \cdot \left(\frac{1}{T_m} \frac{\partial T_m}{\partial n} \right)_{\text{стр}}, \quad (7)$$

$$\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial n} \right)_{\text{стр}} = \left[\frac{g(z + z_0 - 2z_T)}{RT_m} - 2 \right] \cdot \left(\frac{1}{T_m} \frac{\partial T_m}{\partial n} \right)_{\text{стр}}. \quad (8)$$

Отсюда следует, что при выполнении условия (6) в форме $b = -1$, переход из тропосферы в стратосферу сопровождается уменьшением горизонтального градиента давления (а следовательно, и скорости ветра) и градиента плотности воздуха. На уровне $z_{\text{об}} = 2z_T + \frac{RT_m}{g} - z_0$ первый из этих градиентов, а вместе

ним и скорость ветра, обращаются в нуль, а выше соответственно меняют свое направление на обратное и увеличиваются модулю.

Если в дополнение к условию $b = -1$ положить $z_T = 11$ км, $z_{об} = 7$ км, $T_m = 200$ К, то $z_{об} = 21$ км.

При тех же условиях в нижней стратосфере обнаруживается опикнический уровень, для которого $z_{из} = 2 z_T + \frac{2RT_m}{g} - z_0 \approx 27$ км.

Приведенные выше оценки свидетельствуют прежде всего о том, что положение слоя велопаузы и слоя постоянной плотности определяется исключительно структурой термобарического поля верхней тропосферы и нижней стратосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Т. Некоторые особенности летних стратосферных воздушных потоков по данным аэростатов. — Труды ГМНИЦ СССР, 1969, вып. 41, 92—96.
2. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. — Гидрометеоздат, 1960.
3. Бугаева И. В. Изучение велопаузы над северным полушарием. — Меторология и гидрология, 1967, № 9.
4. Кашеев Л. А. К вопросу о возможности прогнозирования исследовательских аэростатов. — В сб.: Аэродинамика летательных аппаратов. М., ИИЕТ СССР, 1982, с. 77—82.

ДК 551.509

В. И. ВОРОБЬЕВ (ЛГМИ)

МЕЖСЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВКЛАДА КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ В СРЕДНЕЕ КОЛИЧЕСТВО ОБЩЕЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ

Сезонные поля общей облачности северного полушария состоят из облаков различных форм. При этом, в зависимости от широты места, характера подстилающей поверхности, сезонных особенностей циркуляционного режима, морфологическая структура этих облаков может формироваться на основе какой-либо преобладающей формы облаков. Так, в работе [1] было показано, что в среднем по северному полушарию конвективные облака над океанами

являются преобладающей формой облаков в течение всего года над континентами — в течение большей части года. В следующей работе автора [2] были проведены оценки вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности над северным полушарием летом и зимой. Был сделан вывод, что на большей частью акватории океанов в течение всего года, а на континентах, по крайней мере в теплое полугодие, конвективная облачность вносит основной вклад в среднее количество общей облачности и, таким образом, в значительной степени определяет морфологическую структуру поля этой характеристики общей облачности.

Методика расчета вклада облаков какой-либо формы в среднее количество общей облачности рассмотрена в [2]. Там же приведены карты вклада (в %) конвективной облачности в среднее количество общей облачности для основных сезонов, построенные по данным, снятым с ежедневных карт нефанализа за 1967—1971 гг. В дальнейшем, по таким же материалам, были построены аналогичные карты для переходных сезонов, что позволяет рассмотреть межсезонную изменчивость вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности над северным полушарием.

Данные табл. 1 показывают, что в целом над океанической частью северного полушария в годовом ходе межсезонных изменений вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности имеется два максимума и два минимума. Однако если рассматривать годовой ход изменчивости вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности по десятиградусным широтным зонам, то обнаруживается, что такой общий характер распределения в высоких широтах ($60-70^\circ$ с. ш.) и в северной части зоны умеренных широт ($50-60^\circ$) нарушается. В этих широтных зонах имеется по одному максимуму и минимуму. Южнее четко прослеживается двухволновая структура в межсезонной изменчивости вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности. В большинстве десятиградусных широтных зон и в целом по океанической части полушария происходит увеличение вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности при переходе от основных сезонов к переходным сезонам.

Над континентами межсезонные изменения вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности следуют за межсезонной изменчивостью потока прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (инсоляции). При переходе от лета к зиме во всех широтных зонах и в целом по континентальной части полушария вклад конвективных облаков в среднее количество общей облачности уменьшается. При этом при переходе от лета к осени значительное уменьшение вклада отмечается в высоких и умеренных широтах, а также в субтропиках, тогда

к в тропической зоне наблюдается даже его увеличение. А при переходе от осени к зиме в высоких и умеренных широтах вклад конвективных облаков в среднее количество общей облачности уменьшается менее значительно, чем от лета к осени. В тропической зоне, наоборот, уменьшение вклада от осени к зиме достигает больших значений, чем от лета к осени. От зимы к лету происходит увеличение вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности над всей континентальной частью полушария. При этом рост вклада от низких широт постепенно распространяется на умеренные и высокие широты.

Таблица 1

Средний по широтным зонам вклад конвективной облачности в поле среднего количества общей облачности над океанами (О), континентами (К) и полушарием (П) (%)

Широтная зона	Лето			Осень			Зима			Весна		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70	24	34	32	30	21	22	42	23	25	33	17	19
50—60	26	28	41	35	25	28	34	21	25	32	23	26
40—50	29	58	49	43	31	35	38	25	29	38	33	35
30—40	51	65	59	57	47	52	47	31	38	50	49	49
20—30	61	70	65	72	68	70	58	39	49	68	59	63
10—20	78	76	77	85	82	84	70	56	66	81	75	79
0—10	84	83	83	89	92	90	79	75	78	90	90	90
0—70	63	62	62	71	51	60	61	37	49	68	48	58

Вследствии рассмотренных выше особенностей в характере межсезонной изменчивости вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности над океанами и континентами, для двух межсезонных переходов характерна одинаковая направленность изменений вклада над океанической и континентальной частями полушария, а для двух остальных — противоположные.

В целом по всему полушарию межсезонная изменчивость вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности имеет правильный годовой ход: она отрицательна при переходе от лета к зиме и положительна при переходе от зимы к лету. При этом она отчетливо следует за высотой Солнца. От лета к осени наибольшее уменьшение вклада отмечается в высоких и умеренных широтах, а при переходе от осени к зиме наиболее сильно уменьшается вклад уже в низких широтах, а в умеренных и высоких он сравнительно невелик. Наиболее ощутимое увеличение вклада конвективных облаков в среднее количество общей

облачности от зимы к лету сначала начинается в тропической зоне (от зимы к весне), а затем, т. е. от весны к лету, распространяется на умеренные и высокие широты.

Значительно меняется от сезона к сезону площадь полушария, над которой вклад конвективных облаков преобладает над вкладом всех других форм облаков вместе взятых. Также существенно меняется среднее положение изолинии вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности с его значением, равным 50% (табл. 2).

Таблица 2

Величина площади S , на которой преобладает вклад конвективных облаков в среднее количество общей облачности, и положение границы φ , южнее которой вклад конвективных облаков больше, чем облаков всех других форм, над океанами (О), континентами (К) и полушарием (П)

Сезон	S %			φ° с. ш.		
	О	К	П	О	К	П
Лето	70	77	74	30	53	45
Осень	81	48	64	39	35	37
Зима	68	25	45	30	20	25
Весна	74	52	61	33	37	35

В годовом ходе размеров площади преобладания вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности над суммарным вкладом всех других форм облаков над океанами имеется два максимума: основной — осенью и вторичный — весной. Основной минимум приходится на зиму, а вторичный — на лето. Наиболее значительно изменяется площадь преобладания вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности от осени к зиме, когда в среднем по океанам изменчивость достигает 13%.

Над континентами годовой ход размеров площади преобладания вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности имеет максимум летом и минимум зимой. Амплитуда годового хода, составляющая 52%, существенно больше, чем над океанами. Также намного больше, чем над океанами меняет свое положение граница, южнее которой вклад конвективных облаков в среднее количество общей облачности преобладает над вкладом других форм облаков. Над континентами ее положение от максимума до минимума меняется на 33° широты, а над океанами только на 9° широты.

При анализе сезонных полей вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности было обращено внимание

не только на их различие, но и на определенное их сходство. Это сходство заключается прежде всего в характерной для всех сезонов зональности в распределении вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности при наличии минимума в высоких широтах и максимума вблизи экватора. Во все сезоны отмечается частый минимум над Северной Африкой. Имеются и некоторые другие общие детали в распределении вклада конвективных облаков в среднее количество общей облачности, обнаруживаемые на картах нескольких сезонов. Поэтому все сезонные поля вкладов конвективных облаков в среднее количество общей облачности имеют между собой высокую степень аналогичности, т. е. положительное высокое значение показателя ρ (табл. 3).

Таблица 3

Оценки аналогичности сезонных полей вкладов конвективных облаков в среднее количество общей облачности (ρ) над океанами (О), континентами (К) и полушарием (П)

Сравниваемые сезоны	О	К	П
Лето, осень	0,71	0,55	0,62
Осень, зима	0,70	0,71	0,73
Зима, весна	0,80	0,73	0,76
Весна, лето	0,67	0,49	0,57
Зима, лето	0,69	0,38	0,52
Осень, весна	0,82	0,88	0,86
Среднее	0,74	0,62	0,68

Наиболее высокую аналогичность имеют поля вкладов конвективных облаков в среднее количество общей облачности переходных сезонов, а наименее аналогичны поля основных сезонов. Сезонные поля вкладов над океанами по своей макроструктуре, как правило, более близки друг к другу, чем над континентами. Макроструктура полей переходных сезонов над всем полушарием, а также над его континентальной и океанической частями, более близка к зимнему полю, чем к летнему.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. И. Основные результаты исследований облачного покрова северного полушария по спутниковым данным. — В сб.: Современные проблемы метеорологии. Л., изд. ЛПИ, 1981, вып. 73, с. 13—29. (ЛГМИ).
2. Воробьев В. И. Оценка роли конвекции в формировании планетарного облачного покрова. — В сб.: Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 43—51. (ЛГМИ).

СТОХАСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯ КУЧЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ

Вопросам описания пространственных характеристик полей кучевой облачности были посвящены работы ряда авторов [1, 2, 4, 5, 7, 8]. В работах [1, 7] в предположении о плоскопараллельности атмосферы были описаны модели облачных полей, позволяющие определять степень закрытости небосвода облаками. В качестве исходных данных в этих моделях используется информация о распределении размеров облаков и средних расстояний между ними. В настоящее время данные о распределении размеров облаков и просветов между ними получены лишь для некоторых районов ЕТС [5].

В [4] предлагается описывать поле кучевой облачности гауссовской случайной поверхностью. Данный подход значительно упрощает решение некоторых задач переноса излучения в атмосфере. В то же время, в [4] указывается, что нет никаких оснований считать структуру полей кучевой облачности строго гауссовой. В работах [5, 6] приводятся результаты экспериментальных исследований пространственных характеристик кучевой облачности.

Существенным ограничением указанных моделей является то, что они не могут быть использованы для оценок влияния кучевой облачности на качество аэрофотосъемки, а также на обнаружение наземных ориентиров с борта самолета.

Предлагаемая модель позволяет устранить ограничения моделей [1, 4, 7] и отличается от этих моделей простотой. В модели приняты следующие допущения:

- 1) облака имеют форму сфер с одинаковыми радиусами R_0 ;
- 2) центры облаков хаотически (с равномерной плотностью) распределены на плоскости.

Первое допущение обусловлено тем, что в нулевом приближении, для кучевых облаков справедливо: $T \approx 2R_0$ [1]. (R_0 — радиус основания, T — вертикальная мощность). Второе допущение справедливо для внутриконтинентальных районов [3].

Использование в качестве модели отдельного кучевого облака цилиндров [2], полуэллипсоидов [8] и других геометрических тел значительно усложняет расчет характеристик их проекций. В то же время многообразие форм реальных кучевых облаков не позволяет сделать без специального обоснования выбор той или иной аппроксимации их геометрии.

Исходными данными в модели являются данные, которые могут быть получены в результате обработки регулярных синоптических наблюдений на метеостанциях: H — высота нижней границы облаков; B — количество облачности в баллах.

При моделировании распределения облачности необходимо учитывать, что наблюдатель на метеостанции оценивает относительное количество облачности [1]. Так как количество облачности B определяется наблюдателем, то моделирование поля кучевой облачности сводится к воссозданию поля облачности с относительным количеством равным B .

Осредненное значение (по времени или в пространстве) количества относительной облачности всегда больше абсолютной, так как наблюдатель видит не только основания, но и боковые части отдельных элементов [1].

Поскольку количество относительной облачности при облаках нижнего яруса и облаках вертикального развития определяется случайным полем с радиусом 15—20 км над пунктом наблюдения, модель предусматривает восстановление поля, имеющего горизонтальные размеры ≈ 30 км.

Согласно А. И. Фурману [6], средний радиус кучевого облака ≈ 700 м. В качестве оценки H можно взять среднее значение соты нижней границы кучевых облаков для внетропических широт [3], равное 1400 м.

Схема моделирования сводится к следующему. В круг радиуса порядка 15 км, лежащий в плоскости на высоте $(H+R)$ над поверхностью земли случайным образом помещаются центры облаков (т. е. сфер радиуса R). Причем, если при помещении очередного центра облака в круг окажется, что расстояние от этого центра облака до центра какого-либо другого облака меньше $2R$, новое облако игнорируется, т. е. процесс размещения облаков осуществляется таким образом, что исключаются случаи пересечения облаков.

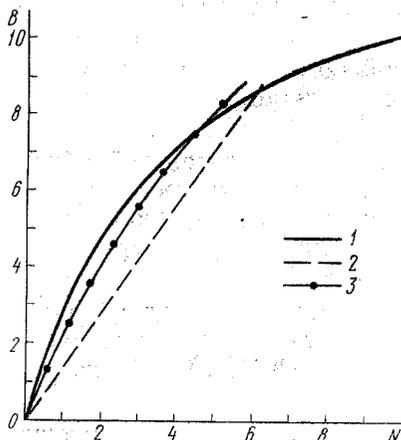
На каждом шаге (т. е. после размещения очередного облака), считается относительное количество облачности. С этой целью вычисляется отношение площади проекций облаков из точки наблюдателя в круг радиуса $15 \frac{2R+H}{R+H}$, лежащий на вы-

соте $(H+2R)$, к площади этого круга. Площади проекций облаков вычислялись, с учетом возможных взаимных перекрытий, методом Монте-Карло. На некотором шаге, с определенной заранее вероятностью, будет достигнуто заданное относительное количество облачности B . На этом шаге процесс размещения облаков заканчивается и поле облачности считается сформированным.

Поскольку основным моментом в модели является соотношение между абсолютным и относительным количеством облачности, адекватность модели может быть оценена по этому соотношению.

На рисунке представлены результаты моделирования соотношения между абсолютным и относительным количеством облачности в сравнении с данными других авторов [1, 6].

Как видно из рисунка, результаты моделирования хорошо согласуются как с экспериментальными данными [6], так и с данными О. А. Авасте [1], также построенной на основе экспериментальных исследований. Полученное согласование позволяет сделать следующие выводы:



Зависимость между относительным (B) и абсолютным (N) количествами облачности:

1 — по О. А. Авасте [1]; 2 — по А. И. Фурману [6]; 3 — результаты моделирования.

1) в задачах расчета потоков радиации в атмосфере и в оценке влияния кучевой облачности на аэрофотосъемку и обнаружение наземных ориентиров отдельные кучевые облака могут быть представлены в виде сфер;

2) предлагаемая модель позволяет достаточно адекватно моделировать соотношение между абсолютным и относительным количеством облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авасте О. А. Метод расчета закрытости небосвода боковыми частями облачных элементов. — В кн.: Радиация в облачной атмосфере. — Тарту, 1978, с. 17—38.

2. Алленов Н. И., Булгаков В. Г. Статистическая структура эффективных толщин поля кучевых облаков. — Труды ИЭМ, 1981, вып. 10 (8), с. 49—56.

3. Мазин И. П., Шмелер С. М. Облака (строение и физика образования). — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 160 с.

4. Стохастическая структура полей облачности и радиации. — Тарту, 1972. — 34 с.

5. Сулев М. А. Пространственная структура поля коротковолновой радиации при слоисто-кучевой и кучевой облачности. — В кн.: Теплообмен в атмосфере. М., Наука, 1972, с. 140—148.

6. Фурман А. И. Некоторые пространственные характеристики полей кучевых облаков и надежность их определения с земли. — Метеорология и гидрология, 1974, № 7, с. 28—34.

7. Хильги Нийдиск, Мулламаа Ю., Сглев Н. О закрытости небосвода облаками. — В кн.: Радиация в облачной атмосфере. — Тарту, 1969, с. 38—59.

8. Richard J., Kauthu and John L. Penquite. Probability of Clear lines of Sight Through a Cloudy Atmosphere. — Journal of Applied Meteorology, 1967, v. 6, N 12.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. Д. Панин. О построении схем численного прогноза погоды на основе полных уравнений

А. А. Макошко. Численный прогноз для ограниченной территории с помощью пространственной модели по полным уравнениям

С. А. Солдатенко. Модификация метода расщепления для решения задач моделирования и прогноза крупномасштабных полей облачности

А. С. Гаврилов, Е. В. Курдова. Численный прогноз структуры атмосферного пограничного слоя над океаном в рамках оперативной полусферной модели ГМЦ

И. В. Царицын. Некоторые аспекты применения вариационного согласования в прогностических моделях

Д. Мязгардорж. Численный эксперимент по учету эффектов орOGRAPHии и приземного нелинейного трения в прогностической модели атмосферы

И. Н. Русин. Особенности ежедневных оценок успешности численных краткосрочных прогнозов

В. В. Черный. Адаптивный статистический прогноз опасных явлений погоды с использованием результатов гидродинамического прогноза метеовеличин оперативными численными схемами

Р. П. Репинская. Использование результатов численной модели для коррекции прогнозов ветра на уровне 850 гПа

И. А. Бауман. Особенности прогнозирования с большой заблаговременностью аномалий средней месячной температуры воздуха для районов рыбного промысла в Северной Атлантике

А. Ю. Баскин, А. Н. Любарский. Статистический прогноз воздушных переносов в приантарктической зоне Индийского океана

Я. Павловска. Об использовании стратосферных предикторов в долгосрочных прогнозах температуры воздуха по району Польши

П. Н. Белов, И. Г. Кизнер. Численное моделирование распространения в атмосфере примесей от наземных источников

П. Д. Астапенко, А. М. Баранов, А. Н. Мошников. Обеспечение гражданской авиации прогностической метеорологической информацией

Н. Г. Николаева, П. В. Сильвестров. Прогноз сдвига ветра в слое 0—500 м для категорийных аэродромов

Л. П. Гетман. Изменение ограниченной метеорологической дальности видимости при различных синоптических условиях

В. А. Васильев, А. В. Кондратьев. Об одном механизме генерации колебаний синоптического масштаба

В. Л. Архангельский. Об ошибках, допускаемых при приведении давления воздуха к уровню моря зимой в горных районах Сибири

Н. Ю. Волконский, Ю. Н. Волконский. Метеообеспечение поэтапного планирования

Л. А. Хандошко. Разложение альтернативной матрицы метеорологических потерь на многофазовые

Ю. П. Переведенцев, В. В. Гурьянов. Вихревой перенос момента импульса и распределение характеристик кинетической энергии в тропостратосфере

Л. А. Кащеев, С. И. Титов. О влиянии термобарических факторов на положение велопаузы в стратосфере

В. И. Воробьев. Межсезонная изменчивость вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности над северным полушарием

Э. В. Мальцев, В. С. Фадеев. Стохастическая модель поля кучевой облачности

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 92

**АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН
И ЯВЛЕНИЙ**

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 29.05.86. Подписано в печать 31.12.86. М-15361.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 9,7. Уч.-изд. л. 10,0. Темплан, 1986 г., поз. 278. Заказ № 251.
Тираж 400 экз. Цена 1 р. 50 к.
ЛПИ им. М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая, 29.

Типография ВСОК ВМФ

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

PHYSICS 309

LECTURE 10

LECTURE 10: THE QUANTUM THEORY OF LIGHT

PHYSICS 309

ДК 551.509.313 : 629.13

О построении схем численного прогноза погоды на основе полных уравнений. Панин Б. Д. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 3—13. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы, связанные с построением конечно-разностной схемы для системы полных уравнений, с точки зрения описания процессов астрофического приспособления и предотвращения нелинейной неустойчивости.

Илл. 1. Библ. 2.

ДК 551.509.313

Численный прогноз для ограниченной территории с помощью пространственной модели по полным уравнениям. Макоско А. А. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 14—20. (ЛГМИ).

Рассматривается вопрос о применении численного метода задания граничных условий в пространственной модели по полным уравнениям. Приводятся результаты экспериментов, подтверждающие эффективность этого метода.

Табл. 1. Библ. 11.

ДК 551.509.313 : 551.576

Модификация метода расщепления для решения задач моделирования и прогноза крупномасштабных полей облачности. Солдатенко С. А. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 20—25. (ЛГМИ).

В статье рассматривается эффективная численная схема расщепления для решения задач моделирования атмосферных процессов с помощью математических моделей атмосферы, в которых при записи уравнения притока тепла в качестве независимой переменной используется эквивалентно-потенциальная температура. Традиционный подход в данном случае применить не представляется возможным ввиду того, что на этапе адаптации он не позволяет получить уравнение эллиптического типа для определения поля геопотенциала. Результаты численных экспериментов свидетельствуют о хороших качествах предложенного вычислительного алгоритма.

Табл. 2. Библ. 11.

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..

К 551.511

Численный прогноз структуры атмосферного пограничного слоя над океаном в рамках оперативной полусферной модели ГМЦ. Гаврилов А. С., Курова Е. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 26—33. (ЛГМИ).

Предложены уточненный интегральный и дифференциальный методы параметризации атмосферного пограничного слоя в оперативной полусферной модели прогноза Гидрометцентра СССР. Дифференциальный метод параметризации реализован над ограниченной акваторией Северной Атлантики и представляет собой двухслойную модель пограничного слоя, опирающуюся на использование универсальных зависимостей теории подобия Монина—Обухова в приземном слое и уравнений динамики, переноса тепла и водяного пара, также уравнения баланса турбулентной энергии за его пределами. Приведены результаты численных экспериментов.

Илл. 3. Библ. 8.

К 551.509.314

Некоторые аспекты применения вариационного согласования в прогностических моделях. Царицын И. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 33—39. (ЛГМИ).

Описываются две возможные методики вариационного согласования геопотенциала и температуры на различных изобарических поверхностях. Первая методика предполагает аппроксимацию вертикальных профилей кубическими сплайнами, вторая — кубическими сплайнами. Исследуется зависимость результатов от ряда внешних параметров. Предлагаемый способ согласования может использоваться в процессе интегрирования прогностических моделей как средство периодического сглаживания. При этом необходимо корректно задать значение параметра согласования.

Табл. 3. Библ. 5.

К 551.509.313

Численный эксперимент по учету эффектов орографии и приземного нелинейного трения в прогностической модели атмосферы. Мягмардорж Д. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 39—46. (ЛГМИ).

Излагаются методики учета совместного влияния орографии и приземного трения на атмосферные процессы, а также результаты численных экспериментов. Эксперименты проведены на базе численной модели краткосрочного прогноза для ограниченной территории. Приводятся оценки успешности прогнозов с учетом и без учета вышеуказанных факторов.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 8.

К 551.509.5

Особенности ежедневных оценок успешности численных краткосрочных прогов. Русин И. Н. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 46—52. (ЛГМИ). Произведен статистический анализ ежедневных стандартных статистических оценок успешности численных прогнозов барических полей по двум вариантам адитивной модели, разработанной в БТГМЦ. Показано, что оценки успешности прогнозов могут быть предсказаны с заблаговременностью 12 ч. На основе полученного закона распределения вероятностей ежедневных оценок прогнозов произведена группировка оценок по равновероятным градациям, принятым к синоптическим оценкам качества прогностических карт.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 7.

К 551.509.314

Адаптивный статистический прогноз опасных явлений погоды с использованием результатов гидродинамического прогноза метеовеличин оперативными методами. Черный В. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 2—60. (ЛГМИ).

Построены регрессионные схемы прогноза вероятности возникновения грозы с заблаговременностью до суток и более, полученные на основе статистической обработки выборок фактических значений метеовеличин и метеовеличин, предсказанных оперативными численными схемами прогноза ГМЦ. Для различных этапов архивации предвычисленных значений предикторов построены уравнения регрессии для прогноза вероятности возникновения грозы, полученные на основе асинхронных, диагностических и прогностических синхронных связей редикторами. Предложены и реализованы адаптивные схемы вероятностного прогноза грозы на основе синтеза параметров статистических связей, определенных по выборкам как фактических, так и предвычисленных значений предикторов.

Табл. 4. Библ. 8.

К 551.509.313.314

Использование результатов численной модели для коррекции прогнозов на уровне 850 гПа. Репинская Р. П. Межвузовский сборник. «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, вып. 92, с. 60—69. (ЛГМИ).

Рассматриваются результаты интерпретации прогностических полей геопотенциала в нижней тропосфере, получаемых с помощью негеострофической модели «Синтез» и заданных в узлах шахматной сетки, покрывающей ЕТС, меридианах, составляющих вектора скорости на уровне 850 гПа.

Табл. 1. Библ. 22.

Faint, illegible text block at the top of the page, possibly containing a header or introductory paragraph.

7.005.101 X

Large block of faint, illegible text in the middle section of the page.

7.005.101 X

Large block of faint, illegible text in the bottom section of the page.

7.005.101 X

К 551.509.33

Особенности прогнозирования с большой заблаговременностью аномалий одной месячной температуры воздуха для районов рыбного промысла в Северной Атлантике. Бауман И. А. Межвузовский сборник «Анализ и прогнозы метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, 69—75. (ЛГМИ).

Рассмотрены особенности долгосрочного прогноза аномалий средней месячной температуры воздуха в 45 десятиградусных квадратах Северной Атлантики. Даются прогностические рекомендации для прогнозов типов объективной типичных аномалий температуры воздуха в Северной Атлантике и приводятся результаты испытания этих рекомендаций.

Библ. 9.

К 551.509

Статистический прогноз воздушных переносов в приантарктической зоне Атлантического океана. Баскин А. Ю., Любарский А. Н. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 75—82. (ЛГМИ).

На основе использования рассчитанных за длительный период рядов индексов воздушных переносов рассматриваются возможности применения статистических методов для долгосрочного прогноза циркуляции в районе моря Содружества.

Илл. 4.

К 551.509

Об использовании стратосферных предикторов в долгосрочных прогнозах температуры воздуха по району Польши. Павловская Я. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 82—88. (ЛГМИ).

В качестве потенциального предиктора в схемах долгосрочного прогноза температуры воздуха в районе Польши использованы характеристики стратосферной циркуляции в полярном регионе. Используются материалы о продолжительности существования зимнего циклонического вихря и летнего антициклонического вихря за 1958—1971 гг. Эффективность асинхронных связей оценивается снижением статистической энтропии. Некоторые из связей целесообразно использовать при составлении ДПП по району Польши.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 21.

[The page contains extremely faint and illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is scattered across the page and cannot be transcribed accurately.]

(К 551.588.7

Численное моделирование распространения в атмосфере примесей от наземных источников. Белов П. Н., Кизнер И. Г. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 89—94. (ЛГМИ).

Предлагается методика численного решения уравнения переноса примеси в атмосфере с граничным условием на уровне шероховатости, выражающим баланс вертикальных потоков примеси при наличии наземных источников. Приведены результаты расчетов концентрации невесомой примеси от наземного точечного источника при различных условиях ее взаимодействия с подстилающей поверхностью.

Илл. 1. Библ. 5.

(К 551.509

Обеспечение гражданской авиации прогностической метеорологической информацией. Астапенко П. Д., Баранов А. М., Мошников А. Н. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 94—99. (ЛГМИ).

Обсуждается проблема обеспечения прогностической метеорологической информацией гражданской авиации.

Табл. 2. Библ. 5.

ДК 551.509

Прогноз сдвига ветра в слое 0—500 м для категорийных аэродромов. Николаева Н. Г., Сильвестров П. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 100—105. (ЛГМИ).

Описывается методика локального микропрогноза сдвига ветра на срок до 10 мин с учетом рельефа подстилающей поверхности.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 3.

(К 551.509.313

Изменение ограниченной метеорологической дальности видимости при различных синоптических условиях. Гетман Л. П. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 105—108. (ЛГМИ).

Предлагается анализ изменчивости ограниченной дальности видимости аэропортах ГА по приборным измерениям при различных синоптических условиях.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

ДК 551.511

Об одном механизме генерации колебаний синоптического масштаба. Вильев В. А., Кондратьев А. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 108—113. (ЛГМИ).

На основе анализа простейших уравнений динамики приэкваториальной атмосферы рассматривается механизм возникновения колебаний с периодом — 8 суток. Результаты анализа сопоставлены с данными расчетов авто- и взаимных спектров различных метеовеличин.

Илл. 4. Библ. 6.

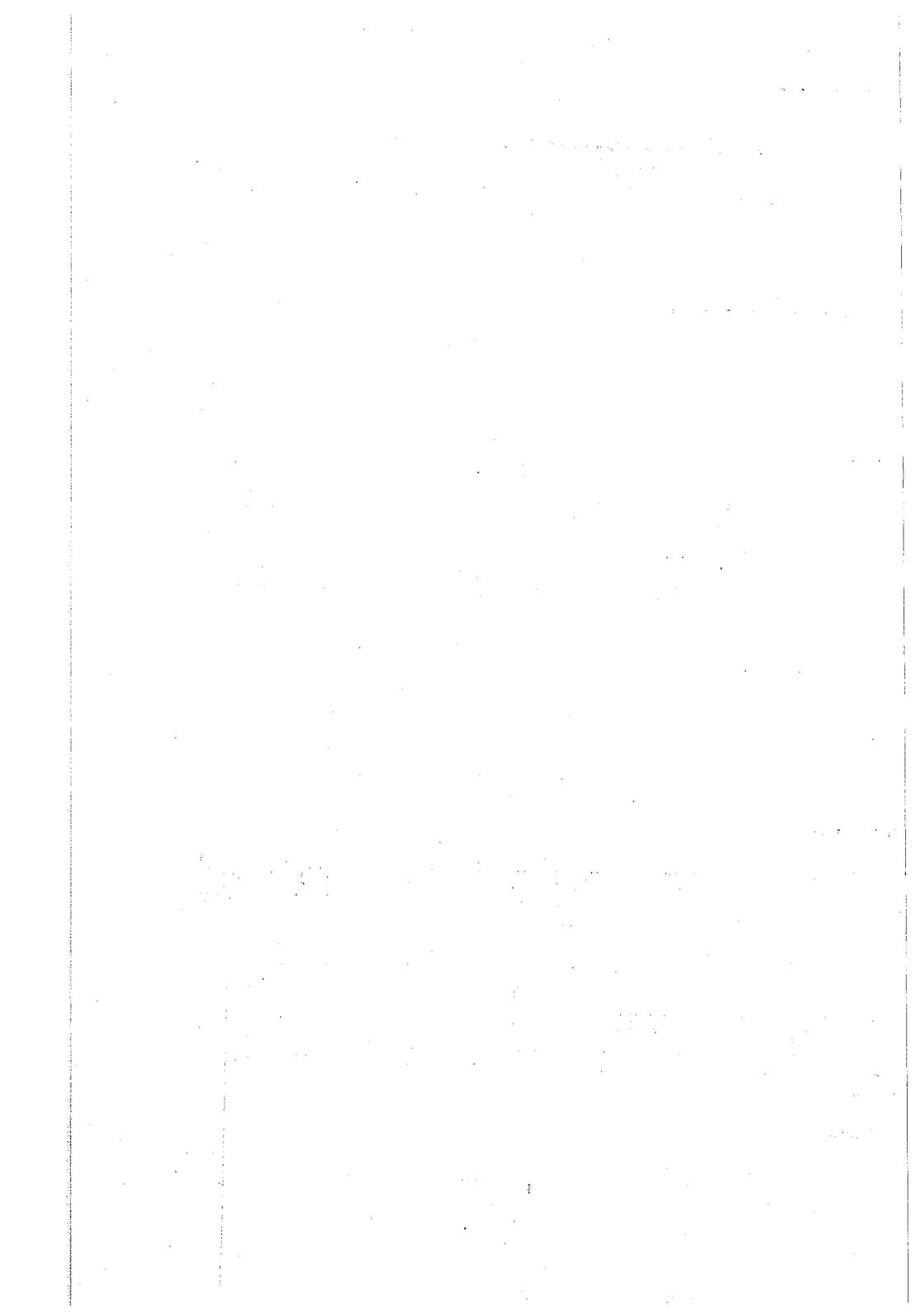
ДК 551.54

Об ошибках, допускаемых при приведении давления воздуха к уровню моря зимой в горных районах Сибири. Архангельский В. Л. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 113—117. (ЛГМИ).

Рассмотрен вопрос о приведении давления воздуха к уровню моря в зимние месяцы для условий горных районов Средней и Восточной Сибири.

Рекомендуется вычислить по некоторым станциям Восточной Сибири таблицы для приведения давления к уровню моря при различных значениях σ — от $-1^\circ/100$ м до $-10^\circ/100$ м и, не изменяя существующей техники приведения давления к уровню моря, организовать в зимние месяцы при инверсиях приведение давления воздуха к уровню моря с использованием этих таблиц.

Библ. 9.



ДК 551.509.3

Метеообеспечение поэтапного планирования. Волконский Н. Ю., Волонский Ю. Н. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 117—121. (ЛГМИ).

Рассматривается схема оптимального функционирования системы прогнозист — потребитель в целях метеообеспечения поэтапного планирования деятельности потребителя метеоинформации. Показано, что подобная схема может должна быть осуществлена на основе категорически-вероятностного прогноза исполнимости задачи.

ДК 551.5.003

Разложение альтернативной матрицы метеорологических потерь на многоазовые. Хандожко Л. А. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, 121—127. (ЛГМИ).

Учитывая сложности практического получения многофазовых матриц потерь отребителя, в статье рассматривается способ получения таких матриц путем азложения самой простой матрицы потерь — 2×2 .

Табл. 2. Библ. 4.

ДК 551.511.3

Вихревой перенос момента импульса и распределение характеристик кинетической энергии в тропо-стратосфере. Переведенцев Ю. П., Гурьяов В. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 127—134. (ЛГМИ).

Анализируются закономерности пространственного распределения кинетической энергии (КЭ) зонального и вихревого движений в широтной зоне 5—85 с.ш. в слое 500—10 гПа (январь, июль) за период 1976—1981 гг., также особенности горизонтального вихревого переноса момента импульса, они наиболее активных энергетических преобразований.

Табл. 3. Библ. 12.

К 551.509

О влиянии термобарических факторов на положение велопаузы в стратосфере. Кашеев А. А., Титов С. И. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., ЛПИ, 1986, 34—137. (ЛГМИ).

Рассматривается термобарическая теория возникновения велопаузы в умеренных широтах. Представлены карты распределения нижней и верхней границ паузы над территорией СССР.

Илл. 1. Библ. 4.

К 551.509

Межсезонная изменчивость вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности над северным полушарием. Воробьев В. И. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 137—141. (ЛГМИ).

Рассматривается вклад конвективной облачности в формирование сезонных средних годовых полей количества общей облачности северного полушария.

Табл. 3. Библ. 2.

К 551.576

Стохастическая модель поля кучевой облачности. Мальцев Э. В., Фавеев В. С. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений». Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 142—145. (ЛГМИ).

Приводится схема моделирования поля кучевой облачности в предположении, что облака хаотически распределены на плоскости и имеют форму сфер одинакового радиуса. Предлагаемая модель позволяет достаточно адекватно исывать соотношение между абсолютным и относительным количеством кучевой облачности и может быть использована при расчете потока радиации в атмосфере и при оценивании влияния ее на результаты дистанционных наблюдений земной поверхности.

Илл. 1. Библ. 8.

