

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЖВУЗОВСКИЙ СБОРНИК

ВЫПУСК 75

**АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЙ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН
И ЯВЛЕНИЙ**

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1981

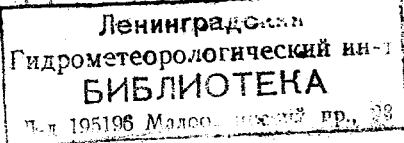
Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института

В сборник включены работы, посвященные анализу и прогнозу полей метеорологических величин и явлений. Исследуются возможности совершенствования методов прогноза на основе параметризации некоторых метеорологических процессов, использования спутниковой информации, методов и результатов прогноза, предвычисленных полей геопотенциала при прогнозе других метеорологических величин, учете временной структуры атмосферных процессов. Особое внимание уделено обсуждению результатов численных экспериментов. Ряд статей посвящен вопросам обработки первичной метеорологической информации.

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Проф. П. И. СМЕРНОВ (ответственный редактор), проф. В. Л. АРХАНГЕЛЬСКИЙ, проф. Е. П. БОРИСЕНКОВ, проф. В. И. ВОРОБЬЕВ, проф. А. А. ГИРС, проф. Б. Д. ПАНИН, доц. К. В. КОНДРАТОВИЧ, доц. Ю. Ж. АЛЬТЕР-ЗАЛИК (ответственный секретарь).



316531

П. Н. БЕЛОВ (МГУ)

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ЛУЧИСТОГО ТЕПЛООБМЕНА В ПРОГНОСТИЧЕСКИХ И ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРЫ

В статье [2] приведены уравнения гидротермодинамики прогностических и циркуляционных моделей атмосферы [1] и изложены теоретические основы параметризации процессов турбулентного обмена количеством движения, тепла и влаги. Данная статья посвящена процессам лучистого теплообмена.

Различные методы параметризации лучистого теплообмена уже давно применяются как в прогностических, так и в циркуляционных моделях атмосферы. Особо следует отметить, что один из первых способов параметризации лучистого теплообмена, заключающийся в представлении тепловой радиации в виде плоско-параллельных потоков (модель Шварцшильда—Эмдена), был применен еще в 1946—1947 гг. Е. Н. Блиновой для теоретического решения задачи распределения температуры воздуха с высотой, а затем и в прогностических моделях для долгосрочного прогноза погоды [3].

Теоретические основы параметризации лучистого теплообмена

Теоретической основой всех способов параметризации лучистого теплообмена является уравнение переноса лучистой энергии. Для стационарного поля неполяризованного излучения оно имеет вид [5]:

$$\frac{\cos \theta}{\rho_w(z)} \frac{\partial J_\lambda(z, \theta)}{\partial z} = \eta_\lambda + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi} \int J_\lambda(z, r') \gamma_\lambda(z, r, r') d\omega - (k_\lambda + \sigma_\lambda) J_\lambda(z, \theta), \quad (1)$$

где $J_\lambda(z, \theta)$ — спектральная интенсивность излучения длины волны λ ; z — высота; θ — зенитный угол, т. е. угол между местной вертикалью и направлением луча r [$\cos \theta = \cos(r, z)$]; ρ_w — плотность поглощающих и излучающих веществ в атмосфере; ω — телесный угол; $\gamma_\lambda(z, r, r')$ — характеристика индикатрисы рассеяния; r' — переменное направление при пространственном интегри-

ровании; σ_λ — массовый (отнесенный к единице массы) коэффициент рассеяния; η и k — массовые коэффициенты излучения и поглощения.

Далее будет рассматриваться лишь тепловая радиация, для которой $\sigma_\lambda = 0$, в случае термодинамического равновесия, когда выполняется закон Кирхгофа:

$$\eta_\lambda/k_\lambda = E_\lambda(T), \quad (2)$$

где

$$E_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \left(\frac{hc}{\lambda kT} - 1 \right)^{-1}; \quad (3)$$

здесь $c = 300$ тыс. км·с⁻¹ — скорость света; $h = 6,62410 \cdot 10^{-34}$ Дж., $k = 1,3810 \cdot 10^{-23}$ Дж., k^{-1} — постоянная Больцмана; T — температура по шкале Кельвина; и в случае отсутствия облачности. Для этого случая уравнение (1) при учете (2) записывается в виде

$$\frac{\cos \theta}{\rho_w(z)} \frac{\partial J_\lambda(z, \theta)}{\partial z} = k_\lambda [E_\lambda(T) - J_\lambda(z, \theta)]. \quad (4)$$

Введем в рассмотрение интенсивности нисходящей (направленной сверху вниз) G_λ и восходящей V_λ длинноволновой земной ($\lambda \sim 4,80$ мкм) и интенсивность нисходящей коротковолновой солнечной ($\lambda \sim 0,15$ —4 мкм) радиации S_λ , так что для длинноволновой радиации

$$J_\lambda(z, \theta) = G_\lambda(z, \theta) \quad \text{при} \quad \frac{\pi}{2} < \theta < \pi;$$

$$J_\lambda(z, \theta) = V_\lambda(z, \theta) \quad \text{при} \quad 0 < \theta < \frac{\pi}{2},$$

а для коротковолновой радиации

$$J_\lambda(z, \theta) = S_\lambda(z, \theta) = S_\lambda(z, \theta_0) \quad \text{при} \quad \frac{\pi}{2} < \theta < \pi,$$

где $\theta_0 = \pi - \theta = \frac{\pi}{2} - h$ — зенитное расстояние; h — высота Солнца (величины G_λ , V_λ , S_λ — положительные).

Тогда вместо одного уравнения (4) получим систему из трех уравнений

$$\begin{aligned} \frac{\partial G_\lambda(z, \theta)}{\partial z} &= \frac{k_\lambda \rho_w(z)}{\cos \theta} [G_\lambda(z, \theta) - E_\lambda(T)], \\ \frac{\partial V_\lambda(z, \theta)}{\partial z} &= \frac{k_\lambda \rho_w(z)}{\cos \theta} [E_\lambda(T) - V_\lambda(z, \theta)], \\ \frac{\partial S_\lambda(z, \theta)}{\partial z} &= \frac{k_\lambda \rho_w(z)}{\cos \theta_0} S_\lambda(z, \theta_0). \end{aligned} \quad (5)$$

Уравнения (5) решаются при следующих граничных условиях:

$$\begin{aligned} G_\lambda &= 0, \quad S_\lambda = S_\lambda^\circ (1 - \tilde{\Gamma}) \cos \theta_0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty, \\ V_\lambda &= S_\lambda E_\lambda(T_\Pi) + (1 - \delta_\lambda) G_\lambda \quad \text{при } z = 0, \end{aligned} \quad (6)$$

где S_λ° — интенсивность солнечного излучения, приходящаяся на длину волны λ на верхней границе атмосферы; $\tilde{\Gamma}$ — альбеда системы Земля — атмосфера; T_Π — температура подстилающей поверхности; δ_λ — относительная излучающая способность подстилающей поверхности. При этом переменные ρ_w , T_Π , δ_λ и k_λ считаются известными.

Решения уравнения (5) при граничных условиях (6) после введения новых независимых переменных

$$w(z) = \int_0^z \rho_w(z) dz, \quad w_\infty = \int_0^\infty \rho_w(z) dz, \quad (7)$$

имеющих смысл массы поглощающих и излучающих веществ в единичном столбе атмосферы, имеют вид

$$\begin{aligned} G_\lambda(w, \theta) &= - \frac{k_\lambda}{\cos \theta} \int_w^{w_\infty} e^{-\frac{k_\lambda}{\cos \theta} (w' - w)} E_\lambda(T) dw', \\ V_\lambda(w, \theta) &= \delta_\lambda E_\lambda(T_\Pi) e^{-\frac{k_\lambda}{\cos \theta} w} + \\ &+ \frac{k_\lambda}{\cos \theta} \int_0^w e^{-\frac{k_\lambda}{\cos \theta} (w - w')} E_\lambda(T) dw' + \\ &+ (1 - \delta_\lambda) \frac{k_\lambda}{\cos \theta} \int_0^{w_\infty} e^{-\frac{k_\lambda}{\cos \theta} (w + w')} E_\lambda(T) dw', \\ S_\lambda(w_1, \theta_0) &= S_\lambda^\circ (1 - \tilde{\Gamma}) \cos \theta_0 e^{-\frac{k_\lambda}{\cos \theta} (w_\infty - w)}, \end{aligned} \quad (8)$$

где w' — переменная интегрирования.

Входящая в приведенные соотношения величина косинуса зенитного расстояния Солнца вычисляется для данной широты φ , долготы места λ , отсчитываемой от Гринвического меридиана к востоку, и времени t по соотношению

$$\cos \theta_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \Omega,$$

где δ — склонение Солнца (положительное к северу); $\Omega = \lambda + \frac{\pi}{12} t - \pi$ — часовой угол; λ выражена в радианах, t — в часах по среднегринвическому времени.

Заметим, что решения (8) могут быть записаны в другом виде, если использовать функцию пропускания

$$P_{\lambda}(\theta, \xi) = e^{-\frac{k_{\lambda}}{\cos \theta} \xi},$$

где ξ — масса поглощающего и излучающего вещества в слое. Функция пропускания равна отношению интенсивностей радиации, приходящей к слою с массой ξ и выходящей из него. Легко видеть, что

$$\frac{dP_{\lambda}(\theta, \xi)}{d\xi} = -\frac{k_{\lambda}}{\cos \theta} e^{-\frac{k_{\lambda}}{\cos \theta} \xi} = -\frac{k_{\lambda}}{\cos \theta} P_{\lambda}(\theta, \xi).$$

Можно убедиться, что в этом случае, например, уходящая с верхней границы атмосферы длинноволновая радиация при $\delta_{\lambda} = 1$ выразится в виде

$$U_{\lambda}^{\infty}(\theta) = U_{\lambda}(\theta, \omega_{\infty}) = E_{\lambda}(T_{\pi})P_{\lambda}(\theta, \omega_{\infty}) + \int_0^{\omega_{\infty}} E_{\lambda}(T) dP_{\lambda}(\omega_{\infty} - \omega').$$

Здесь ξ принимает значения ω_{∞} и $\omega_{\infty} - \omega'$.

Для перехода от интенсивностей излучения длины волны λ к полным потокам в полусфере нисходящей G и восходящей U длинноволновой радиации и нисходящей коротковолновой радиации S необходимо произвести интегрирование интенсивностей по полусфере по соответствующему интервалу длин волн $\lambda_1 - \lambda_2$. Если, например, $F_{\lambda}(\theta, \varphi)$ — интенсивность излучения длины волны λ в направлении θ, φ (θ, φ — сферические координаты), то поток излучения в полусфере выразится в виде

$$F = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \left[\int_{\lambda_2}^{\lambda_1} F_{\lambda}(\theta, \varphi) d\lambda \right] \sin \theta \cos \theta d\theta d\varphi. \quad (9)$$

Если же в качестве $F_{\lambda}(\theta, \varphi)$ взять излучение абсолютно черного тела, то при условии изотропности получаем

$$\begin{aligned} & \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \left[\int_0^{\infty} E_{\lambda}(T) d\lambda \right] \sin \theta \cos \theta d\theta d\varphi = \\ & = \frac{\sigma T^4}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin \theta \cos \theta d\theta d\varphi = \sigma T^4 = B(T), \end{aligned}$$

где $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \text{К}^4}$ — постоянная Стефана—Больцмана.

Принимая в качестве F величины G_{λ} и U_{λ} , подставляя их в выражение (9) и выполняя интегрирование по λ, θ и φ , можно

получить величины полных потоков в полусферу G и U . После этого может быть вычислена величина радиационного баланса R на любой высоте z при $w(z)$ и лучистого (радиационного) потока тепла к единице объема

$$R = G + S - U, \quad \varepsilon = \frac{\partial R}{\partial z}. \quad (10)$$

Излучение в атмосфере не является изотропными. Поэтому выполнение численного интегрирования в (9) по θ и ϕ является очень громоздким. Кроме того, весьма сложной является и зависимость k_λ от длины волны, что затрудняет численное интегрирование в (9) по λ . Поэтому указанный путь расчета полных потоков G и U в полусферу по соотношениям (8) и (9) в численных моделях атмосферы практически не применяется. Применяются различные упрощенные или параметризационные соотношения.

Плоскопараллельная модель

В этой модели, известной как модель Шварцшильда—Эмдена, предполагается, что излучение может быть представлено в виде плоскопараллельных потоков «серой» длинноволновой нисходящей G и восходящей U радиации и коротковолновой нисходящей радиации S . Учет диффузности процесса производится косвенно. Уравнения для указанных потоков записываются в виде [3, 4]

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \alpha \rho_w (G - B), \quad \frac{\partial U}{\partial z} = \alpha \rho_w (B - U), \quad \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\beta \rho_w}{\cos \theta_0} S, \quad (11)$$

где α и β интегральные коэффициенты поглощения для потоков «серой» длинноволновой и для потоков коротковолновой радиации соответственно. В качестве граничных условий принимается

$$G = 0, \quad S = S^\circ (1 - \tilde{\Gamma}) \cos \theta_0, \quad \text{при } z \rightarrow \infty, \quad (12)$$

$$B = \delta \sigma T_n^4 \quad \text{при } z = 0,$$

где $S^\circ = 1382 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с}) = 1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ — солнечная постоянная; δ — относительная излучательная способность подстилающей поверхности для длинноволновой радиации.

После введения переменной w решения уравнений (11) при граничных условиях (12) записываются в виде

$$\begin{aligned} G(w) &= -\alpha \int_w^{w_\infty} e^{\alpha(w-w')} B(T) dw', \\ U(w) &= \delta \sigma T_n^4 e^{-\alpha w} + \alpha \int_0^w e^{-\alpha(w-w')} B(T) dw', \\ S(w) &= S^\circ (1 - \tilde{\Gamma}) \cos \theta_0 e^{-\beta(w_\infty - w)}. \end{aligned} \quad (13)$$

На основе уравнений (11) приток тепла к единице объема представится в виде

$$\varepsilon = \alpha \rho_w (G + U - 2B) + \beta \rho_w S. \quad (14)$$

Более детальная параметризация переноса лучистой энергии на основе плоскопараллельной модели предложена Г. И. Марчуком [6]. Им введены в рассмотрении отдельные спектральные интервалы i , а уравнения переноса лучистой энергии берутся в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial G}{\partial z} &= \alpha_i \rho_{wi} (G_i - B), \quad \frac{\partial U_i}{\partial z} = \alpha_i \rho_{wi} (B - U_i), \\ \frac{\partial S_i}{\partial z} &= \frac{\beta_i \rho_{wi} S_i}{\cos \theta_0}, \end{aligned} \quad (15)$$

где индексом i обозначены величины, относящиеся к данному спектральному интервалу. В качестве граничных условий принимается

$$\begin{aligned} G_i &= 0, \quad S_i = \chi_i S^\circ \theta_0, \quad \text{при } z \rightarrow \infty, \\ U_i &= \eta_i B(T_\pi), \quad \text{при } z = 0, \end{aligned} \quad (16)$$

где χ_i и η_i — доли длинноволновой и солнечной радиации в рассматриваемом спектральном интервале. Решения уравнений (15) при граничных условиях (16) записываются в виде

$$\begin{aligned} G_i(z) &= \alpha_i \int_z^\infty B(T) e^{-\alpha_i \int_z^{z'} \rho_{wi} dz'} \rho_{wi} dz', \\ U_i(z) &= \eta_i B(T_\pi) e^{-\alpha_i \int_0^z \rho_{wi} dz'} + d_i \int_0^z B(T) e^{-\alpha_i \int_z^{z'} \rho_{wi} dz''} \rho_{wi} dz', \\ S_i(z) &= \chi_i S^\circ \cos \theta_0 e^{-\frac{\beta_i}{\cos \theta_0} \int_z^\infty \rho_{wi} dz'}, \end{aligned} \quad (17)$$

где z' и z'' — переменные интегрирования.

Радиационный баланс на высоте z выражается в виде суммы по всем спектральным интервалам

$$R = \sum_i (S_i + G_i - U_i). \quad (18)$$

Параметризация на основе интегральных функций пропускания

Переход от интенсивностей излучения, полученных путем численного интегрирования уравнений (5) или использовании интегральных выражений вида (8) к полным потокам радиации в по-

лусферу по соотношениям вида (9), связан с рядом трудностей, обусловленных сложной зависимостью коэффициента поглощения k_λ от длины волны λ , а также громоздкостью расчетов. Эти трудности могут быть преодолены с помощью интегральных функций пропускания $P(\xi)$ [1, 5]. Под последней понимается отношение полного потока радиации $F(z)$, приходящего к слою толщиной Δz и массой поглощающих и излучающих веществ ξ , к полному потоку радиации, выходящему из этого слоя — $F(z + \Delta z)$, т. е. отношение

$$P(\xi) = \frac{F(z)}{F(z + \Delta z)}.$$

Такие функции пропускания могут быть определены с помощью специальных экспериментов и расчетов.

Для длинноволновой радиации известны интегральные функции пропускания Ф. Н. Шехтер

$$P(\xi) = 0,471 e^{-0,696 \sqrt{\xi}} + 0,529 e^{-8,94 \sqrt{\xi}} \quad (19)$$

и Х. Нийлиск

$$P(\xi) = 0,515 e^{-0,8 \sqrt{\xi}} + 0,485 e^{-2,0 \sqrt{\xi}}. \quad (20)$$

Процесс переноса коротковолновой радиации может быть описан с помощью интегральной функции пропускания В. Меллера и В. Г. Кастрова

$$P_h(\xi) = 1 - 0,09 \xi^{0,303}. \quad (21)$$

Использование интегральных функций пропускания позволяет в выражениях вида (19) исключить интегрирование по полусфере и длинам волн. Тогда на основе соотношений (8) и (9) для полных потоков радиации получаются следующие выражения:

$$\begin{aligned} G(w) &= - \int_{\omega}^{\omega_{\infty}} B(T) dP(w' - w), \\ U(w) &= \delta B(T_n) p(w) + \int_0^w B(T) dP(w - w') - \\ &\quad - (1 - \delta) \int_0^{\omega_{\infty}} B(T) dP(w + w'), \\ S(w) &= S^0 (1 - \tilde{\Gamma}) \cos \theta_0 P_h \left(\frac{w_{\infty} - w'}{\cos \theta_0} \right). \end{aligned} \quad (22)$$

В этих соотношениях под ρ_w понимается содержание водяного пара. Содержание же других поглощающих и излучающих веществ (углекислый газ и озон) учитывается косвенно с помощью

коэффициентов, входящих в выражение для функции пропускания.

Изложенные способы параметризации лучистого теплообмена могут быть обобщены для случая облачной атмосферы. Наиболее просто это делается для облачных случаев, расположенных горизонтально и имеющих бесконечные размеры. Полагая, что внутри облака эффективное излучение $U - G$ и поток коротковолновой радиации S равны нулю, можно проинтегрировать уравнение переноса лучистой энергии отдельно для надоблачной и подоблачной частей атмосферы и для безоблачных случаев. После этого можно рассчитывать для каждого уровня радиационный баланс и приток тепла к отдельным слоям.

В случае частичной облачности расчет может быть произведен дважды для ясного неба и для полной облачности. Приток тепла при облачности N баллов определяется по соотношению

$$\varepsilon^N = \frac{N}{10} \varepsilon^{10} + \left(1 - \frac{N}{10}\right) \varepsilon^0 \quad (23)$$

где ε^{10} и ε^0 — притоки тепла для полной облачности и ясного неба. Другие способы параметризации лучистого теплообмена при облачности можно найти, например, в работах [7, 8].

Параметризация лучистого теплообмена, основанная на гипотезе Ньютона

Согласно этой гипотезе в любой точке атмосферы для данного времени существует некоторое состояние «равновесия», которому соответствуют конкретные значения метеорологических элементов. Если по каким-либо причинам произошло отклонение от этого состояния, то атмосфера стремится вновь к нему вернуться за некоторое время t_0 , называемое временем релаксации. Если происходит изменение температуры, то это сопровождается выделением или поглощением тепла. Если T — температура в данный момент, а $\tilde{T}$ — значения температуры в состоянии равновесия, то приток тепла можно выразить в виде

$$\varepsilon = k\rho c_p(\tilde{T} - T), \quad (24)$$

где $k = 1/t_0$. Метод прост в реализации. Трудности связаны в определении состояния равновесия и времени релаксации (в некоторых работах принимается $t_0 \approx 10^6$ с).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 372 с.

2. Белов П. Н. Параметризация процессов подсеточного масштаба в прогностических моделях атмосферы. — В межвуз. сб.: Современные проблемы метеорологии. Л., Изд. ЛПИ, 1979, с. 21—32. (ЛГМИ).

3. Блинова Е. Н. Общая циркуляция атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды. — Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 15, с. 3—25.

4. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. — М.: изд-во технико-теоретической литературы, 1957, — 375 с.

5. Кондратьев К. Я. Актинометрия. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 691 с.

6. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 303 с.

7. Теория климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — 378 с.

8. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 230 с.

УДК 551.509.313:551.515.4

П. Н. БЕЛОВ, Г. В. МОСТОВОЙ (МГУ)

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПРОЦЕССА КУЧЕВОЙ КОНВЕКЦИИ В ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРЫ

Введение

Конвекция является очень сложным физическим процессом. Поэтому ее нельзя описать с помощью уравнений точно. Если бы даже это и удалось сделать, то все равно возникли бы трудности в реализации из-за недостатка сведений о микроструктуре облаков, а также сложности необходимых расчетов. Ввиду сказанного наметилась определенная тенденция к созданию упрощенных теоретических моделей конвекции, в которых характеристики конвекции, а также ее проявление в форме облачности, осадков, притоков тепла и пр. могли быть описаны с помощью простейших уравнений и соотношений и выражены через параметры крупномасштабных процессов (осредненные значения скорости ветра, температуры, влажности и др.). Такой подход к задаче и получил название параметризации процесса конвекции.

Существует ряд методов параметризации процесса конвекции. Эти методы условно можно разбить на три группы, отличающиеся принципиальной постановкой задачи и способами ее решения.

К первой группе можно отнести методы параметризации, основанные на гипотезе конвективного приспособления (С. Манабе и др. [4]).

Ко второй группе относятся методы, в которых используется гипотеза проникающей конвекции или представление об условной неустойчивости второго рода (Х. Куо и др. [18, 19]).

Наконец, в третью группу можно выделить методы параметризации конвекции при наличии скоплений ансамблей кучевых облаков (А. Аракава и др. [1]).

Наряду с методами параметризации процессов турбулентного обмена количеством движения, тепла и влаги [2], различные методы параметризации конвекции нашли широкое применение в прогностических и циркуляционных моделях атмосферы [3, 4, 7, 13, 14]. Особо следует отметить значение учета процесса конвекции в моделях тропической атмосферы, предназначенных для исследования и прогноза тропических циклонов, внутритропической зоны конвергенции, восточных волн и др. [6, 10, 16, 17].

В настоящей статье будут кратко рассмотрены все выше упомянутые методы параметризации кучевой конвекции и обсуждены возможности их использования.

Метод конвективного приспособления

В этом способе не делается попыток описания физического процесса конвекции, но дается простой алгоритм учета его влияния на тепло- и влагообмен, а также расчета количества осадков [14, 15, 20].

Основные положения данного способа параметризации сводятся к следующему. Если в каких-то слоях атмосферы возникла статическая неустойчивость, то конвекция должна приводить к перераспределению по вертикали тепла и влаги таким образом, чтобы в результате конвекции в этих и в соседних слоях атмосферы установилось устойчивое состояние. Если в этих слоях имеет место состояние насыщения, то при влажноадиабатическом процессе выделяется тепло конденсации и происходит образование осадков.

Рассмотрим, каким образом производится расчет изменений температуры δT (или количества тепла конденсации) и влажности δr (r — отношение смеси) при влажноадиабатическом процессе в случае состояния насыщения, а также количества выпавших осадков.

Прежде всего по значениям температуры и влажности, полученным в узлах сетки прогностической или циркуляционной модели атмосферы (параметры крупномасштабного процесса), или же в результате радиозондирования отыскиваются верхние и нижние границы P_v и P_n слоев с влажноадиабатической неустойчивостью и состоянием насыщения по критериям

$$\gamma \geq \gamma_{ва} \quad \text{и} \quad r \geq r_m, \quad (1)$$

где $\gamma_{ва}$ — влажноадиабатический градиент температуры; r_m — значение отношения смеси при состоянии насыщения.

Искомые изменения температуры и удельной влажности q находятся, исходя из условий о неизменности в процессе конвекции в этих слоях влажной статической энергии

$$E_b = c_p T + gz + Lq, \quad (2)$$

установления в слоях влажноадиабатического градиента и равенства нового значения влажности ее значению, соответствующему состоянию насыщения при новом значении температуры.

Эти условия выражаются следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} \int_{P_n}^{P_b} (c_p \delta T + L \delta r) dP &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial P} [\theta^* (T + \delta T, r + \delta r, P)] &= 0, \\ r + \delta r &= r_m(T + \delta T), \end{aligned} \quad (3)$$

где $\theta^* = \theta \exp\left(\frac{\alpha r_m}{c_p T}\right)$ — эквивалентно-потенциальная температура.

Для нахождения значений δT и δr между уровнями P_n и P_b введем промежуточные уровни P_k . Далее интеграл в соотношении (3) запишем приближенно с учетом этих уровней (например, методом трапеций). Производную по P запишем конечными разностями с учетом уровней P_k . Для каждого из этих уровней запишем также и последнее из соотношений (3). В результате получится система линейных алгебраических уравнений для определения искомых значений δT и δr на всех введенных уровнях, решая которую и складывая найденные приращения δT и δr с исходными значениями T и r , получаем их новые значения.

Далее по этим новым значениям процесс повторяется. А именно, с помощью критерия (1) отыскиваются новые значения P_n и P_b , вновь составляется система линейных алгебраических уравнений и т. д. После получения окончательного значения δr (или δq) рассчитывается количество выпавших осадков по соотношению

$$W = - \frac{1}{g} \int_0^{P_s} \delta r dP. \quad (4)$$

Отметим, что в случае адиабатического процесса вместо критерия (1) принимается критерий $\gamma > \gamma_a$, а для определения приращения температуры берутся соотношения

$$\begin{aligned} \int_{P_n}^{P_b} c_p \delta T dP &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial \theta} [\theta (T + \delta T, P)] &= 0, \end{aligned} \quad (5)$$

которые являются частным случаем соотношений (3).

Методы параметризации кучевой конвекции, основанные на гипотезе проникающей конвекции

В изложенном методе конвективного приспособления не делается никаких предположений относительно причин и природы конвективных движений. Это существенно ограничивает возможности метода. В частности, этот метод совершенно исключает конвекцию в инверсионных слоях атмосферы, что противоречит данным наблюдений.

Физически более обоснованными являются способы параметризации кучевой конвекции, основанные на гипотезе «проникающей» конвекции (иногда она называется гипотезой «горячих башен»). Согласно этой гипотезе конвективные движения возможны как в слоях с влажноадиабатической неустойчивостью, так и в инверсионных слоях.

Возникнув в результате действия сил Архимеда или беспорядочных турбулентных пульсаций, конвективные движения стимулируются крупномасштабными восходящими движениями и притоком влаги в результате ее горизонтальной адвекции и испарения с земной поверхности.

Эти факторы можно рассматривать как своего рода вторичную неустойчивость атмосферы, которую иногда называют условной неустойчивостью второго рода (ISK). Применение этой гипотезы для параметризации кучевой конвекции рассмотрим на примере методики, предложенной Х. Куо. Основные положения этой методики сводятся к следующему [18, 19].

1. Кучевое облако предполагается в виде прямого цилиндра, основанием которого является уровень конденсации, а вершиной — уровень конвекции.

2. Внутри облака вертикальные градиенты температуры и влажности равны их значениям при влажноадиабатическом процессе.

3. Отсутствует какое-либо взаимодействие между облаком и окружающей средой; отсутствует вовлечение воздуха в облако.

4. Кучевое облако существует непродолжительное время (δt), а при достижении определенного состояния «растворяется» в окружающей среде мгновенно, в результате чего изменяются температура, влажность, энергия и другие характеристики воздуха в пространстве, занятом облаком и прилегающими к нему районами (окружающей среды).

Пусть α есть процент площади, занимаемой конвективной облачностью внутри единичной площадки, T_c и $\tilde{T}$ — температура воздуха в облаке и в окружающей среде, r_c и $\tilde{r}$ — отношение смеси в облаке и в окружающей среде, $\bar{T}$ и $\bar{r}$ — средние значения температуры и отношения смеси воздуха на исследуемой площади, которые устанавливаются в результате (по окончании) процесса конвекции (конденсации и выпадения осадков).

Согласно рассматриваемой гипотезе в результате (по окончании) конвекции средние по площади значения температуры и отношения смеси принимают значения

$$\bar{T} = \alpha T_c + (1 - \alpha) \tilde{T}, \quad \bar{r} = \alpha r_c + (1 - \alpha) \tilde{r}.$$

Отсюда следует, что изменения температуры воздуха и влажности на данной площадке, произошедшие в результате конвекции, выражаются в виде

$$\delta T = \bar{T} - \tilde{T} = \alpha T_c + (1 - \alpha) \tilde{T} - \tilde{T} = \alpha (T_c - \tilde{T}),$$

$$\delta r = \bar{r} - \tilde{r} = \alpha r_c + (1 - \alpha) \tilde{r} - \tilde{r} = \alpha (r_c - \tilde{r}).$$

Таким образом, если значения температуры и отношения смеси в облаке и окружающей среде в некоторый момент времени известны, то для определения температуры и влажности, которые возникнут на исследуемой площадке в результате конвекции, необходимо определить α , т. е. процент покрытия площадки облаками.

Для этого Х. Куо предполагает равенство между количеством влаги, поступающим в облако, и ее количеством, необходимым для наступления состояния насыщения внутри объема облака.

Предполагается, что поступление влаги в облако $\varepsilon_{r,1}$ происходит в результате адвекции влаги из окружающих облако районов в подоблачном слое (A_r) и испарения с подстилающей поверхности (Q_s), т. е. величина A_r для слоя между поверхностями P_s и $P_{\text{конд.}}$ рассчитывается по соотношению

$$\begin{aligned} A_r &= - \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_{\text{конд.}}} \nabla (\vec{V} \cdot \vec{r}) dP = \\ &= - \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_{\text{конд.}}} \left[\left(u \frac{\partial r}{\partial x} - v \frac{\partial r}{\partial y} \right) + r \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] dP, \end{aligned}$$

где $P_{\text{конд.}}$ — уровень конденсации, а величина Q_s — по соотношению

$$Q_s = P_{h_1} C |\vec{V}_{h_1}| (\tau_s - \tau_{h_1}),$$

где индексом h_1 отмечены величины, отнесенные к верхней границе приземного подслоя ($h_1 = 75$ м) [2].

Количество же влаги, необходимое для достижения состояния насыщения в облаке, можно определить по соотношению

$$\varepsilon_{r,2} = \frac{1}{g} \int_{P_{\text{конв.}}}^{P_{\text{конд.}}} \left[(r_m - \bar{r}) + \frac{c_p}{\alpha} (T_c - \bar{T}) \right] dP.$$

Если δt время формирования (существования) кучевого облака, то указанное выше предположение о равенстве влаги, поступающей в облако и необходимой для достижения воздухом состояния насыщения, применительно к единице времени и площади, выразится в виде

$$\varepsilon_{r,1} \delta t = \alpha \varepsilon_{r,2}.$$

Отсюда для α получаем

$$\alpha = \delta t \frac{\varepsilon_{r,1}}{\varepsilon_{r,2}}.$$

С учетом притоков к единице объема тепла и влаги, возникающих в результате процесса конвекции, получаем

$$\varepsilon_{\text{конв.}} = C_p P \frac{\alpha}{\delta t} (T_c - \bar{T}),$$

$$\varepsilon_{r, \text{конв.}} = \frac{\alpha}{\delta t} (r_c - \bar{r}).$$

Однако в изложенном варианте параметризации пренебрегается динамическим взаимодействием отдельных кучевых облаков с окружающим их воздухом, т. е. не учитывается процесс вовлечения, который играет важную роль при развитии кучевых облаков. Один из способов учета вовлечения обсуждается в работе [8].

Параметризация процесса конвекции при наличии скоплений (ансамбля) кучевых облаков

В данном разделе будут рассмотрены вопросы, связанные с одним из способов параметризации кучевой конвекции, основанном на законе сохранения массы, влаги и тепла в масштабе отдельных кучевых облаков, который был первоначально сформулирован в работах А. Аракавы [1], М. Янаи [23] и др. Однако численная схема взаимодействия кучевых облаков с крупномасштабными возмущениями, развитая позднее А. Аракавой и В. Шубертом, является наиболее исчерпывающей по своему физическому характеру. В частности, в [9] рассматриваются как крупномасштабные процессы, оказывающие дестабилизирующее действие на кучевую конвекцию, так и влияние подоблачного слоя, который контролирует поступление тепла и влаги в облака. Помимо этого учитывается взаимодействие между различными облаками, входящими в облачное скопление.

Для получения количественной связи между кучевыми облаками и движением крупного масштаба используются уравнения баланса тепла и влаги, осредненные по площади, достаточно большой, чтобы содержать совокупность облаков, отличающихся по размерам, но меньшей, чем крупномасштабное возмущение.

Запись таких уравнений баланса для статической энергии сухого воздуха $E = c_p T + gz$ и удельной влажности q в изобарической системе координат имеет следующий вид [23]:

$$\frac{d\bar{E}}{dt} = \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V} \bar{E} + \frac{\partial \tau \bar{E}}{\partial P} = \alpha(c - e) - \frac{\partial r' \bar{E}'}{\partial P} - Q_R, \quad (6)$$

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V} \bar{q} + \frac{\partial \tau q}{\partial P} = e - c + \frac{\partial \tau' q'}{\partial P}, \quad (7)$$

где горизонтальная черта над переменными обозначает операцию осреднения по выбранной площади; τ — аналог вертикальной скорости в изобарической системе координат; Q_R — скорость радиационного выхолаживания или нагрева на единицу массы; e — скорость испарения облачных капель; c — скорость конденсации.

Принято считать [9, 23], что величины $\tau' \bar{E}'$ и $\tau' q'$, где штрих обозначает отклонение переменной от его среднего по площади значения, в уравнениях (6) и (7) характеризуют интенсивность турбулентных потоков статической энергии и удельной влажности, вызываемых кучевыми облаками. При этом устанавливаются следующие соотношения для $\tau' \bar{E}'$ и $\tau' q'$:

$$\tau' \bar{E}' \approx -M(P) (E - \bar{E}), \quad (8)$$

$$\tau' q' \approx -M(P) (q - \bar{q}), \quad (9)$$

где $M(P)$ — полный поток облачной массы в кучевых облаках; E — значение статической энергии в облачном воздухе; q — значение удельной влажности в облаках; $\bar{E}$ и $\bar{q}$ — статическая энергия и удельная влажность в окружающем облака пространстве.

Отметим, что приближенные формулы (8) и (9) получаются в предположении о незначительной доле ($< 0,1$) покрытия кучевыми облаками всей выделенной для осреднения площади. Другое допущение состоит в том, что вертикальная скорость в кучевых облаках по абсолютной величине много больше вертикальной скорости в окружающем пространстве.

Подставляя выражения (8) и (9) в осредненные уравнения баланса (6) и (7), получим два уравнения, описывающие взаимодействие между кучевыми облаками (переменные M , E и q) и полями крупномасштабных переменных $\bar{E}$ и $\bar{q}$. Отсюда следует, что параметризация кучевых облаков, основанная на законах сохранения тепла и влаги (уравнения (6) и (7)) заключается просто в определении вертикальных профилей облачных переменных M , E и q . Поскольку зная $M(P)$, $E(P)$, $q(P)$, можно прогностически решать уравнения (6) и (7) и получать искомые изменения во времени крупномасштабных полей температуры и удельной влажности.

Задача нахождения неизвестных M , E и q требует принятия некоторой облачной модели для описания динамики отдельных типов, облаков, составляющих всю наблюдаемую совокупность. Для этой цели в работе [9] используется простая установившаяся облачная модель с постоянным по высоте показателем вовлечения λ для данного типа облаков. Показатель вовлечения λ есть

$$\lambda = \frac{1}{m} \cdot \frac{dm}{dz}, \quad (10)$$

где $m = m(z, \lambda)$ — поток массы в облаках, имеющих показатель вовлечения, равный λ .

Всю наблюдаемую совокупность облаков можно разделить на отдельные типы по величине λ . Такое подразделение эквивалентно классификации облаков по максимальным высотам их облачных вершин [9, 22]. Имея в виду такое разделение облаков по величине λ , полный поток облачной массы $M(P)$, согласно [9], можно записать следующим образом:

$$M(P) = \int_0^{\lambda_D} m(\lambda, P) d\lambda = \int_0^{\lambda_D} m_b(\lambda) \eta(\lambda, P) d\lambda, \quad (11)$$

где $m_b(\lambda)$ — функция распределения потока массы на уровне основания облаков; $\eta(\lambda, P)$ — известная функция, определяемая из уравнения (10) и характеризующая поток массы $m(\lambda, P)$ для облаков, имеющих показатель вовлечения в интервале $\lambda - \frac{\Delta\lambda}{2} < \lambda < \lambda + \frac{\Delta\lambda}{2}$, нормированный на поток массы на уровне основания облака $m_b(\lambda)$; $\lambda_D = \lambda_D(P)$ — значение λ на уровне конвекции.

В такой постановке проблема параметризации кучевых облаков, по существу, сводится к определению $m_b(\lambda)$. Действительно, как это показано в [9, 22], рассматривая отдельно уравнения баланса для облачной массы, сухой E и влажной статической энергии $E_b = E + Lq$ в облаках, можно установить их вертикальные профили. Например, для нахождения вертикального профиля влажной статической энергии облачного воздуха получается следующее соотношение:

$$E_b(\lambda, P) = \frac{1}{\eta(\lambda, p)} \left[E_b(P_b) - \int_{P_b}^P \frac{\lambda H}{P'} \eta(\lambda, P') \bar{E}(P') dP' \right], \quad (12)$$

где P_b — давление на нижней границе основания облаков; $E_b(P_b)$ — значение влажной статической энергии на нижней границе облаков; $H = \frac{RT}{g}$ — вертикальный масштаб атмосферы.

О практической реализации метода параметризации конвекции при наличии скоплений кучевых облаков

Практическая реализация предложенной А. Аракавой и В. Шубертом [9] схемы параметризации кучевой конвекции представляет весьма трудоемкую вычислительную задачу. Так, для нахождения зависимости функции распределения потока массы на уровне основания облаков $m_b(\lambda)$ от показателя вовлечения λ , необходимо решать интегральное уравнение Фредгольма 1-го рода.

В настоящей работе предлагается использовать результаты многочисленных диагностических работ, устанавливающих, в частности, конкретный вид зависимости $m_b(\lambda)$ и особенности вида функции распределения $m_b(\lambda)$ в связи с различными условиями погоды в тропической зоне океанов. Среди таких работ можно указать на исследование облачных ансамблей, проведенных Ниттой [21] над Карибским морем по данным «БОМЕКС», Янаи и др. [23] над районами Маршалловых островов. Совсем недавно опубликована статья [5], где также рассматриваются особенности термодинамических свойств скоплений кучевых облаков и закономерности вида функции $m_b(\lambda)$. Результаты упомянутых работ говорят о существовании двумодального распределения функции $m_b(\lambda)$ в среднем за летний сезон для тропических областей, занимаемых океанами. Причем соотношение между амплитудами выделяемых мод зависит и, по-видимому, определяется наблюдаемыми режимами погоды в тропиках. Например, как это было отмечено в работе [21], ансамбли облаков в пассатной зоне имеют практически одномодальное распределение для функции $m_b(\lambda)$, так как вторая мода в $m_b(\lambda)$ получается близкой к нулю. Распределение функции $m_b(\lambda)$ для облачных ансамблей, связанных с возмущенной ВЗК, имеет напротив отчетливое выражение обеих мод. Это видно, например, из рис. 1 [22], на котором отчетливо прослеживается двумодальный характер распределения $m_b(\lambda)$. Важной деталью распределения $m_b(\lambda)$ является также то, что положение двух мод практически не зависит от условий погоды в тропиках. Существование одной моды (соответствует меньшему значению λ) связывается с мощными облаками, проникающими до уровней приблизительно в 200 или 300 гПа. Другая мода, которой соответствуют большие значения λ , отвечает за низкие кучевые облака, остающиеся при своем развитии ниже 600 гПа [11, 22]. Все это говорит о том, что в принципе функцию распределения можно аппроксимировать суммой двух аналитических распределений. Аналогичная идея, позволяющая существенно упростить вычисления по рассматриваемой параметризованной схеме, но не изменяя ее физической сущности, была высказана впервые Е. Огурой и Х. Чо [11, 12, 22]. Вид функции $m_b(\lambda)$ позволяет считать, что одна из возможных ее аппроксимаций может выглядеть так:

$$m_b(\lambda) = M_{c1} f_1(\lambda) + M_{c2} f_2(\lambda), \quad (13)$$

где M_{c1} и M_{c2} — константы, характеризующие активность мощных кучевых облаков и низких облаков соответственно; λ_1 и λ_2 — определяют положение двух максимумов в распределении функции потока массы.

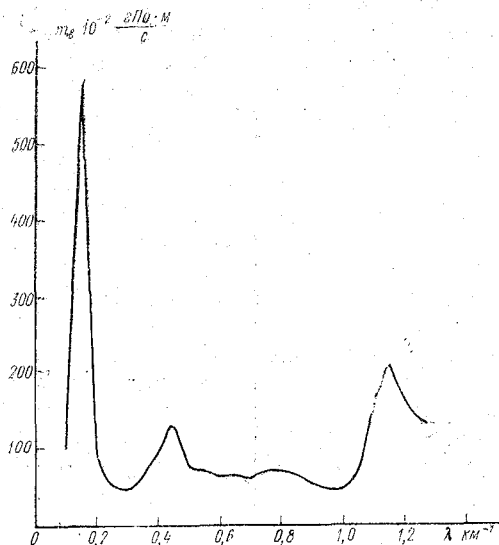


Рис. 1. Вид функции распределения потока массы на уровне основания облаков [22]

$$f_1(\lambda) = \begin{cases} \exp\left(\frac{\lambda}{\lambda_1}\right) - 1 & \text{при } 0 \leq \lambda \leq \lambda_1, \\ \exp\left(\frac{3\lambda_1 - 2\lambda}{\lambda_1}\right) - 1 & \text{при } \lambda_1 \leq \lambda \leq \lambda_2, \end{cases} \quad (13)$$

$$f_2(\lambda) = \begin{cases} \exp\left(\frac{\lambda}{\lambda_2}\right) - 1 & \text{при } 0 \leq \lambda \leq \lambda_2, \\ \exp\left(\frac{3\lambda_2 - 2\lambda}{\lambda_2}\right) - 1 & \text{при } \lambda \geq \lambda_2. \end{cases}$$

Практически λ_1 и λ_2 можно считать постоянными для средних летних условий над океанами в тропической зоне. Получаемые различия вида функции распределения $m_v(\lambda)$ в зависимости от конкретных погодных условий в тропиках будут, в первую очередь, проявляться как изменения соотношения между амплитудами двух мод или, соответственно, для предлагаемого приближения между отношением M_{c1} и M_{c2} .

Для определения амплитуд M_{c1} и M_{c2} , характеризующих, по существу, конкретный вид функции распределения [см. форму-

лу (13)], можно воспользоваться уравнениями крупномасштабного баланса тепла и влаги (6) и (7). Полагая, что $\tilde{E} \approx \bar{E}$ и $\tilde{q} \approx \bar{q}$, уравнения (6) и (7) можно записать короче:

$$\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \right)_c + \left(\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \right)_{LS}, \quad (14)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_c + \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{LS}, \quad (15)$$

где $\left(\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \right)_c$ и $\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_c$ — изменения во времени крупномасштабных полей $\bar{E}$ и $\bar{q}$, обусловленные кучевой конвекцией; $\left(\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \right)_{LS}$ и $\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{LS}$ — изменения по времени крупномасштабных процессов, включающих горизонтальную и вертикальную адвекцию $\bar{E}$ и $\bar{q}$, а также радиационное выхолаживание Q_R .

Далее полагая, что $\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} = 0$ и $\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = 0$, и интегрируя (14) и (15) от основания облаков P_B до верхней границы тропосферы P_T , получим замкнутую систему из двух уравнений для определения неизвестных амплитуд M_{c1} и M_{c2} :

$$M_{c1} \langle f_{1E} \rangle + M_{c2} \langle f_{2E} \rangle = Q_1, \quad (16)$$

$$M_{c2} \langle f_{1q} \rangle + M_{c2} \langle f_{2q} \rangle = Q_2, \quad (17)$$

где $\langle f_{1E} \rangle$ и $\langle f_{2E} \rangle$ — интегральные функции от неизвестных величин $\frac{\partial \bar{E}}{\partial p}$, $\frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$, $\bar{q}$ для первой и второй моды соответственно; $\langle f_{1q} \rangle$ и $\langle f_{2q} \rangle$ — интегральные функции от известных величин $\frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$, $\bar{q}$ для первой и второй моды соответственно; $Q_1 = \int_{P_B}^{P_T} \left(\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \right) dP$ и $Q_2 = \int_{P_B}^{P_T} \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right) dP$ — известные функции от полей крупномасштабных переменных.

Для испытания предложенной аппроксимации (13) функции распределения потока массы $m_B(\lambda)$ был проведен расчет M_{c1} и M_{c2} по уравнениям (16) и (17). Исходные вертикальные профили $\bar{E}$ и $\bar{q}$, а также Q_1 , Q_2 , Q_R были взяты из работы М. Янаи и др. [23] и соответствуют средним тропическим условиям летом над океанами.

Сравнение вертикального профиля полного потока массы, полученного диагностически М. Янаи и др. с аналогичным профилем, построенным по результатам вычислений M_{c1} и M_{c2} , используя приближение (13), показывает вполне удовлетворительное совпадение между двумя этими кривыми (рис. 2). Следует отметить, что зависимость $\lambda_D(P)$ определялась из уравнения (12) при условии потери облаками плавучести на уровне конвекции

$$E_v(P, \lambda_D(P)) - \bar{E}_v^*(P) = 0, \quad (18)$$

где $\bar{E}_v^*(P)$ — влажная статическая энергия при насыщении в окружающем облака пространстве.

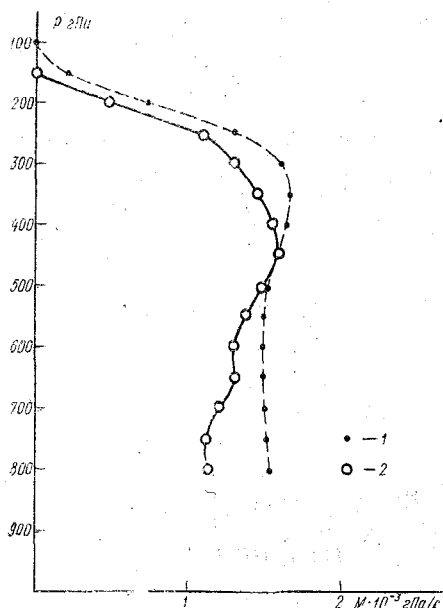


Рис. 2. Профили полного потока массы:

1 — $M(P)$ по результатам Янаи и др. [23];
2 — $M(P)$ полученный, используя приближение (13)

Условие (18) не учитывает влияние водяного пара и жидкой капельной воды в облаках на их силу плавучести, поэтому происходит искажение действительного профиля $\lambda_D(P)$. Это может быть одной из причин взаимных отклонений указанных вертикальных профилей полного потока массы $M(P)$.

Можно думать о полезности предлагаемой аппроксимации для практической реализации весьма трудоемких для вычисления схем параметризации кучевой конвекции типа схемы А. Аракавы

и В. Шуберта при численном моделировании общей циркуляции атмосферы и в численном краткосрочном прогнозе погоды. Аналогичные возможности использования результатов диагностических исследований скоплений кучевых облаков [21, 23] для усовершенствования параметризации кучевой конвекции были сформулированы и обсуждены Е. Огурой и Х. Чо [12, 22].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракава А. Параметризация кучевой конвекции. — Труды Второго Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. Л.: Гидрометеониздат, 1971, с. 225—233.
2. Белов П. Н. Параметризация процессов подсеточного масштаба в прогностических моделях атмосферы. — В межвуз. сб.: Современные проблемы метеорологии. Л., изд. ЛПИ, 1979, с. 21—32. (ЛГМИ).
3. Теоретические основы прогноза погоды на средние сроки. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 138 с.
4. Теория климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1967. — 378 с.
5. Фалькович А. И. К вопросу о моделировании облачного ансамбля. — Метеорология и гидрология, 1979, № 8, с. 24—33.
6. Фалькович А. И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 247 с.
7. Физические основы теории климата и его моделирования. — Л.: Гидрометеониздат, 1977. — 271 с.
8. Хаин А. П. Об одном способе учета вовлечения при параметризации конвекции. — Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 19—28.
9. Arakawa A., Schubert W. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part J. — J. Atmos. Sci., 1974, vol. 31, № 3.
10. Ceselski B. F. A comparison of a cumulus parametrization techniques. — Tellus, 1973, vol. 25, № 5.
11. Cho H. R. Cumulus cloud population and its parametrization. — Pure and Applied Geophysics, 1975, vol. 113, № 5/6.
12. Cho H. R., Ogura Y. A relationship between cloud activity and the low-level convergence as observed in Reed-Recker's composite easterly waves. — «J. Atmos. Sci.», 1974, v. 31 p. 2058—2065.
13. Hayes F. R. A new parametrization of deep convection for use in the 10-level model. — «Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.», 1977, v. 103, № 436, p. 359—367.
14. Holloway I. L., Monabe S. Simulation of climate by a global general circulation model. — «Monthly weather Rev.», 1971, v. 99, № 5, p. 335—370.
15. Krishnamurti T. N., Moxim W. I. On parametrization of convective and non-convective latent heat release. — «Journ. Appl. Meteor.», 1971, v. 10, № 1.
16. Krishnamurti T. N., Kanancisu M., Ceselski B., Mathur M. B. FSU's tropical prediction model. — «Tellus», 1973, v. 25, № 6.
17. Krishnamurti T. N., Mathur M. B. A study of a coasting easterly wave. — «Tellus», 1973, v. 25, № 6.
18. Kuo H. L. On junction and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. — «Journ. Atmos. Sci.», 1965, v. 22, № 1, p. 40—63.
19. Kuo H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on the large-scale flow. — «Journ. Atmos. Sci.», 1974, v. 31, № 4, p. 1232—1240.
20. Kurihara I. A scheme of moist convective adjustment. — Monthly weather Review», 1973, v. 101, № 7, p. 547—553.
21. Nitta T. Observation determination of cloud mass flux distributions. — «Journ. Atmos. Sci.», 1975, v. 32, № 1,

22. Ogura Y., Cho H. R. Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables. — «Journ. Atmos. Sci.», 1973, v. 30, № 10.

23. Yanai M., Esbensen S., Ch'и J. H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. — «Jornal. Atmos. Sci.», 1973, v. 30, № 4.

УДК 551.509.313

Е. Т. НИКОНОВА (ГГО), Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ)

ПРОГНОЗ ТРАЕКТОРИЙ ВОЗДУШНЫХ ЧАСТИЦ С ПОМОЩЬЮ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПО ПОЛНЫМ УРАВНЕНИЯМ

Построение траекторий воздушных частиц имеет большое значение для решения целого ряда задач.

Расчет прогностических траекторий может быть осуществлен в рамках прогностической модели, в которой предусматривается описание перестройки поля ветра за соответствующий интервал времени. Вполне очевидно, что успешность прогноза траекторий зависит от качества прогноза поля ветра, что в свою очередь зависит от физической полноты используемой для этой цели прогностической модели.

В предлагаемой методике расчет траекторий воздушных частиц осуществляется в процессе реализации семиуровневой неадиабатической квазиполусферной прогностической модели, основанной на решении полных уравнений гидротермодинамики, записанных в переменных x, y, ξ, t :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \xi} - ev = \\ = -g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{g^2}{R^2 T^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(k_1 \xi^2 \frac{\partial v}{\partial \xi} \right) + \mu \nabla^2 u, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \xi} + eu = \\ = -g \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{g^2}{R^2 T^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(k_1 \xi^2 \frac{\partial u}{\partial \xi} \right) + \mu \nabla^2 v, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\tau = - \frac{g}{R} \frac{\partial H}{\partial \zeta}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{RT}{g} (\gamma_a - \gamma) \frac{\omega}{\zeta} = \\ = \frac{g}{C_p p_0} \left(\frac{\partial Q_a}{\partial \zeta} + \frac{\partial Q_r}{\partial \zeta} \right) + \frac{Lm'}{C_p}, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \\ = -m_i + \frac{g^2}{R^2 \bar{T}^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(k_1 \zeta^2 \frac{\partial q}{\partial \zeta} \right). \end{aligned} \quad (6)$$

В уравнениях (1)–(6) использованы общепринятые обозначения [2].

Для замыкания системы уравнений (1)–(6) привлекаются уравнения переноса солнечной и тепловой радиации, а также ряд других уравнений и соотношений [2]. В число прогнозируемых элементов входит давление (геопотенциал), температура, влажность, горизонтальные составляющие скорости, вертикальная скорость и облачность. В качестве счетных и прогнозируемых используются уровни $\xi = 1,0; 0,85; 0,7; 0,5; 0,3; 0,2; 0,1$.

Расчетная область по горизонтали представляет собой квадрат, являющийся проекцией большей части полусферы на плоскость с регулярной сеткой точек размером 31×31 узел. Шаг сетки $\Delta x = \Delta y = d = 420$ км на широте 60° . Центральный узел сетки совпадает с северным полюсом, ось x на карте полярной стереографической проекции направлена вдоль меридиана 125 в. д., а ось y — вдоль меридиана 145° з. д.

Для решения прогностических уравнений применяется двухшаговый разностный метод, подобный методу Лакса—Вендрофа [1]. Разностная аппроксимация уравнений имеет второй порядок по всем переменным. Шаг по времени составляет 15 мин. Более подробные сведения о модели, в том числе о начальных и граничных условиях, приводятся в работе [2].

Прогноз траекторий воздушных частиц осуществляется с помощью специальной процедуры, входными параметрами которой являются прогностические значения составляющих скорости ветра u и v на одном или нескольких (в зависимости от поставленной задачи) счетных уровнях, а также координаты опорных узлов

сетки (K_i, L_i) , начальные координаты частиц относительно опорных узлов (x_i, y_i) и количество рассчитываемых траекторий (i) .

Опорным узлом будем называть нижний левый угол той сеточной ячейки, в которой в данный момент находится частица (рис. 1).

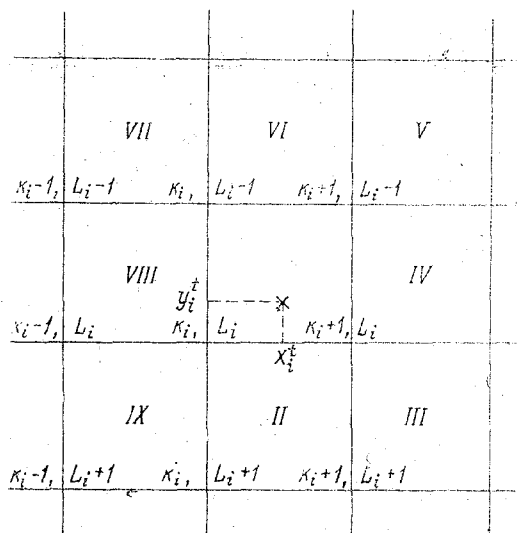


Рис. 1. Участок сеточной области, на котором осуществляется прогноз траектории воздушной частицы за время $\delta t = 15$ мин

Координаты последующих точек траекторий находятся как функции координат предыдущего положения частицы и составляющих скорости ветра:

$$\left. \begin{aligned} x_i^{t+\delta t} &= x_i^t + u_i^t \delta t \\ y_i^{t+\delta t} &= y_i^t + v_i^t \delta t \end{aligned} \right\}, \quad (7)$$

где $u_i^t \delta t, v_i^t \delta t$ — приращения координат воздушной частицы относительно опорного узла за время δt ; $x_i^t, y_i^t, x_i^{t+\delta t}, y_i^{t+\delta t}$ — координаты воздушной частицы в предыдущий и последующий моменты времени соответственно; u_i^t, v_i^t — составляющие скорости ветра по осям x и y в предыдущий момент времени.

Предполагается, что поле ветра за время δt изменяется линейно. Эти изменения учитываются при переходе к следующему шагу по времени.

Составляющие скорости ветра в точках траекторий, не принадлежащих узлам сетки (расположенных внутри ячейки), опре-

деляются путем линейной интерполяции по значениям u и v в четырех окружающих узлах сетки с весовыми коэффициентами, обратно пропорциональными расстояниями до узлов.

Расстояния до узлов рассчитываются по формулам

$$\left. \begin{aligned} r_1 &= \sqrt{(\delta x)^2 + (\delta y)^2} \\ r_2 &= \sqrt{(d - \delta x)^2 + (\delta y)^2} \\ r_3 &= \sqrt{(d - \delta x)^2 + (d - \delta y)^2} \\ r_4 &= \sqrt{(\delta x)^2 + (d - \delta y)^2} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

где r_1, r_2, r_3, r_4 — расстояние от воздушной частицы до узлов $(K, L), (K+1, L), (K+1, L-1), (K, L-1)$ соответственно; d — шаг сетки; $\delta x, \delta y$ — приращения координат относительно опорной точки (K, L) ; K — номер узла в строке; L — номер строки сеточной области (см. рис. 1).

Интерполяция составляющих скорости ветра осуществляется с помощью соотношений

$$\left. \begin{aligned} u &= a_1 u_{k, L} + a_2 u_{k+1, L} + a_3 u_{k+1, L-1} + a_4 u_{k, L-1} \\ v &= a_1 v_{k, L} + a_2 v_{k+1, L} + a_3 v_{k+1, L-1} + a_4 v_{k, L-1} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

$$\text{где } a_1 = \frac{1}{\alpha r_1}; \quad a_2 = \frac{1}{\alpha r_2}; \quad a_3 = \frac{1}{\alpha r_3}; \quad a_4 = \frac{1}{\alpha r_4}; \quad \alpha = \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}.$$

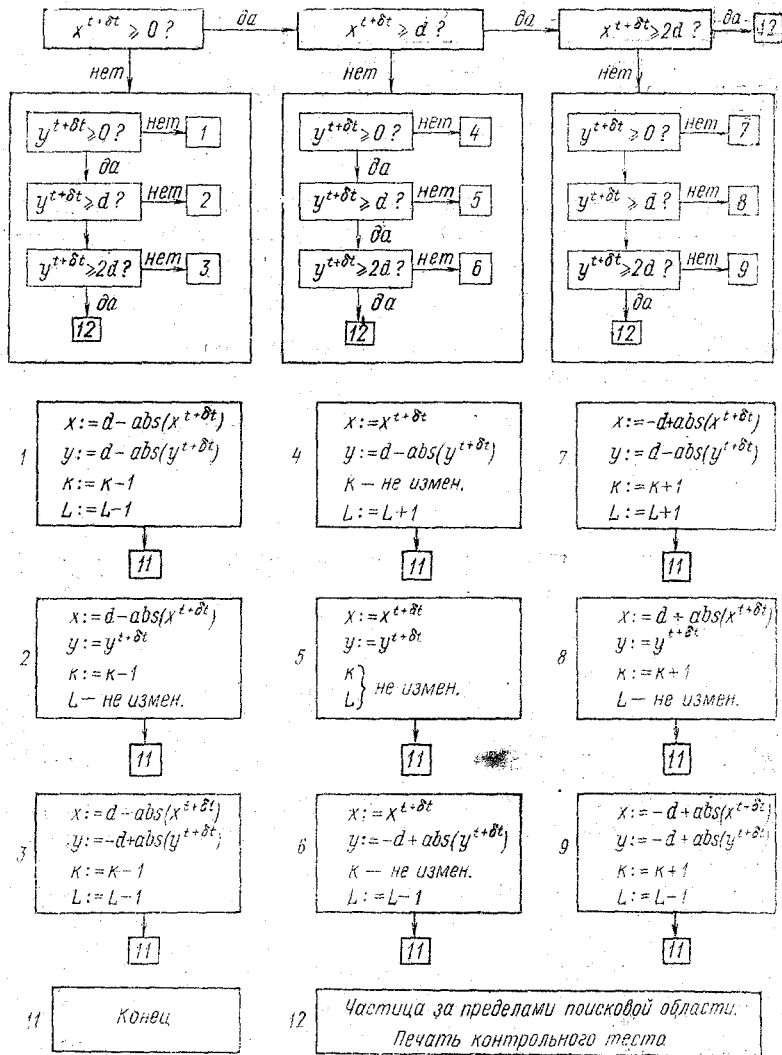
Расчет координат траекторий частицы на каждом шаге по времени осуществляется подпрограммой *TR*. Прослеживание траекторий нескольких частиц осуществляется с помощью подпрограммы *BALLØN*.

На печать выдаются $K, L, \delta x, \delta y$. Для наноски траекторий на карты (бланки) предусмотрена выдача $\delta x, \delta y$ как в метрах, так и в долях шага сетки.

Для проверки алгоритма и оценки достоверности прогностических траекторий на ЭВМ БЭСМ-6 был реализован суточный прогноз траекторий 20 частиц. В качестве начальных данных были использованы поля метеозлементов за 03 ч 28 августа 1959 года. Выбор именно этого случая был сделан только исходя из наличия уже подготовленных данных на магнитной ленте.

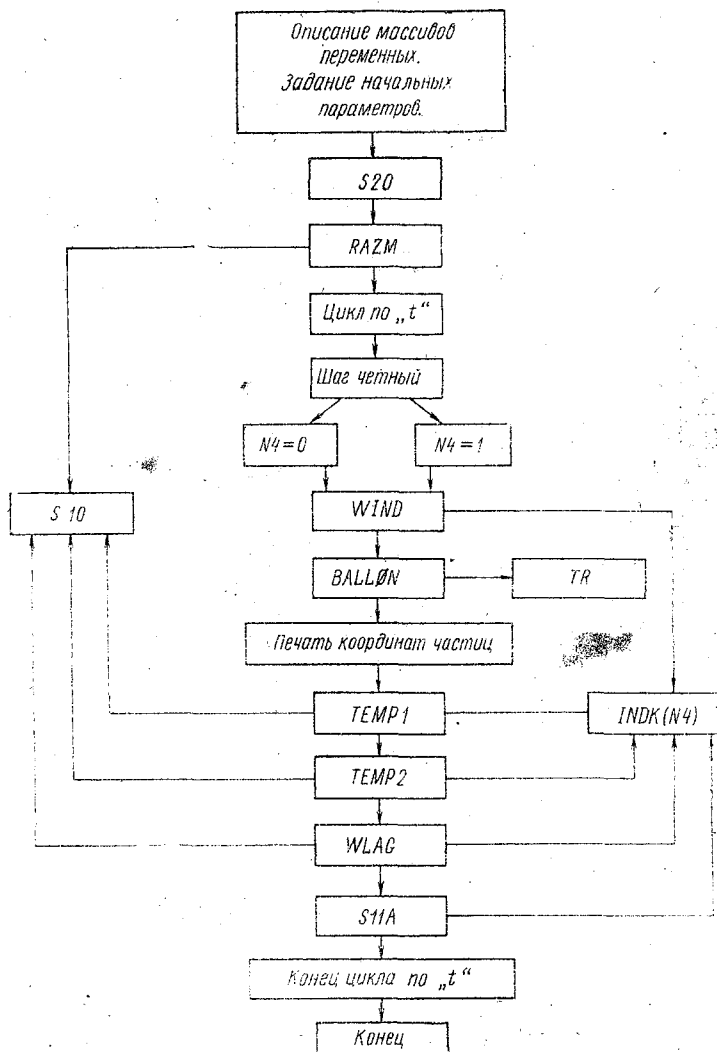
В качестве примера на рис. 2 приведены траектории 20 частиц на AT_{700} , нанесенные на карте за 29 августа (точки), в различных синоптических ситуациях: при наличии небольшой и значительной кривизны изогипс, со стационарными и быстро развивающимися процессами. На этом же рисунке пунктиром показаны геострофические траектории.

Блок-схема подпрограммы TR



k - по x, и по y

Блок-схема подпрограммы BALLØN



Достаточно высокая успешность суточного прогноза по данной прогностической схеме (совпадение по знаку фактических и прогностических изменений высот изобарических поверхностей составляет около 90%) позволяет с доверием отнестись к моделируемой перестройке поля ветра.

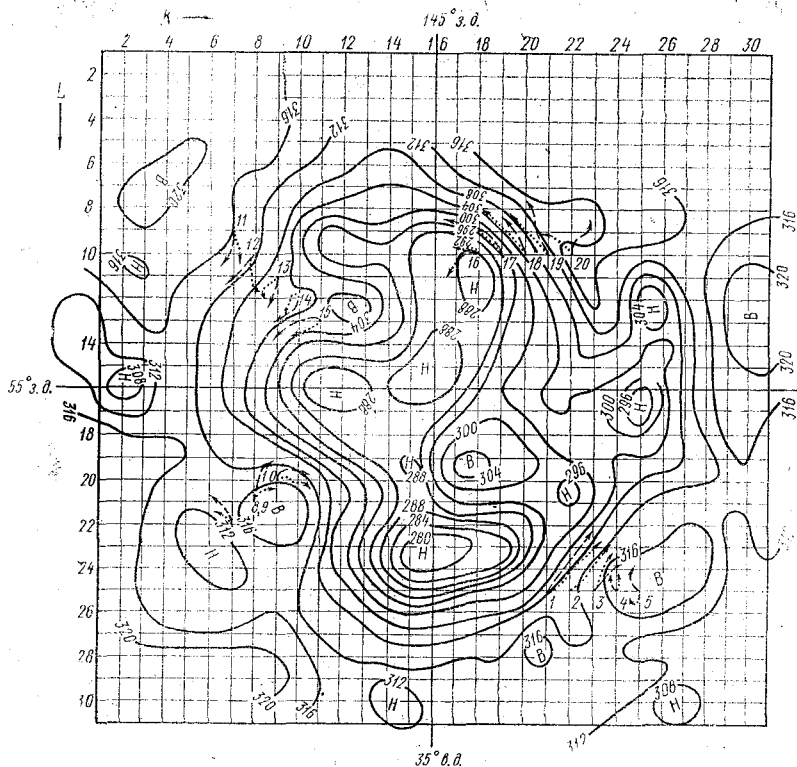


Рис. 2. AT_{700} за 03 ч 29 августа 1959 г.:

..... → — негеострофические траектории;
 - - - - - → — геострофические траектории

Рассчитанные траектории в общих чертах согласуются с характером атмосферной циркуляции заданных районов за рассматриваемый период.

Однако, как видно из рис. 2, негеострофические и геострофические траектории различаются. Особенно велики эти различия в тех районах, где наблюдалась существенная перестройка полей геопотенциала (начальные точки траектории 6, 12, 15, 16, 20).

ЛИТЕРАТУРА

1. Фишер Г. Исследование конечно-разностных аппроксимаций примитивных уравнений. В сб.: Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана. Л., Гидрометеониздат, 1968, с. 121—142.
2. Панин Б. Д., Никонова Е. Т. Численный прогноз полей метеорологических элементов с учетом неадиабатичности атмосферных процессов. — Труды ЛГМИ, 1974, вып. 51, с. 20—34.

УДК 551.509.313:551.521

Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ)

ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ СХЕМЫ ПЕРЕНОСА ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Притоки лучистой энергии оказывают существенное влияние на термодинамику атмосферных процессов. Поэтому учет лучистых притоков как важнейшей компоненты энергетики системы земная поверхность — атмосфера в прогностических моделях и особенно в моделях общей циркуляции атмосферы и климата является необходимым. Однако этот учет сопряжен с большими трудностями, которые обусловлены нерегулярностью пространственно-временной структуры атмосферы (особенно облачности и аэрозоля), а также сложностью параметризации процессов взаимодействия излучения со средой. В то же время результаты моделирования динамики атмосферы оказываются весьма чувствительными к вариациям параметров и функций, используемых в схемах расчета переноса радиации.

С исследованием чувствительности связан широкий круг задач, имеющих непосредственное отношение к моделированию процессов в атмосфере и океане [1]. Применительно к задаче переноса радиации в атмосфере представляется интересным исследовать чувствительность решений в зависимости от вариации параметров, а также ошибок аппроксимаций и исходных данных, используемых в уравнениях переноса радиации.

Оценки чувствительности потоков и притоков радиации могут быть использованы в задачах исследования чувствительности моделей атмосферы и океана. Такие оценки могут быть полезными, например, при разработке методов полуэмпирической параметризации радиационных факторов, адекватных конкретным моделям атмосферы.

В данной работе проводится оценка чувствительности потоков и притоков длинноволновой радиации, рассчитываемых с помощью конкретной схемы, к вариациям некоторых параметров и функций, которые фигурируют в уравнениях переноса радиации.

Воспользуемся уравнениями для потоков восходящей и нисходящей радиации

$$\begin{aligned}
 I^{\uparrow}(\zeta) = & \varepsilon_{\pi} E[T(\zeta_{\pi})] P[w(\zeta_{\pi}), u(\zeta_{\pi}), m(\zeta_{\pi})] + \\
 & + \int_{\zeta_{\pi}}^{\zeta} E[T(\zeta)] \frac{\partial P[w(\zeta), u(\zeta), m(\zeta)]}{\partial \zeta} d\zeta + \\
 & + (1 - \varepsilon_{\pi}) P[w(\zeta_{\pi}), u(\zeta_{\pi}), m(\zeta_{\pi})] \int_{\zeta_{\pi}}^0 E[T(\zeta)] \times \\
 & \times \frac{\partial P[w(\zeta), u(\zeta), m(\zeta)]}{\partial \zeta} d\zeta,
 \end{aligned} \quad (1)$$

$$I^{\downarrow}(\zeta) = \int_{\zeta}^0 E[T(\zeta)] \frac{\partial P[w'(\zeta), u'(\zeta), m'(\zeta)]}{\partial \zeta} d\zeta, \quad (2)$$

где $T(\zeta)$ — температура; $\zeta = \frac{p}{p_0}$, $\zeta_{\pi} = \frac{p}{p_{\pi}}$; p — давление на переменном уровне; p_{π} — давление на уровне излучающей поверхности; $p_0 = 1000$ гПа; ε_{π} — излучательная способность поверхности; $E[T(\zeta)]$ — функция Стефана—Больцмана; $P[w(\zeta), u(\zeta), m(\zeta)]$ — интегральная функция пропускания;

$$\begin{aligned}
 w(\zeta_{\pi}) &= \frac{p_0}{g} \int_0^{\zeta_{\pi}} \frac{\rho_1(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_1} d\zeta, \quad u(\zeta_{\pi}) = \\
 &= \frac{p_0}{g} \int_0^{\zeta_{\pi}} \frac{\rho_2(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_2} d\zeta, \quad m(\zeta_{\pi}) = \frac{p_0}{g} \int_0^{\zeta_{\pi}} \frac{\rho_3(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_3} d\zeta, \\
 w(\zeta) &= \frac{p_0}{g} \int_{\zeta}^{\zeta_{\pi}} \frac{\rho_1(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_1} d\zeta, \quad u(\zeta) = \\
 &= \frac{p_0}{g} \int_{\zeta}^{\zeta_{\pi}} \frac{\rho_2(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_2} d\zeta, \quad m(\zeta) = \frac{p_0}{g} \int_{\zeta}^{\zeta_{\pi}} \frac{\rho_3(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_3} d\zeta, \\
 w'(\zeta) &= \frac{p_0}{g} \int_0^{\zeta} \frac{\rho_1(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_1} d\zeta, \quad u'(\zeta) = \\
 &= \frac{p_0}{g} \int_0^{\zeta} \frac{\rho_2(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_2} d\zeta, \quad m'(\zeta) = \frac{p_0}{g} \int_0^{\zeta} \frac{\rho_3(\zeta)}{\rho(\zeta)} \zeta^{\bar{n}_3} d\zeta -
 \end{aligned} \quad (3)$$

эффективные массы водяного пара (w), углекислого газа (u) и озона (m) в слоях $0 \div \xi_{\pi}$, $\xi \div \xi_{\pi}$, $0 - \xi$; n_1 , n_2 , n_3 — постоянные, с помощью которых учитывается эффект уширения линий поглощения; ρ , ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 — плотность воздуха, водяного пара, углекислого газа и озона соответственно.

Для того чтобы упростить задачу и иметь возможность исследовать чувствительность расчетной схемы потоков радиации к вариациям параметров, характеризующих вертикальные профили температуры и влажности, представим зависимости температуры и эффективной массы водяного пара от ξ соотношениями вида

$$T(\xi) = T(\xi_{\pi}) \left(\frac{\xi}{\xi_{\pi}} \right)^n, \quad (4')$$

$$w(\xi) = w(\xi_{\pi}) \left(\frac{\xi}{\xi_{\pi}} \right)^l, \quad (4'')$$

где n и l параметры, зависящие от вертикальных градиентов температуры и влажности.

Примем во внимание, что поглощение озона мало влияет на трансформацию потоков длинноволновой радиации и им можно пренебречь.

С учетом этого для интегральной функции пропускания воспользуемся аппроксимационной формулой вида

$$P[w(\xi), u(\xi)] = [1 - 0,65 w^{0,2}(\xi)] (1 - 0,18 \xi), \quad (5)$$

результаты расчетов по которой вполне удовлетворительно согласуются со значениями интегральных функций пропускания в работах различных авторов [5].

Используя соотношения (3) — (5), выполним интегрирование в уравнениях (1) и (2), полагая, что n различно в тропосфере (n_1) и стратосфере (n_2), а на тропопаузе $\xi = \xi_1$.

В результате для потоков восходящей и нисходящей радиации на уровне $\xi_1 < \xi < \xi_{\pi}$ получаем следующие уравнения:

$$\begin{aligned} I^{\uparrow}(\xi) = & \varepsilon_{\pi} \sigma T^4(\xi_{\pi}) [1 - 0,65 w^{0,2}(\xi)] (1 - 0,18 \xi_{\pi}) + \\ & + \frac{\sigma T^4(\xi_{\pi}) w^{0,2}(\xi_{\pi})}{\xi_{\pi}^{4n_1+0,2l}} \left| \frac{\xi_{\pi}^{4n_1+0,2l} - \xi^{4n_1+0,2l}}{4n_1+1} \left(0,130 l - 0,0234 l \xi_{\pi} - \right. \right. \\ & \left. \left. - 0,18 \frac{\xi_{\pi}^{0,2l}}{w^{0,2}(\xi_{\pi})} \right) + 0,117 \frac{0,2l+1}{4n_1+0,2l+1} \left(\xi_{\pi}^{4n_1+0,2l+1} - \xi^{4n_1+0,2l+1} \right) \right] + \\ & + (1 - \varepsilon_{\pi}) \left[1 - 0,65 w^{0,2} \left(\frac{\xi}{\xi_{\pi}} \right)^{0,2l} \right] [1 - 0,18(\xi_{\pi} - \xi)] \sigma T^4(\xi_{\pi}) w^{0,2}(\xi_{\pi}) \times \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \times \left\{ \frac{\zeta_1^{4n_1+0,2l}}{(4n_2+0,2l)\zeta_n^{4n_1+0,2l}} \left[0,130l - 0,0234l\zeta_n - 0,18 \frac{\zeta_n^{0,2l}}{\omega^{0,2}(\zeta_n)} + \right. \right. \\ & \quad \left. \left. + 0,117 \frac{0,2l+1}{4n_2+0,2l+1} \zeta_1^{4n_2+0,2l+1} \right] + \frac{1}{\zeta_n^{4n_1+0,2l}} \times \right. \\ & \times \left[\frac{\zeta_n^{4n_1+0,2l} - \zeta_1^{4n_1+0,2l}}{4n_1+0,2l} \left(0,130l - 0,0234l\zeta_n - 0,18 \frac{\zeta_n^{0,2l}}{\omega^{0,2}(\zeta_n)} \right) + \right. \\ & \quad \left. \left. + 0,117 \frac{0,2l+1}{4n_1+0,2l+1} (\zeta_n^{4n_1+0,2l+1} - \zeta_1^{4n_1+0,2l+1}) \right] \right\}, \quad (6) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} I^4(\zeta) = & \sigma T^4(\zeta_n) \omega^{0,2}(\zeta_n) \left\{ \frac{\zeta_1^{4(n_1-n_2)}}{\zeta_n^{4n_1+0,2l}} \left[\frac{\zeta_1^{4n_2+0,2l}}{4n_2+0,2l} (0,135 - 0,0234\zeta_n) + \right. \right. \\ & \left. \left. + 0,117 \frac{0,2l+1}{4n_2+0,2l+1} \zeta_1^{4n_2+0,2l+1} - 0,18 \frac{\zeta_n^{0,2l} \cdot \zeta_1^{4n_2+1}}{\omega^{0,2}(\zeta_n)(4n_2+1)} \right] + \right. \\ & \left. + \frac{1}{\zeta_n^{4n_1+0,2l}} \left[\frac{l}{4n_1+0,2l} (\zeta_n^{4n_1+0,2l} - \zeta_1^{4n_1+0,2l}) (0,135 - 0,0234\zeta_n) + \right. \right. \\ & \quad \left. \left. + \frac{0,2l+1}{4n_1+0,2l+1} (\zeta_n^{4n_1+0,2l+1} - \zeta_1^{4n_1+0,2l+1}) - \right. \right. \\ & \quad \left. \left. - 0,18 \frac{\zeta_n^{0,2}}{\omega^{0,2}(\zeta_n)(4n_1+1)} (\zeta_n^{4n_1+1} - \zeta_1^{4n_1+1}) \right] \right\}. \quad (7) \end{aligned}$$

В уравнении (6) сохранены члены, описывающие вклад отраженной радиации. Такая форма уравнения позволяет более полно оценить влияние вариаций излучательной способности и стратификации, что представляется особенно важным в тех случаях, когда рассчитывается радиация при наличии облачности.

Оценка чувствительности восходящих и нисходящих потоков к вариациям параметров, фигурирующих в уравнениях (6) и (7), сводится к вычислению частных производных по этим параметрам в окрестности невозмущенных значений [1].

Так как исследуемые потоки являются достаточно гладкими функциями, то для малых вариаций параметров можно ограничиться первыми производными и возмущенные значения потоков определять с помощью ряда Тейлора вида

$$\tilde{J}(\zeta) = J(\zeta) + \frac{\partial J(\zeta)}{\partial n_1} \Delta n_1 + \frac{\partial J(\zeta)}{\partial n_2} \Delta n_2 + \dots, \quad (8)$$

где $\tilde{J}(\zeta)$ — возмущенное значение потока.

Для примера приведем результат дифференцирования уравнения (7) по параметру n_1 :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial I^1(\zeta)}{\partial n_1} = & \sigma T^4(\zeta_{\Pi}) w^{0,2}(\zeta_{\Pi}) \left\{ \frac{4\zeta_1^{4(n_1-n_2)} (\ln \zeta_1 - \ln \zeta_{\Pi}) \zeta_{\Pi}^{4n_1+0,2l}}{\zeta_{\Pi}^{2(4n_1+0,2l)}} \times \right. \\
 & \times \left[\frac{l}{4n_2+0,2l} \zeta_1^{4n_1+0,2l} (0,135 - 0,0234 \zeta_{\Pi}) + 0,117 \frac{0,2l+1}{4n_2+0,2l+1} \times \right. \\
 & \times \zeta_1^{4n_2+0,2l+1} - 0,18 \frac{\zeta_{\Pi}^{0,2l}}{w^{0,2}(\zeta_{\Pi}) (4n_2+1)} \zeta_1^{4n_2+1} \left. \right] - 4 \zeta_{\Pi}^{-(4n_1+0,2l)} \times \\
 & \times \ln \zeta_{\Pi} \left[\frac{l}{4n_1+0,2l} (\zeta^{4n_1+0,2l} - \zeta_1^{4n_1+0,2l}) (0,135 - 0,0234 \zeta_{\Pi}) + \right. \\
 & + 0,117 \frac{0,2l+1}{4n_1+0,2l+1} (\zeta^{4n_1+0,2l+1} - \zeta_1^{4n_1+0,2l+1}) - \\
 & - 0,18 \frac{\zeta_{\Pi}^{0,2}}{w^{0,2}(\zeta_{\Pi}) (4n_1+1)} (\zeta^{4n_1+1} - \zeta_1^{4n_1+1}) \left. \right] + \\
 & + \frac{1}{\zeta_{\Pi}^{4n_1+0,2l}} \left[- \frac{4l}{4n_1+0,2l} (\zeta^{4n_1+0,2l} - \zeta_1^{4n_1+0,2l}) \times \right. \\
 & \times (0,135 - 0,0234 \zeta_{\Pi}) + \frac{4l}{4n_1+0,2l} (\ln \zeta \cdot \zeta^{4n_1+0,2l} - \ln \zeta_1 \cdot \zeta_1^{4n_1+0,2l}) \times \\
 & \times (0,135 - 0,0234 \zeta_{\Pi}) - 0,117 \frac{0,8l+4}{4n_1+0,2l+1} \times \\
 & \times (\zeta^{4n_1+0,2l+1} - \zeta_1^{4n_1+0,2l+1}) + 0,268 \frac{0,2l+1}{4n_1+0,2l+1} \times \\
 & \times (\ln \zeta \cdot \zeta^{4n_1+0,2l+1} - \ln \zeta_1 \cdot \zeta_1^{4n_1+0,2l+1}) + \\
 & + \frac{0,72}{w^{0,2}(\zeta_{\Pi}) (4n_1+1)} \left(\frac{\zeta^{4n_1+1} - \zeta_1^{4n_2+1}}{4n_1+1} - \right. \\
 & \left. \left. - \ln \zeta \cdot \zeta^{4n_1+1} - \ln \zeta_1 \cdot \zeta_1^{4n_1+1} \right) \right] \left. \right\}. \quad (9)
 \end{aligned}$$

Вариации (чувствительность) потоков будем характеризовать значениями отношений $\frac{\tilde{J}-J}{J}$, обусловленных вариациями $n_1(\gamma_1)$, $n_2(\gamma_2)$, ε_{π} , $w(\zeta_{\pi})$, l , $T(\zeta_{\pi})$, т. е.

$$\frac{\tilde{J}-J}{J} = \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial n_1} \Delta n_1 + \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial n_2} \Delta n_2 + \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial \varepsilon_{\pi}} \Delta \varepsilon_{\pi} + \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial w_{\pi}} \Delta w_{\pi} + \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial l} \Delta l + \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial T_{\pi}} \Delta T_{\pi}, \quad (10)$$

где $w_{\pi} \equiv w(\zeta_{\pi})$, $T_{\pi} \equiv T(\zeta_{\pi})$.

Значения членов, стоящих в правой части выражения (10), для восходящих (числитель) и нисходящих (знаменатель) потоков на уровне $\zeta = 0,5$ представлены в табл. 1.

Таблица 1

Значения $\frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial f} \Delta f$

Варьируемая величина (f)	$n_1(\gamma_1)$	$n_2(\gamma_2)$	ε_{π}	$w(\zeta_{\pi})$	l	$T(\zeta_{\pi})$
Значения вариаций (Δf)	$\frac{0,019}{0,0065}$	$\frac{0,006}{0,0002}$	0,1	0,1	0,5	3
$\frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial f} \Delta f$	$\frac{0,024}{0,013}$	$\frac{-}{0,028}$	$\frac{0,043}{-}$	$\frac{0,014}{-}$	$\frac{0,034}{0,027}$	$\frac{0,063}{-}$

Приведенные в табл. 1 результаты получены при следующих средних (невозмущенных) значениях величин, фигурирующих в уравнениях (6) и (7): $T(\zeta_{\pi}) = 280$ К; $\zeta_{\pi} = 1$; $w(\zeta_{\pi}) = 0,1$ кг/м²; $\zeta_1 = 0,2$; $\varepsilon_{\pi} = 0,9$; $\gamma_1 = 0,0065$ К/м ($n_1 = 0,19$); $\gamma_2 = 0,002$ К/м ($n_2 = 0,06$) и соответствующих им, рассчитанным по формулам (6) и (7), потокам

$$J^{\uparrow}(0,5) = 280,0 \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2} \quad J^{\downarrow}(0,5) = 93,5 \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2}.$$

На основе формулы (4'') можно получить зависимость между $w(\zeta)$ и упругостью водяного пара $e(\zeta)$

$$w(\zeta) = a e(\zeta) \cdot \zeta^b \quad (11)$$

или удельной влажностью $q(\zeta)$

$$w(\zeta) = c q(\zeta) \zeta^d, \quad (12)$$

где a , b , c , d — постоянные величины, зависящие от способа задания вертикальных профилей $e(\zeta)$ и $q(\zeta)$. Например, если восполь-

зоваться формулой А. Х. Хргиана [6], то для вертикального профиля упругости можно получить соотношение

$$e(\zeta) = e_0 \cdot \zeta^{3,7},$$

где e_0 — упругость у земной поверхности.

В этом случае $a=0,0135$, $c=2,1$, $b=l=4,7$, $d=5,7$. Значение $l=4,7$ использовалось при получении оценок чувствительности, представленных в табл. 1.

На основе формул (11) и (12) представляется возможность получить оценки чувствительности потоков к вариациям упругости или удельной влажности:

$$\frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial e} \Delta e = \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial e} \Delta e,$$

$$\frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial q} \Delta q = \frac{1}{J} \frac{\partial J}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial q} \Delta q.$$

Так, при $\Delta e = 0,5$ гПа

$$\frac{1}{J^\dagger} \frac{\partial J^\dagger}{\partial e} \Delta e = 0,014.$$

Из табл. 1 следует, что потоки на уровне $\zeta=0,5$ наиболее чувствительны к вариациям температуры излучающей поверхности, излучательной способности и вертикального профиля влажности. Суммарные отклонения потоков от средних значений на уровне $\zeta=0,5$ для принятых вариаций всех величин могут превышать 10%. Аналогичные оценки показывают, что в стратосфере для нисходящих потоков эти отклонения могут достигать 40%. Для уровней $\zeta > 0,5$ чувствительность потоков к вариациям n_1 , n_2 и l оказывается меньше по сравнению с соответствующими величинами, приведенными в табл. 1.

В задачах численного моделирования атмосферных процессов первостепенное значение приобретают упрощенные (нетрудоемкие) схемы расчетов лучистых притоков к определенным слоям атмосферы с учетом количества и характера облачности. Оценку чувствительности такого рода расчетов притока длинноволновой радиации (B_K) к облачному слою (k), ограниченному снизу и сверху уровнями ζ_H и ζ_B , не прибегая к «черному» приближению, выполним на основе соотношения

$$\begin{aligned} B_K = & J^\dagger(\zeta_H)_k + J^\dagger(\zeta_B)_k - \{J^\dagger(\zeta_B)^k (1 - n_k) P(M_k) + \\ & + n_k J^\dagger(\zeta_B)_k P(M'_k) P(M_k) + (1 - n_k) E(T_k) [1 - P(M_k)] + \\ & + n_k E(T_k) [1 - P(M'_k) P(M_k)] + (1 - n_k) J^\dagger(\zeta_H)_k P(M_k) + \\ & + n_k J^\dagger(\zeta_H)_k P(M'_k) P(M_k) + (1 - n_k) E(T_k) [1 - P(M_k)] + \\ & + n_k E(T_k) [1 - P(M'_k) P(M_k)] \}, \end{aligned} \quad (13)$$

где n_k — количество облачности в долях единицы; $J^\uparrow(\zeta_n)_k$ — поток восходящей радиации на нижней границе k -го слоя; $J^\downarrow(\zeta_n)_k$ — поток нисходящей радиации на верхней границе k -го слоя; $E(T_k)$ — функция Стефана—Больцмана при температуре k -го слоя; $P(M_k)$ и $P(M'_k)$ — интегральные функции пропускания k -го слоя, учитывающие поглощение радиации газообразными компонентами (M_k) и капельной (кристаллической) влагой облачного слоя (M'_k) соответственно. Соотношением (13) не учитывается рассеяние длинноволновой радиации на каплях и кристаллах.

Оно приводится к виду

$$B_k = [J^\uparrow(\zeta_n)_k + J^\downarrow(\zeta_n)_k - 2E(T_k)][1 - P(M_k) + n_k P(M_k) - n_k P(M'_k) P(M_k)]. \quad (14)$$

Из соотношения (14) следует, что при $n_k = 0$

$$B_k = [J^\uparrow(\zeta_n)_k + J^\downarrow(\zeta_n)_k - 2E(T_k)][1 - P(M_k)],$$

при $n_k = 1$

$$B_k = [J^\uparrow(\zeta_n)_k + J^\downarrow(\zeta_n)_k - 2E(T_k)][1 - P(M_k) P(M_k)].$$

Оценку чувствительности притока к вариациям величин, фигурирующих в правой части соотношения (14), в окрестности невозмущенных значений произведем на основе разложения в ряд Тейлора, ограничиваясь первыми производными,

$$\begin{aligned} \widetilde{B}_k = B_k &+ \frac{\partial B_k}{\partial J^\uparrow(\zeta_n)_k} \Delta J^\uparrow(\zeta_n)_k + \frac{\partial B_k}{\partial J^\downarrow(\zeta_n)_k} \Delta J^\downarrow(\zeta_n)_k + \\ &+ \frac{\partial B_k}{\partial E(T_k)} \cdot \frac{\partial E(T_k)}{\partial T_k} \Delta T_k + \frac{\partial B_k}{\partial P(M_k)} \Delta P(M_k) + \\ &+ \frac{\partial B_k}{\partial P(M'_k)} \Delta P(M'_k) + \frac{\partial B_k}{\partial n_k} \Delta n_k, \end{aligned} \quad (15)$$

где $\widetilde{B}_k$ — возмущенное значение притока;

$$\frac{\partial B_k}{\partial J^\uparrow(\zeta_n)_k} = 1 - P(M_k) + n_k P(M_k)[1 - P(M'_k)];$$

$$\frac{\partial B_k}{\partial J^\downarrow(\zeta_n)_k} = 1 - P(M_k) + n_k P(M_k)[1 - P(M'_k)];$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial B_k}{\partial E(T_k)} \frac{\partial E(T_k)}{\partial T_k} &\equiv \frac{\partial B_k}{\partial T_k} = -2 \{1 - P(M_k) + \\ &+ n_k P(M_k)[1 - P(M'_k)] \cdot 4\sigma T_k^3\}; \end{aligned}$$

$$\frac{\partial B_k}{\partial P(M_k)} = [J^\uparrow(\zeta_n)_k + J^\downarrow(\zeta_n)_k - 2E(T_k)] \{n_k[1 - P(M'_k)] - 1\};$$

$$\frac{\partial \tilde{B}_k}{\partial P(M'_k)} = [2E(T_k) - J^\uparrow(\zeta_n)_k - J^\downarrow(\zeta_n)_k] n_k P(M_k);$$

$$\frac{\partial B_k}{\partial n_h} = [J^\uparrow(\zeta_n)_h + J^\downarrow(\zeta_n)_h - 2E(T_h)] P(M_h) [1 - P(M'_k)].$$

Вариации притоков, которые характеризуются значениями отношений $\frac{\tilde{B}_k - B_k}{B_k}$, обусловленных вариациями $J^\uparrow(\zeta_n)_h$, $J^\downarrow(\zeta_n)_h$, T_h , $P(M_k)$, $P(M'_k)$, n_h , представлены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Значения $\frac{1}{B_k} \frac{\partial B_k}{\partial f} \Delta f$

Варьируемая величина (f)	$J^\uparrow(\zeta_n)_k$	$J^\downarrow(\zeta_n)_k$	T_k	$P(M_k)$	$P(M'_k)$	n_k
Значения вариаций (Δf)	0,04 0,04	0,01 0,01	$\frac{3}{3}$	0,07 0,07	0,01 0,05	0,05 0,10
$\frac{1}{B_k} \frac{\partial B_k}{\partial f} \Delta f$	0,39 0,45	0,017 0,12	0,28 0,33	0,002 0,170	0,005 0,056	0,050 0,056

Во второй и третьей строках таблицы даны величины, относящиеся к слою, ограниченному уровнями $\zeta_n = 0,5$; $\zeta_n = 0,4$, при $n_h = 0,5$; $P(M'_k) = 0,1$; $P(M_k) = 0,7$ (числитель) и при $n_h = 1,0$; $P(M'_k) = 0,5$; $P(M_k) = 0,7$ — (знаменатель). Невозмущенные значения потоков: $J(\zeta_n)_k = 280 \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2}$; $J^\downarrow(\zeta_n)_k = 74,7 \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2}$; $E(T_k) = 212 \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2}$ ($T_k = 244 \text{ K}$).

Полученные оценки характеризуют чувствительность только рассмотренной приближенной схемы расчетов потоков и притоков длинноволновой радиации. Если вариации величин, фигурирующих в уравнениях (6), (7), (14), трактовать как ошибки, то полученные оценки чувствительности (относительных вариаций потоков и притоков) следует принимать за относительные ошибки расчетов потоков и притоков. Эти ошибки являются следствием приближенного характера уравнений, включая методы их решения, аппроксимацию функций пропускания, задание излучательной способности поверхностей и др., а также зависят от достоверности сведений о состоянии атмосферы и излучающих поверхностей, в частности, о температуре излучающих поверхностей, об общем влагосодержании, о вертикальных градиентах температуры (n) и влажности (l).

Если иметь в виду расчеты потоков и притоков радиации в рамках неадиабатических моделей прогноза или общей циркуляции, то следует ориентироваться на точность моделируемых данных о температуре и влажности. Принятые в данной работе для оценки чувствительности потоков и притоков радиации значения вариаций температуры и влажности (и их вертикальных градиентов) примерно соответствуют ошибкам численных прогнозов указанных элементов. Суммарные значения вариаций притоков (за счет всех рассмотренных возмущающих факторов) согласуются по величине с относительными отклонениями рассчитанных потоков и притоков длинноволновой радиации от измеренных при безоблачном небе, приведенных в работах [2, 3, 4].

При этом следует иметь в виду, что отличия рассчитанных и измеренных потоков и притоков в этих работах обусловлены не только ошибками расчетов и измерений, но и аэрозольным поглощением.

Вариациям притоков длинноволновой радиации, приведенным в табл. 2, соответствуют скорости радиационного нагревания, которые составляют сотые и тысячные доли градуса в час, т. е. по порядку величины могут быть близкими к адвективным изменениям температуры. Учитывая общую чувствительность притоков к вариациям температуры и влажности (непосредственно через температуру рассматриваемого слоя и функцию пропускания, а также через вариации потоков на границах слоя), можно ожидать, что притоки длинноволновой радиации, рассчитываемые с помощью приближенных методик без учета аэрозольного эффекта по прогностическим значениям температуры и влажности на ограниченном числе уровней (ξ), только за счет ошибок прогноза этих элементов могут сильно искажаться. С учетом же всех других факторов рассчитываемые притоки могут отличаться от истинных даже по знаку.

Вполне очевидно, что в этом случае учет длинноволнового лучистого теплообмена в моделях прогноза и общей циркуляции не имеет смысла. Для того чтобы относительная ошибка расчетов притока с помощью рассмотренной схемы не превышала 25%, необходимо иметь сведения о температуре на всех прогнозируемых уровнях с ошибкой не более чем $1,0 \div 1,5$ K, а данные о функции пропускания и облачности должны быть известны с относительной ошибкой 3—5%.

Разумеется, что приведенные конкретные результаты относятся только к рассмотренной схеме расчетов длинноволновой радиации и не претендуют на универсальность. В данной работе имелось в виду показать, как применение предложенного в работе [1] подхода к задачам переноса радиации позволяет, не прибегая к прямому моделированию, получить сведения о чувствительности расчетной схемы к ошибкам, и оценить адекватность параметризации лучистого теплообмена моделям прогноза и общей циркуляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Марчук Г. И., Пененко В. В. Исследование чувствительности дискретных моделей динамики атмосферы и океана. — Изв. АН СССР. ФОА, 1979, т. 15, № 11, с. 1123—1131.
 2. Полный радиационный эксперимент. Под ред. К. Я. Кондратьева и М. Е. Тер-Маркарянц. — Л.: Гидрометеониздат, 1976, — 240 с.
 3. Жвалев В. Ф., Тер-Маркарянц Н. Е., Прокофьев М. А., Денежкина Л. А. Составляющие радиационного баланса в свободной атмосфере. — Тр. ГГО, 1975, вып. 366 (КЭНЭКС-73), с. 8—15.
 4. Виноградова И. П. Сопоставление измеренных и рассчитанных потоков тепловой радиации при безоблачном небе (по материалам экспедиции КЭНЭКС-72). — Тр. ГГО 1973, вып. 366 (КЭНЭКС-73), с. 54—63.
 5. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 230 с.
 6. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. — Гос. издат. техн.-теорет. литературы, М., 1953. — 456 с.
-

УДК 551.507.362.2

А. Д. КУЗНЕЦОВ, Н. Г. КАЩЕЕВА (ЛГМИ)

О ПОВЫШЕНИИ НАДЕЖНОСТИ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ В РАМКАХ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ АЭРОСТАТНО-СПУТНИКОВОГО КОМПЛЕКСА

Прогнозирование погоды невозможно без информации о текущем и предстоящем состоянии атмосферы и подстилающей поверхности. При этом, чем больше заблаговременность прогноза, тем с большего пространства должна поступать информация. Для долгосрочного прогноза погоды — информация со всего земного шара. Это тривиальное положение тем не менее продолжает оставаться и в настоящее время нерешенной проблемой — проблемой начальных данных [9].

Необходимость получения оптимального объема первичной метеорологической информации с заданой точностью в глобальном масштабе вызвала в последние два десятилетия бурное развитие дистанционных методов исследования атмосферы Земли. Возможность осуществления при помощи метеорологических спут-

ников (МИСЗ) глобальных наблюдений открыла уникальные перспективы получения разнообразной информации о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности [2, 3, 8]. Однако накопленный за это время опыт развития метеорологического зондирования из космоса со всей убедительностью отверг необоснованные надежды на полную замену в ближайшее время системы обычных метеорологических наблюдений дистанционными спутниковыми измерениями. Включение этих данных в существующие схемы численного прогноза погоды дает противоречивые сведения и не всегда его улучшает [2, 4]. Это связано, в первую очередь, с недостаточной точностью дистанционного зондирования, вызванной трудностями, возникающими при решении обратных задач атмосферной оптики [2, 3]. Таким образом, в настоящее время проблема достижения выдвигаемой практикой точности получения метеопараметров является актуальной.

Одним из наиболее перспективных способов увеличения и уточнения исходной информации представляется использование для ее получения аэростатно-спутникового комплекса зондирования атмосферы (АСК), составной частью которого является система аэростатного зондирования. Она включает в себя три основных элемента: метеорологические аэростаты (МА), МИСЗ и наземный комплекс, состоящий из центров управления полетами и обработки данных. В отличие от традиционной, новая система наблюдений обогащает объем получаемых данных за счет прямых измерений физических параметров атмосферы на уровне дрейфа МА*. Периодический сбор метеорологической информации с аэростатов и ретрансляция этих данных на Землю осуществляется спутником.

Среди широкого круга задач, возникающих при разработке и реализации АСК, важное место занимает проблема усвоения получаемых с его помощью данных.

В настоящей статье анализируется возможность повышения точности восстановления высотного профиля влажности в атмосфере при функционировании АСК, позволяющего получать синхронные данные прямых и косвенных измерений. Важность повышения существующей точности восстановления глобального распределения этого параметра связана с тем, что водяной пар, являясь одной из самых изменчивых компонент атмосферы Земли, существенно влияет на процессы, протекающие в системе Земля—атмосфера. Кроме того, информация о вертикальном профиле влажности необходима для качественного решения задачи косвенного определения температуры подстилающей поверхности и вертикального профиля температуры, что в целом способствует повышению точности задания исходной информации для реализации численных схем прогноза погоды.

* Появляется возможность проведения дистанционных измерений с уровня полета МА с помощью специально оборудованных аэростатов.

Восстановление высотного распределения водяного пара на основе прямых и косвенных измерений

Эффективность функционирования АСК зависит от корректного решения целого ряда проблем, одной из которых является проблема оптимального усвоения аэростатно-спутниковой информации, заключающаяся в разработке корректного математического аппарата для интерпретации разнородных по точности и методам получения исходных данных. Задача восстановления трехмерной структуры метеорологических элементов на основе совместного усвоения прямых и косвенных данных рассматривается в работе [10]. В данной работе рассматривается вопрос об аналогичном усвоении для профиля водяного пара.

Рассмотрим в общем виде постановку задачи совместного использования разнородной информации для восстановления высотного профиля метеопараметра. Запишем линейаризованное уравнение переноса собственного теплового излучения системы Земля—атмосфера в следующем матричном виде [3]:

$$\vec{J}(\theta, \nu) = A_\varphi \cdot \vec{\varphi}(z) + \vec{\varepsilon}(\theta, \nu), \quad (1)$$

где $\vec{J}(\theta, \nu)$ — вектор абсолютного отклонения от среднего измеренного на МИСЗ излучения в зависимости от угла визирования θ и частоты ν ; A_φ — конечно-разностное ядро минимизированного интеграла уравнения переноса излучения; $\vec{\varphi}(z)$ — вектор отклонения искомого профиля метеопараметра от среднего; $\vec{\varepsilon}(\theta, \nu)$ — суммарная погрешность.

Для решения уравнения (1) обычно привлекаются дополнительные сведения об искомом параметре. В методе статистической регуляризации в качестве таких данных используется статистическая информация (т. е. осуществляется совместное усвоение данных априорной статистики и радиационных измерений). В этом случае решение будет иметь вид [2, 3]

$$\vec{\varphi}(z) = [K_\varphi^{(-1)} + A_\varphi^T W^{(-1)} A_\varphi]^{-1} A_\varphi^T W^{(-1)} \vec{J}(\theta, \nu), \quad (2)$$

где W — матрица суммарной погрешности задания излучения; K_φ — ковариационная матрица искомого параметра; T — знак транспонирования матрицы.

В случае реализации АСК системы зондирования атмосферы помимо априорной статистики появляется дополнительная информация о решении в виде данных прямых измерений искомого метеорологического параметра $\vec{\varphi}_1$ на уровнях полета МА. Тогда при совместном использовании статистической информации и данных прямых и косвенных измерений решение (1) преобразуется к виду

$$\vec{\varphi}(z) = [K_\varphi^{(-1)} + A_\varphi^T W^{(-1)} A_\varphi]^{-1} [A_\varphi^T W^{(-1)} \vec{J}(\theta, \nu) + W_1^{(-1)} \vec{\varphi}_1(z)], \quad (3)$$

где

$$\vec{\varphi}_1(z) = \begin{cases} 0 & \text{при } z \neq z_j \\ \sim \varphi_j & \text{при } z = z_j; \end{cases}$$

W_1 — матрица ошибок прямых измерений.

Численные эксперименты

Анализ точности восстановления профиля удельной влажности в рамках функционирования АСК был проведен на основе численных экспериментов для летнего ансамбля профилей (средние широты), взятых по данным аэрологического зондирования атмосферы [11]. При этом предполагалось, что профиль температуры был точно известен. Статистические характеристики высотного распределения профиля влажности (средний профиль $\bar{q}$, корреляционная матрица K_q) были заимствованы из работы [5].

Проведение численных экспериментов ставило своей целью сопоставление точности дистанционного измерения характеристик влажности, реализуемое при спутниковой схеме эксперимента и при функционировании АСК. В последнем случае данные прямых измерений моделировались для трех уровней полета МА: 60, 100, 200 гПа с погрешностью 5% от истинного значения $q(p)$ на этих уровнях.

Численные эксперименты проводились по замкнутой схеме: по заданной радиационной модели атмосферы [12] и профилям $T(p)$ и $q(p)$ вычислялись значения интенсивности уходящего теплового излучения*. Каналы регистрации Δv были взяты из работы [1], где определялась оптимальная схема измерений при проведении влажностного зондирования с ИСЗ для вращательной полосы поглощения водяного пара 20—50 мкм методом полного перебора (наличие прямых измерений на уровне полета МА при этом не учитывалось). Затем с заданной дисперсией $\sigma_\epsilon^2 = (50 \text{ мВт/м} \cdot \text{ср})^2$ моделировались случайные ошибки в исходной информации (погрешность радиационных измерений) [6]. Восстановление профиля $q(p)$ осуществлялось по итерационной схеме на основе формулы (3). Как это показано в работе [6], точность задания профиля начального приближения $q^0(p)$ оказывает существенное влияние на результаты дистанционного зондирования характеристик влажности. Поэтому при наличии данных прямых измерений на уровне полета МА в качестве $q^0(p)$ использовался не средний профиль $\bar{q}(p)$, а его скорректированное значение $\tilde{q}(p)$, полученное по методу оптимальной статистической экстраполяции [7]:

$$\tilde{q}(p) = \bar{q}(p) + \frac{K_q(p, p_a)}{K_q(p_a, p_a)} [q(p_a) - \bar{q}(p_a)], \quad (4)$$

* Радиационная модель предполагалась известной точно. Влияние погрешностей в ее задании на точность восстановления $q(p)$, в отличие от работы [6], здесь не рассматривалось.

где $q(p_a)$ — измеренное с помощью МА значение удельной влажности на уровне p_a . Остаточная корреляционная матрица при этом будет равна

$$\tilde{K}_q(p, p) = K_q(p, p) - \frac{K_q(p, p_a) K_q(p_a, p)}{K_q(p_a, p_a)}, \quad (5)$$

В качестве критерия прекращения итерационного процесса использовалось условие

$$B^i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M [J_{\Delta v}^i(v_j) - J_{\Delta v}^i(v_j)]^2 \leq \sigma_0^2, \quad (6)$$

где M — число каналов измерений; $J_{\Delta v}^i$ и $J_{\Delta v}^i$ — «измеренное» и вычисленное на i -ом шаге значение уходящего излучения в j -ом канале Δv ; σ_0^2 — суммарная погрешность, равная в нашем случае $\sigma_0 = \sigma_e + 0,05$ (расчеты показали, что величиной 5 мВт/м·ср оценивается погрешность используемой вычислительной схемы). В тех случаях, когда соотношение (6) не выполнялось после проведения 10 итераций, решение задачи выбиралось из условия наличия локального минимума у величины B^i . Как показали расчеты (рис. 1), при величине $\sigma_e = 50$ мВт/м·ср критерий (6) позволяет получать решение, близкое к оптимальному, уже после 2—3 итераций (независимо от наличия или отсутствия данных прямых измерений на уровне полета МА p_a). Рассмотрим общие закономерности дистанционного восстановления $q(p)$, перейдем к анализу полученных данных.

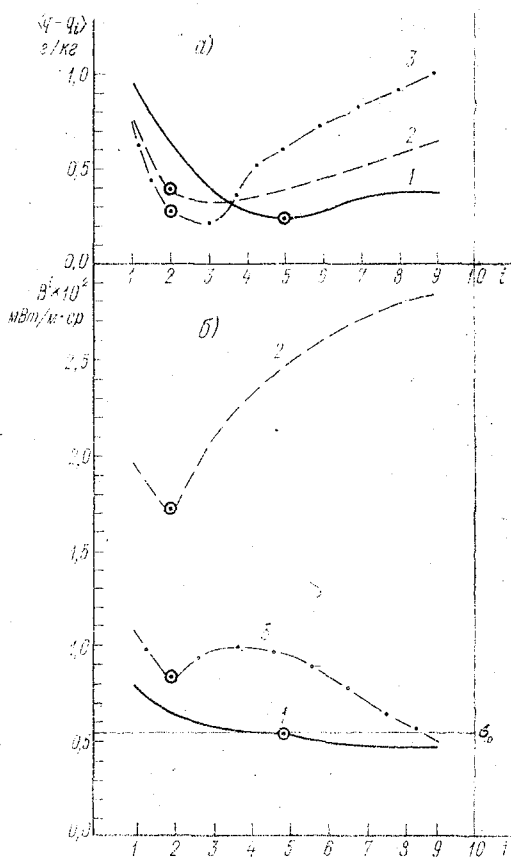


Рис. 1. Изменение среднеквадратических отклонений восстановленного на i -ом шаге итерационного процесса профиля удельной влажности от истинного $\langle q(p) - q_i(p) \rangle$ (а) и величины B^i (б), рассчитанной по формуле (6) в зависимости от номера итерации для трех уровней полета аэростата: 60 гПа (1), 100 гПа (2) или 200 гПа (3)

Анализ полученных результатов

Подводя итог проделанным расчетам, прежде всего необходимо отметить эффективность использования оптимальной статистической экстраполяции данных прямых измерений (на уровне полета МА). Как видно из приведенных на рис. 2 и в первой части табл. 1 данных, в этом случае заметно уменьшается априорная неопределенность в задании истинного распределения удельной влажности не только на уровнях, непосредственно примыкающих

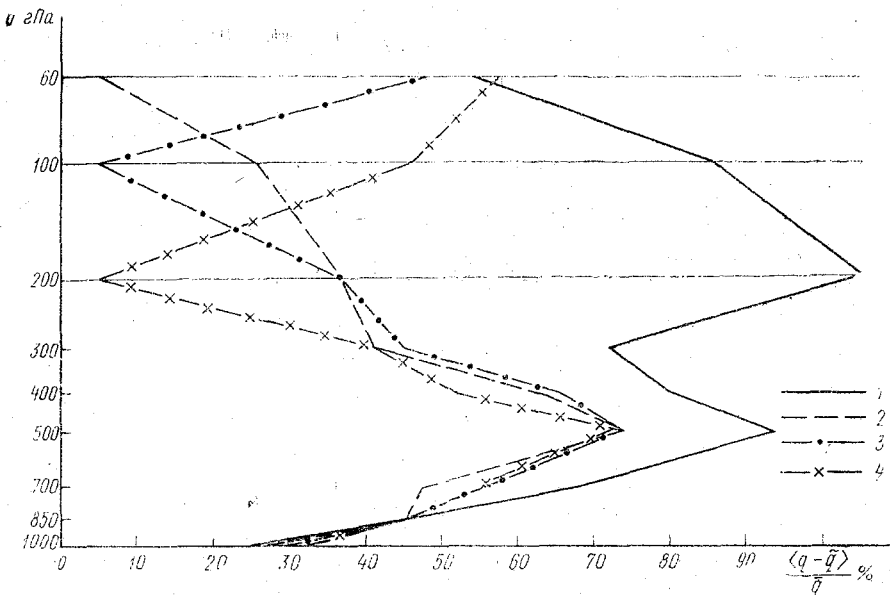


Рис. 2. Результаты оптической статистической экстраполяции данных прямых измерений на уровнях 0, 100 или 200 гПа (кривые 2, 3 и 4 соответственно): относительные среднеквадратические отклонения $\langle q - \tilde{q} \rangle / \tilde{q}$ и относительная априорная неопределенность в задании высотного профиля $q(p)$: $\sigma(p)/\bar{q}(p)$ (кривая 1)

к p_a , но и во всем слое атмосферы от 60 до 1000 гПа. И именно этим фактором — приближением профиля $q^\circ(p) = \bar{q}(p)$ к истинному профилю $q(p)$ за счет оптимальной статистической экстраполяции: $q^\circ(p) = \tilde{q}(p)$, — в значительной степени объясняются различия в интерпретации радиационных измерений уходящего теплового излучения с учетом и без учета данных прямых измерений. Дополнительные расчеты, выполненные по совместному усвоению прямых и косвенных измерений, но без статистического уточнения $q^\circ(p) = \bar{q}(p)$, привели в нижней тропосфере для профилей сложной конфигурации (т. е. значительно отличающихся от

ρ , гПа	$\frac{\langle q - q \rangle}{\bar{q}}$			$\frac{\langle q - \hat{q} \rangle}{\bar{q}}$			$\frac{\langle q - \hat{q} \rangle}{\bar{q}}$	$\bar{\sigma}q/\bar{q}$	$\bar{q}$, г/кг
	ρ_a , гПа			ρ_a , гПа			МИСЗ		
	60	100	200	60	100	200			
60	0,050	0,480	0,583	0,050	0,670	0,830	1,030	0,545	0,023
100	0,258	0,050	0,458	0,546	0,050	0,49	1,040	0,856	0,015
200	0,372	0,375	0,050	0,529	0,253	0,050	0,940	1,050	0,012
300	0,406	0,455	0,426	0,414	0,481	0,390	0,272	0,720	0,038
400	0,534	0,662	0,526	0,157	0,110	0,230	0,224	0,800	0,150
500	0,741	0,731	0,719	0,234	0,139	0,264	0,130	0,930	0,440
700	0,475	0,556	0,555	0,152	0,231	0,329	0,361	0,669	1,990
850	0,453	0,454	0,452	0,18	0,073	0,145	0,257	0,438	3,660
1000	0,284	0,231	0,266	0,099	0,073	0,134	0,150	0,233	6,910
$\langle W - W_i \rangle_M$	0,00560	0,00589	0,00587	0,000463	0,00092	0,00189	0,00239	0,00580	$\bar{W}$, м 0,01503

$\bar{q}(p)$) к результатам, мало отличающимся от усвоения только радиационных данных. Это объясняется малой информативностью измерений уходящего излучения в ИК области спектра для влажностного зондирования приземных слоев атмосферы [1].

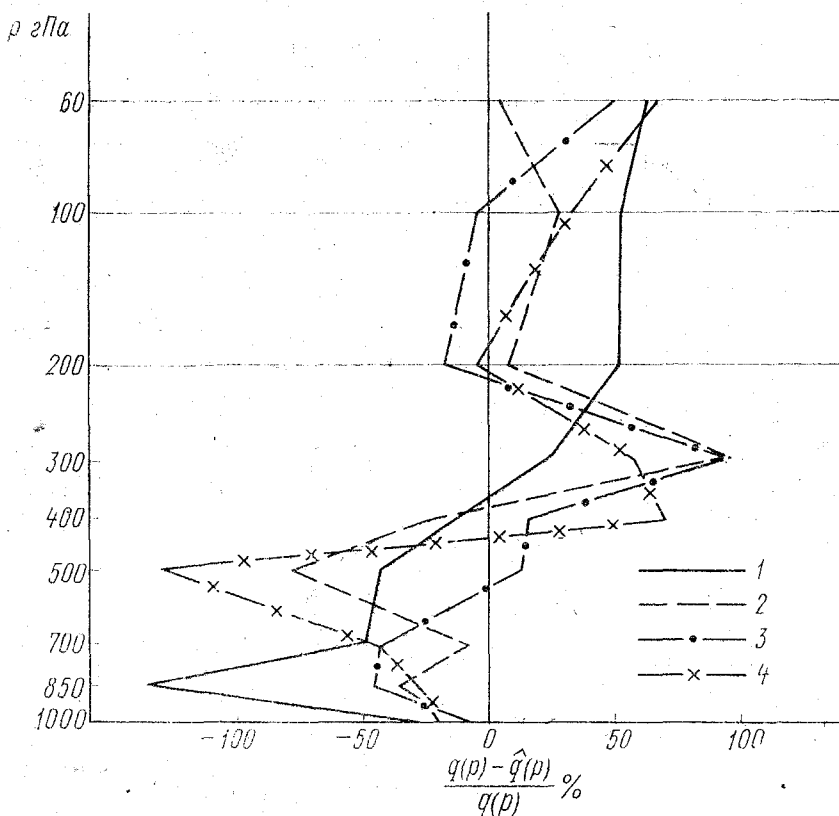


Рис. 3. Сопоставление результатов двух схем восстановления профиля $q(p)$: относительные отклонения истинного профиля от восстановленного $\hat{q}(p)$ на основе радиационных измерений с МИСЗ (кривая 1) и при совместном использовании прямых и косвенных измерений (прямые измерения на уровнях 60 (кривая 2), 100 (кривая 3) или 200 гПа (кривая 4))

Типичные результаты, полученные в ходе проведения численных экспериментов по совместному усвоению прямых и косвенных измерений (МИСЗ и МА) и только косвенных измерений (МИСЗ), иллюстрирует рис. 3. Представлены относительные отклонения истинного профиля $q(p)$ от восстановленного $\hat{q}(p)$ при интерпретации только спутниковых измерений (кривая 1) и данных МИСЗ совместно с прямыми измерениями на уровнях 60, 100 и 200 гПа (соответственно кривые 2, 3 и 4). Наилучшие результаты дает

совместное использование данных МА на уровне 100 гПа и радиационных измерений с МИСЗ. Этот вывод, но уже полученный для всего ансамбля профилей удельной влажности, подтверждает данные табл. 1. Как и следовало ожидать, улучшение восстановления при этом наблюдается в верхних (60 ÷ 200 гПа) и нижних (500 ÷ 1000 гПа) слоях атмосферы в основном за счет статистической экстраполяции $q(p_a)$.

Для выбранного ансамбля профилей $q(p)$ весьма типичным является более точное восстановление удельного содержания на уровне 300 гПа при использовании данных только МИСЗ. Объяснение этого факта, по всей видимости, следует искать в неадекватности используемой априорной статистики. На это указывает сопоставление $\bar{\sigma}(p) = [K_q(p, p)]^{1/2}$ с аналогичными значениями, вычисленными для используемых в численных экспериментах профилей $q(p) : \langle q - \bar{q} \rangle$. Для уровня 300 гПа различия этих величин оказались максимальными: $\bar{\sigma}/q \big|_{p=300 \text{ гПа}} = 0,72 \text{ г/кг}$, $\frac{\langle q - \bar{q} \rangle}{\bar{q}} \bigg|_{p=300 \text{ гПа}} = 0,38 \text{ г/кг}$.

Более полное представление об уменьшении априорной неопределенности в задании высотного распределения удельной влажности для разных схем эксперимента дает рис. 4. На его основе,

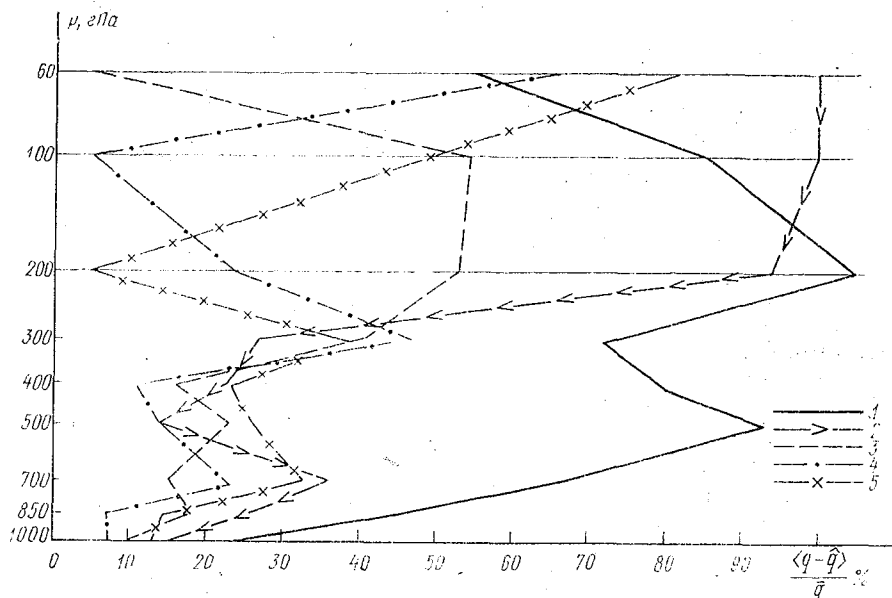


Рис. 4. Относительные среднеквадратичные отклонения истинных профилей $q(p)$ от среднего $\bar{q}(p)$ (кривая 1) и восстановленных при различных схемах эксперимента: МИСЗ (кривая 2), МИСЗ и МА на уровнях 60, 100 или 200 гПа (соответственно кривые 3, 4 и 5)

а также приведенных в таблице соответствующих значений для общего влагосодержания атмосферы W , можно сделать для данной работы вывод: аэростатные измерения удельного содержания водяного пара на уровнях $60 \div 100$ гПа при наличии априорной статистики приводят к заметному уменьшению исходной неопределенности в задании высотного распределения водяного пара в слое $60\text{—}1000$ гПа, а их совместное использование с данными радиационных измерений на МИСЗ — к существенному повышению точности дистанционного зондирования характеристик влагосодержания атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов В. П., Тимофеев Ю. М., Кузнецов А. Д. Об оптимизации условий измерений уходящего излучения в задаче косвенного восстановления высотного профиля водяного пара. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 5, с. 494—505.
2. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 280 с.
3. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 410 с.
4. Кондратьев К. Я. Состояние и перспективы метеорологического дистанционного зондирования атмосферы со спутников. — Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 88—119.
5. Копрова Л. И., Болдырев В. Г. Статистические характеристики вертикальных профилей температуры и влажности до больших высот. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 2, с. 154—167.
6. Кузнецов А. Д. Исследование точности определения влажности атмосферы с МСЗ методом численных экспериментов. — В сб.: Проблемы физики атмосферы, изд. ЛГУ, 1978, вып. 15, с. 112—129.
7. Кузнецов А. Д. Оптимальное восстановление профилей температуры и влажности в атмосфере по наземным данным и статистической информации. — В сб.: Проблемы физики атмосферы, изд. ЛГУ, 1974, вып. 11, с. 52—56.
8. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса. /Кондратьев К. Я., Григорьев А. А., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 247 с.
9. Петросяни М. А. Ордена Ленина гидрометеорологическому научно-исследовательскому центру СССР — 50 лет. — Метеорология и гидрология, 1979, № 12, с. 5—21.
10. Покровский О. И., Иванькин Е. Е. О пространственном усвоении данных прямых и косвенных измерений поля температуры. — Метеорология и гидрология, 1976, № 3, с. 38—48.
11. Ergebnisse der Aufstiege der Radiosondenstation des Instituts für Meteorologie und Geophysik. Universität Berlin, 1956, vol. 25, № 9, 50 s.
12. Möller F., Raschke E. Evolution of «Tivos-3» data. — In: Radiation Data Inter. Report № 1, NASA, 1963. — 114 p.

Т. БОЙЛИЛЬ (*Исламская республика Мавритания*).
В. И. ВОРОБЬЕВ (ЛГМИ)

ТИПИЗАЦИЯ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Классификация (типизация) синоптических процессов как метод обобщения информации представляет не только познавательный, но и вполне определенный практический интерес, позволяя, в частности, совершенствовать методы анализа и прогноза синоптических процессов и погоды. Большая часть известных типизаций синоптических процессов разработана для высоких и умеренных широт и поэтому они принципиально не могут быть применимы для тропической зоны северного полушария. Для низких широт и тропической зоны известны классификации Джонсона [4] и Мёрта [5], однако они схематичны и построены без применения объективных методов анализа. В связи с этими обстоятельствами возникла задача разработки объективной классификации синоптических процессов Западной Африки.

Основными исходными материалами для проведения исследования послужили приземные синоптические карты тропической зоны, составляемые в Гидрометеорологическом центре СССР, за январь, апрель, август и октябрь 1967—1971 гг. Район исследования ограничен экватором и параллелью 40° с. ш., а также меридианами 20° з. д. и 20° в. д. Ежедневные синоптические карты, дополненные сведениями по отдельным станциям региона, позволили создать банк ежедневных (для указанных выше месяцев) значений давления в узлах географической сетки с шагом 10° широты и 10° долготы. Таким образом, распределение давления над Западной Африкой за каждый день описывалось его значениями в 25 точках. Эти данные послужили исходными для типизации синоптических процессов Западной Африки.

Классификация выполнена методом ранжирования матрицы евклидовых расстояний [1], который обладает рядом достоинств. Он позволяет разделять объекты на незаданное ранее число классов, оптимальная величина параметра (радиуса) разделения определяется автоматически при поиске экстремума критерия качества типизации. Классификация не зависит от выбора начальной точки, принимаемой за центр первого класса (типа). Алгоритм метода экономно реализуется на ЭВМ. Критерием качества типизации принят критерий, предложенный Н. П. Загоруйко [3] в модификации В. Д. Еникеевой [2].

В результате классификации ежедневных полей давления над Западной Африкой было выделено по четыре типа синоптических

процессов в январе и апреле и по три типа в августе и октябре (см. таблицу). Остались вне типизации в январе и октябре три синоптические ситуации (дня) и в августе — две.

Повторяемость типов синоптических процессов (p) и значения осредненных по территории региона внутритиповых средних квадратических отклонений давления (σ)

№ типа	Январь		Апрель		Август		Октябрь	
	$p\%$	σ	$p\%$	σ	$p\%$	σ	$p\%$	σ
1	80,0	0,29	72,0	0,28	88,0	0,23	83,3	0,22
2	10,7	0,98	12,7	0,62	5,3	0,62	10,0	0,67
3	4,0	1,29	11,3	0,67	5,3	0,75	4,7	0,84
	3,3	1,98	4,0	1,01	—	—	—	—

Данные таблицы показывают, что в каждом сезоне над Западной Африкой имеется один явно преобладающий тип синоптических процессов с наименьшим внутритиповым σ . Для этих типов характерна высокая степень аналогичности ежедневных синоптических ситуаций, о чем свидетельствуют малые величины отношения σ к многолетнему среднему квадратическому отклонению σ_k . Последнее равно в январе 2,52 гПа, апреле 2,56 гПа, в августе 1,84 гПа и в октябре 1,72 гПа. Для первых типов процессов величина отношения $\frac{\sigma}{\sigma_k}$ изменяется в пределах 0,11—0,13.

По мере уменьшения повторяемости типов увеличивается σ , т. е. уменьшается аналогичность формирующих их синоптических ситуаций. Тем не менее ни при одном типе процессов σ не превышает σ_k , а в большинстве случаев существенно меньше. Это свидетельствует о высоком качестве типизации синоптических процессов по принятой в настоящем исследовании методике.

Анализ представленных на рис. 1—4 карт типовых полей среднего давления на уровне моря позволяет выявить ряд особенностей барико-циркуляционного режима, которые могут быть использованы в интересах диагноза и прогноза синоптических процессов и погоды в Западной Африке.

В январе наиболее представительным (характерным) является первый тип (рис. 1, а). Основной его особенностью является наличие над северной частью материка области высокого давления в виде отрога азорского антициклона. Экваториальная депрессия представлена в виде глубокой ложбины, ось которой ориентирована в широтном направлении вдоль северного побережья Гвинейского залива. Такое взаимное положение основных барических

образований приводит к тому, что над большей частью региона в январе господствует северо-восточный пассат.

Для второго типа процессов, в отличие от первого, характерно наличие области низкого давления над северо-западными берегами континента (рис. 1, б). Над Сахарой наблюдается полоса высокого давления в виде гребня азорского антициклона с самостоятельным центром над континентом. В районе, находящемся

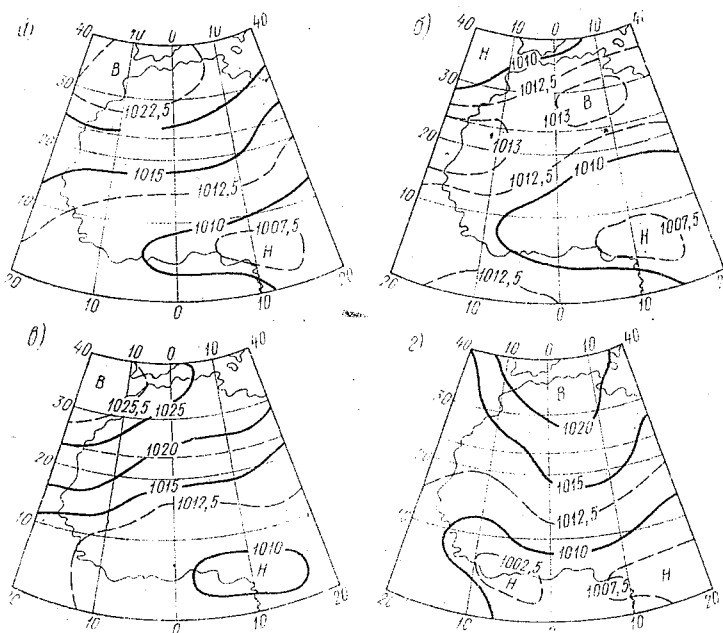


Рис. 1. Распределение давления при первом (а), втором (б), третьем (в) и четвертом (г) типах синоптических процессов в январе

между областями с замкнутой антициклонической циркуляцией, возникает межширотный обмен, что может способствовать проникновению холодных воздушных масс вглубь континента. Экваториальная депрессия расположена над приэкваториальными районами, причем ось ее, особенно в западной части региона, находится севернее ее положения при первом типе процессов. В результате область распространения северо-восточного пассата при этом типе процессов существенно меньше, чем при первом типе. Это происходит, с одной стороны, за счет некоторого смещения оси экваториальной ложбины к северу, но главным образом за счет значительного смещения области высокого давления к югу. Как следствие последнего явления над северо-западными и край-

ними северными районами региона при втором типе процессов преобладают ветры юго-западного румба.

Интенсивность пассатной циркуляции при втором типе процессов существенно ослаблена. На это обстоятельство указывает тот факт, что меридиональные градиенты давления в пассатной зоне при втором типе процессов значительно меньше, чем при первом. Так, например, на гринвичском меридиане при втором типе они около $2,7 \text{ гПа}/1000 \text{ км}$, а при процессах первого типа примерно $5,1 \text{ гПа}/1000 \text{ км}$, т. е. почти в два раза больше.

По конфигурации изобар и характеру циркуляции третий тип процессов (рис. 1, в) довольно близок к первому типу. Однако гребень азорского антициклона развит более сильно. Положение экваториальной депрессии при первом и третьем типах процессов примерно одинаково. Таким образом, при третьем типе процессов градиенты давления над большей частью северных и центральных районов региона больше, чем при первом типе. Это приводит к интенсификации здесь пассатной циркуляции. В южной части региона, наоборот, градиенты давления при третьем типе меньше, чем при первом типе процессов, и, следовательно, пассатная циркуляция имеет сравнительно меньшую интенсивность.

Четвертый тип процессов отличается от рассмотренных выше типов наибольшим своеобразием в структуре поля давления (рис. 1, г). Гребень располагается над центральной частью региона, ось его ориентирована с севера на юг. Такое положение гребня определяет преобладание ветров северного румба в восточной части региона и восточного — в западной его части. При этом типе процессов создаются благоприятные условия для вторжения и проникновения далеко к югу холодных воздушных масс в восточной части Западной Африки и для выноса наиболее теплого континентального тропического воздуха на акваторию Северной Атлантики. Ось экваториальной ложбины при четвертом типе процессов по сравнению с другими типами находится в наиболее южном положении.

Анализ типовых распределений давления над Западной Африкой в январе показывает, что наименьшие изменения в структуре барического поля при переходе от типа к типу наблюдаются в низких широтах. Это находит свое выражение в сравнительно малых смещениях экваториальной ложбины и колебаниях величин минимального давления в ее пределах. Наоборот, наибольшие изменения барико-циркуляционного режима наблюдаются в северной и особенно северо-западной части региона. Таким образом, можно сделать вывод, что на циркуляцию Западной Африки в январе (зимой) наиболее существенное влияние оказывает режим гребня азорского антициклона, ориентированного от его центра в восточном направлении.

В апреле наиболее характерным является первый тип синоптических процессов (рис. 2, а). Основной его особенностью по сравнению с зимним первым типом, который также имеет наибольшую

повторяемость, является отступление гребня азорского антициклона с континента на океан. Экваториальная депрессия смещена в более высокие широты, так что ось ее находится севернее, чем в январе, на 6—9° широты. Такое положение основных барических образований приводит к тому, что при процессах первого типа в апреле значительная, хотя и меньшая, чем зимой при процессах первого типа, часть региона находится под влиянием пассатной

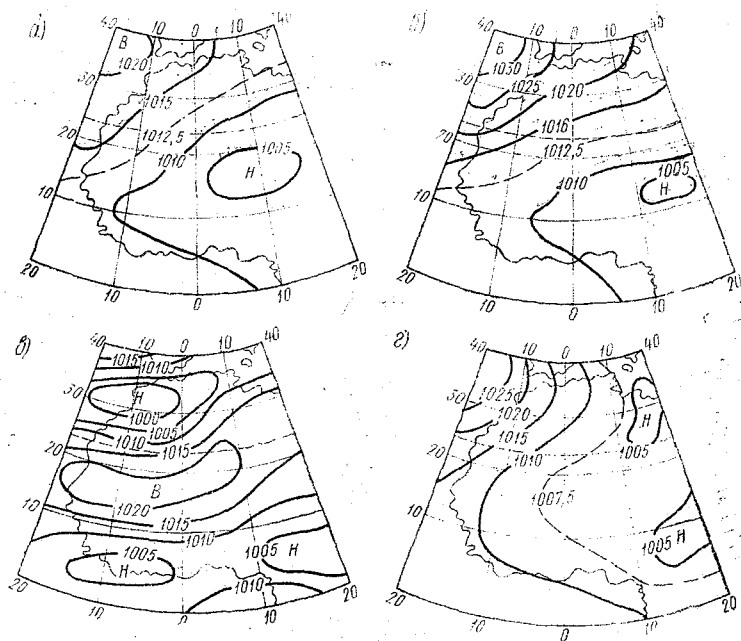


Рис. 2. Распределение давления при первом (а), втором (б), третьем (в) и четвертом (г) типах синоптических процессов в апреле

циркуляции. Так как горизонтальные градиенты давления в пассатной зоне в апреле больше, чем в январе, то интенсивность пассатной циркуляции весной больше, чем зимой.

Южная зона господства юго-западных ветров более обширна, чем в январе.

Второй тип процессов по конфигурации изобар, а следовательно, и по характеру циркуляции довольно близок к первому типу (рис. 2, б). Однако при втором типе гребень азорского антициклона развит более сильно. Экваториальная депрессия при втором типе процессов находится несколько южнее, чем при первом типе. При этом давление в центре депрессии при обоих типах процессов остается примерно одинаковым. Такой характер барического поля

приводит к тому, что при втором типе процессов северо-восточный пассат более интенсивен и охватывает большую часть территории Западной Африки, чем при первом типе. Соответственно несколько сокращается южная зона господства юго-западных ветров.

Третий тип процессов характеризуется чередованием в меридиональном направлении областей низкого и высокого давления (рис. 2, в) с большими барическими градиентами на их перифериях. В отличие от первого и второго типов процессов для него характерно наличие над северо-западным побережьем глубокой депрессии с центром над Западной Сахарой. Над Мавританией, Сенегалом, Мали, Чадом и Нигером наблюдается полоса высокого давления с самостоятельным центром над континентом. Экваториальная депрессия с двумя самостоятельными центрами расположена вдоль побережья Гвинейского залива, причем ось ее по сравнению с первым и вторым типами процессов проходит значительно южнее. В результате такого взаимного расположения барических центров над крайней северо-западной частью региона преобладают ветры северо-восточного направления. В широтных зонах 15—30° с. ш. в западной части региона и 20—35° с. ш. — в восточной преобладают ветры юго-западного направления, что способствует выносу влажного воздуха в северные районы континента. При третьем типе процессов область распространения северо-восточного пассата существенно меньше, чем при рассмотренных выше типах процессов. Это связано, главным образом, со значительным смещением области высокого давления к югу. Сравнение карты, представленной на рис. 2, в, с типовыми картами распределения давления в январе указывает на большое сходство структуры барического поля при третьем типе процессов в апреле со структурой барического поля для второго типа процессов в январе (см. рис. 1, б). Таким образом, процессы третьего типа представляют собой возврат к зимнему циркуляционному режиму.

Четвертый тип процессов так же, как и третий тип, отличается большим своеобразием в структуре поля давления (рис. 2, г). Если при процессах третьего типа наблюдается чередование областей высокого и низкого давления в меридиональном направлении, то при процессах четвертого типа имеется хорошо выраженная тенденция к такому чередованию в широтном направлении. В результате возникновения над крайними северо-восточными районами области пониженного давления возникает меридионально ориентированная полоса низкого давления над восточной частью региона. Это приводит к возрастанию широтных градиентов давления над северной (к северу от 20° с. ш.) частью континента. Так, например, разность давления вдоль 30° с. ш. между меридианами 20° з. д. и 20° в. д. при четвертом типе процессов равна примерно 18 гПа, а при процессах первого и второго типов она всего 7—8 гПа. Это указывает на высокую интенсивность межширотного обмена и возрастание меридиональной составляющей пассатной циркуляции, особенно над западной частью региона.

Анализ типовых распределений давления и его аномалий над Западной Африкой в апреле показывает, что наибольшие изменения в структуре барического поля при переходе от типа к типу наблюдаются в северной части региона. Наоборот, наименьшие межтиповые изменения барико-циркуляционного режима наблюдаются в низких широтах. В целом переход от зимнего барико-циркуляционного режима к весеннему характеризуется смещением

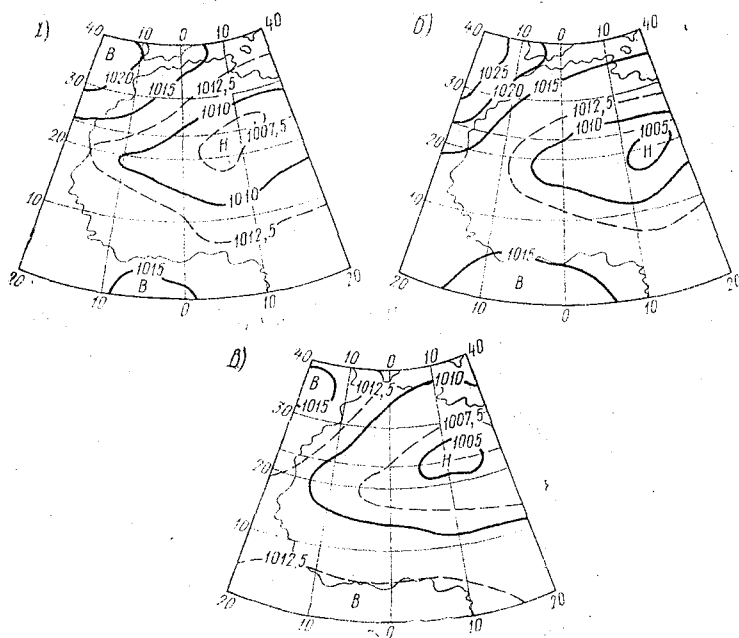


Рис. 3. Распределение давления при первом (а), втором (б) и третьем (в) типах синоптических процессов в августе

экваториальной ложбины к северу, особенно значительным в восточной части региона. В связи с этим, учитывая, что ориентировка оси гребня азорского антициклона от зимы к весне меняется не очень существенно, пассатные ветры весной имеют большую северную составляющую, чем зимой. Сама же зона пассатной циркуляции уменьшается по площади.

Барико-циркуляционный режим в августе описывается тремя типами процессов. Их типовые поля давления приведены на рис. 3. Нетрудно заметить, что при всех трех типах процессов основными компонентами барического поля, определяющими характер циркуляции, являются гребень азорского антициклона, расположенный над северо-западом региона, экваториальная депрессия, занимающая большую часть Западной Африки, и гребень южно-атланти-

ческого антициклона, находящийся над Гвинейским заливом. Сравнение рис. 1 и 3 показывает, что от зимы к лету экваториальная депрессия смещается в северном направлении и ее ось в августе в зависимости от типа процесса над восточной частью региона находится на $19-22^\circ$ с. ш., а в западной — на $17-19^\circ$ с. ш. Это определяет существенное уменьшение площади пассатной зоны над Западной Африкой и увеличение зоны господства юго-западных ветров. В результате над всей южной континентальной частью региона происходит сезонная смена пассата на юго-западный муссон. Все эти особенности циркуляции в определенной степени выражены в апреле при первом и втором типах процессов. Поэтому можно считать, что все весенние типы процессов описывают синоптические ситуации, которые в полной мере отражаются в летних типах.

Типовые особенности полей давления и циркуляции в августе определяются различиями в интенсивности и площади распространения того или иного «дирижирующего» барического образования.

При первом типе процессов сухой северо-восточный пассат распространяется до $18-20^\circ$ с. ш., где встречается с юго-западным муссоном (рис. 3, а). В связи с очень высокой повторяемостью первого типа процессов структура его поля давления и циркуляционный режим весьма близки к многолетнему. Поэтому для процессов первого типа характерны общие климатические закономерности распределения давления и циркуляционного режима летнего сезона.

Для второго типа процессов (рис. 3, б) в отличие от первого типа характерно несколько более сильное влияние на циркуляцию в южной части региона южно-атлантического максимума, так как его гребень, проникающий в северное полушарие, больше по площади, чем при первом типе процессов, а ограничивающая его изобара находится вблизи южного побережья Африки. Гребень азорского антициклона хорошо развит, так что над северо-западными районами региона давление на 5 гПа выше, чем при первом типе. Экваториальная депрессия по-прежнему занимает большую часть региона, однако ось расположена несколько южнее ее положения при первом типе. Самостоятельный центр циклонической циркуляции смещен в юго-восточном направлении, а давление в его центре несколько ниже. Такие отличия в структуре барического поля приводят к тому, что северо-восточный пассат занимает большую площадь, чем при первом типе процессов. Южнее 18° с. ш. циркуляция носит муссонный характер с преобладанием южных и западных ветров. Несмотря на некоторую активизацию пассатной циркуляции, при процессах второго типа над большей частью Западной Африки по-прежнему доминирует муссон. Однако следует отметить, что синоптические процессы второго типа более благоприятны для распространения сухого воздуха в глубь континента, чем процессы первого типа. Таким образом, при вто-

ром типе процессов над большей частью региона отмечается более высокая, чем при первом типе, интенсивность циркуляции.

Основной особенностью третьего типа процессов по сравнению с двумя предыдущими является очень слабое влияние на циркуляцию над Западной Африкой гребня Азорского антициклона (рис. 3, а) и в целом пониженный фон атмосферного давления над регионом. Также слабее развит гребень южно-атлантического антициклона. В результате практически вся Западная Африка оказывается под влиянием экваториальной депрессии. Градиенты давления над северо-западной частью региона меньше, чем при первых двух типах процессов и пассатная циркуляция ослаблена.

Анализ типовых распределений давления и его аномалий над Западной Африкой показывает, что летом наибольшие изменения в структуре барического поля при переходе от типа к типу наблюдаются в северных и особенно в северо-западных районах региона. В то же время следует заметить, что межтиповые различия структуры барического поля летом (в августе) выражены менее отчетливо, чем в январе и в апреле.

В октябре выделено три типа процессов. При первом типе северное побережье континента находится под влиянием гребня азорского антициклона (рис. 4, а). Экваториальная депрессия представлена в виде барической ложбины, ось которой ориентирована в широтном направлении примерно вдоль 10° с. ш. В связи с этим область распространения северо-восточного пассата по сравнению с летним периодом расширяется, что приводит к уменьшению осадков в большей части региона, особенно в Мали, Чаде и Нигере. Муссонная циркуляция наблюдается только над южными районами континента и Гвинейским заливом. Таким образом, уже в октябре большая часть континента при первом типе процессов находится под влиянием пассатной циркуляции.

Основной особенностью второго типа процессов является ослабление гребня азорского антициклона по сравнению с первым типом (рис. 4, б). Экваториальная депрессия занимает положение, в большей мере характерное для лета. Замкнутая область низкого давления имеет две ложбины. Одна из них направлена на западную и вторая — на северную части региона. Над Гвинейским заливом находится также характерный для условий летнего циркуляционного режима гребень южно-атлантического антициклона. При таком положении центров барических образований пассатная циркуляция ослаблена. Юго-западный муссон занимает большую часть региона. Зона встречи северо-восточного пассата и юго-западного муссона расположена примерно на 16° с. ш.

Сравнение типовых карт распределения давления в августе (см. рис. 3) с картой для второго типа процессов в октябре показывает, что последний описывает синоптические ситуации возврата к условиям летнего циркуляционного режима.

Третий тип процессов отличается от рассмотренных выше осенних типов наибольшим своеобразием в структуре поля давления (рис. 4, в). При нем над Западной Африкой наблюдается аномально высокий фон давления. В гребне Азорского антициклона формируется самостоятельный центр, который располагается над северными районами континента. Его большая ось ориентирована

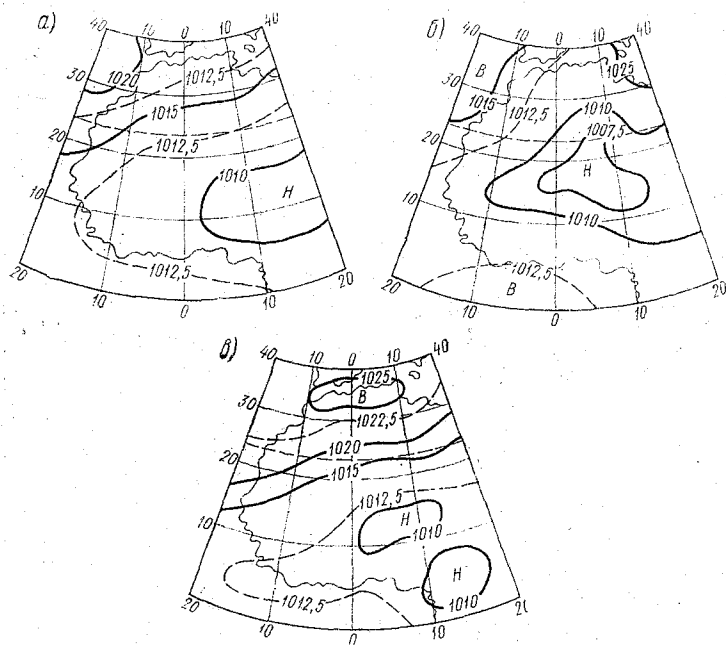


Рис. 4. Распределение давления при первом (а), втором (б) и третьем (в) типах синоптических процессов в октябре

в широтном направлении вдоль 35° с. ш. Такое положение области высокого давления способствует преобладанию ветров восточного румба вплоть до 10° с. ш. Ось экваториальной ложбины, по сравнению с другими типами процессов, находится в наиболее южном положении. В юго-восточной части региона в пределах экваториальной ложбины находятся два самостоятельных центра. Такое взаимное положение основных барических образований указывает на преобладание пассатной циркуляции над северными и центральными районами Западной Африки. Область преобладания юго-западных ветров смещена на южную часть континента и Гвинейский залив.

Третий тип процессов по структуре барического поля в большей степени аналогичен первому типу зимних процессов (см. рис. 1, а). Поэтому можно сделать заключение, что третий тип

объединяет синоптические процессы перехода к зимнему режиму циркуляции. Анализ типовых полей давления над Западной Африкой, с учетом повторяемости типов процессов, показывает, что в октябре большую часть времени доминируют синоптические ситуации, более близкие к зимним, чем летним.

Таким образом, на основе анализа особенностей барико-циркуляционного режима при основных типах синоптических процессов над Западной Африкой можно сделать следующие выводы.

Основными барическими образованиями, эволюция которых определяет все многообразие типов синоптических процессов над Западной Африкой, является гребень азорского антициклона и экваториальная депрессия, а летом также гребень южно-атлантического антициклона.

Во все сезоны наибольшие межтиповые изменения барико-циркуляционного режима происходят в северной и особенно северо-западной части региона, т. е. в зоне влияния гребня азорского антициклона.

Во все сезоны имеются типы синоптических процессов, одни из которых включают в себя реальные синоптические ситуации возмрата к преобладающему барико-циркуляционному режиму предшествующего сезона, а другие — типы синоптических процессов, сформированные из синоптических ситуаций, находящихся на более полное развитие в следующий сезон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Груза Г. В., Раньков Е. Я. О принципах автоматической классификации метеорологических объектов. — Метеорология и гидрология, 1970, № 2, с. 12—18.

2. Еникеева В. Д. К вопросу о критериях качества автоматической типизации метеорологических ситуаций. — В кн.: Численное моделирование циркуляции в стратосфере. — СО АН СССР, Вычислительный центр, Новосибирск, 1976, с. 52—57.

3. Загоруйко Н. Г. Методы распознавания и их применение. — М.: Советское радио, 1972. — 208 с.

4. Johnson D. H. Value of contour analysis in equatorial meteorology. Nature, London, 1959, vol. 184, № 4696.

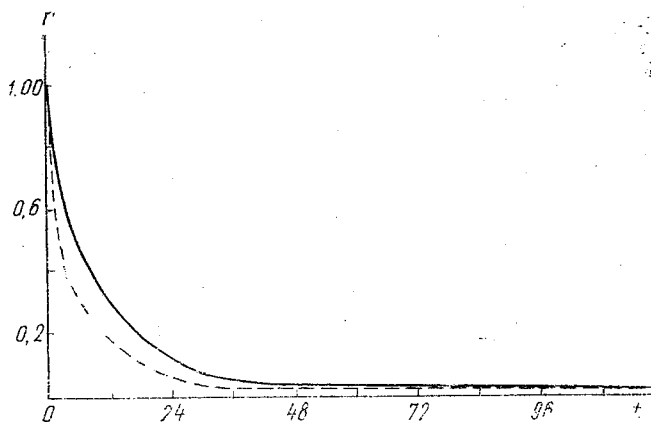
5. Morth D. Analyse des cartes en altitude par la méthode. Pressure contour analysis d'après les notes de Dhonneur G. recueillies au séminaire de météorologie tropicale à Nairobi. (1959), Asena, PDEM, № 4, Dakar, 1967. — 68 p.

КОМБИНИРОВАНИЕ ДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

Достижения в области численного моделирования крупномасштабных особенностей общей циркуляции атмосферы практически избавили синоптика от необходимости краткосрочного прогнозирования полей давления, ветра и температуры для тропосферы и нижней стратосферы, так как оправдываемость гидродинамических прогнозов, передаваемых в виде прогностических карт циркулярно из Гидрометцентра СССР существенно выше, чем прогнозов, разрабатываемых синоптическим методом. Этого нельзя сказать о локальных прогнозах погоды как комплекса метеозаэлементов и явлений. Справедливо считается [7], что оптимальным вариантом в настоящее время является разработка прогнозов погоды физико-статистическими методами на основе прогностических карт, полученных с помощью численных схем. В работах [1, 3, 9, 12, 13] дан достаточно подробный обзор различных статистических моделей прогноза отдельных метеозаэлементов и явлений. Однако в практике метеорологического обеспечения используется лишь простейший статистический аппарат с применением уравнений линейной регрессии [8]. Проще всего подобная задача решается на основе применения марковских цепей для прогнозирования метеорологических элементов с периодами упреждения от нескольких часов до одних суток. Из работ этого направления можно назвать исследования Н. В. Кобышевой и В. А. Зябрикова [2], А. С. Марченко [5], Габриэля и Ньюмена [10], Гривса [11], Кроуфорда [4], в которых применялись марковские случайные процессы для прогноза степеней сложности летно-метеорологических условий, суточных количеств осадков, дождевых периодов, условий землеобзора. В отличие от данных исследований в статье делается попытка перед построением марковских моделей провести типизацию синоптических ситуаций, а затем для каждой ситуации определить свою матрицу условных переходов. Для этой цели могут использоваться как фактические, так и прогностические карты. Но в связи с отсутствием архива прогностических карт пришлось воспользоваться при типизации атмосферных процессов фактическими приземными синоптическими картами. Это в определенной степени должно отразиться на качестве разрабатываемых прогнозов.

Возможности использования марковских цепей для прогнозирования с предварительной типизацией синоптических процессов рассмотрим на примере разработки прогностической модели для количества облаков.

В качестве исходных данных брались значения количества облаков для Смоленска и Омска, выкопированные из Метеорологических ежемесячников за 1966—1975 гг. для трех зимних месяцев. Всего выборка включала 10 реализаций, по 360 членов в каждой реализации. Дискретность наблюдений составляла 6 ч. Типизация синоптических процессов проводилась с использованием синоптических карт по методике, рекомендованной А. В. Садовниковым [6]. В качестве признаков разбиения выборки на классы



Нормированная корреляционная функция общего количества облаков:

— Смоленск; - - - Омск

применялись значения лапласианов полей приземного давления и направления градиентного ветра в пункте, для которого строилась прогностическая модель. Все синоптические процессы были разбиты на 4 типа барических образований (1 — циклон, ложбина; 2 — антициклон, гребень; 3 — седловины; 4 — параллельные изобары) и 5 направлений переноса воздушных масс (1 — С, СВ; 2 — В, ЮВ; 3 — Ю, ЮЗ; 4 — З, СЗ; 5 — штиль), т. е. исходная выборка разбивалась на 20 классов.

Прежде всего необходимо определить возможность использования случайных марковских процессов для прогноза соответствующего метеорологического элемента или явления погоды, а затем найти порядок марковского процесса. С этой целью используют нормированные корреляционные функции метеозлемента.

На рисунке представлены сглаженные нормированные корреляционные функции для обоих пунктов, которые хорошо аппроксимируются экспонентами, что является признаком марковости временного ряда количества общей облачности. Аналогичный вывод для Ленинграда сделан в работе [2].

Для оценки порядка марковского процесса, который обладает свойством ассоциативности, можно воспользоваться соотношением

$$r_u \cdot r_v = r_{u+v}, \quad (1)$$

где r — нормированная корреляционная функция; u, v — сдвиги по времени, которым последовательно придаются значения от 1 до m .

Оказалось, что минимальное значение сдвига $|u - v| = \tau$, для которого выполняется соотношение (1), равно единице для обоих пунктов, что указывает на возможность применения марковской модели первого порядка.

Самой простой марковской моделью является модель случайного марковского процесса с дискретными состояниями и дискретным временем. Здесь можно использовать однородные и неоднородные марковские цепи.

Постановка задачи для использования однородной марковской цепи сводится к следующему. Пусть система S , под которой в данном случае будем понимать количество облачности, имеет n возможных состояний (градаций): $S_1, S_2, \dots, S_n$. Обозначим через P_{ij} вероятность перехода системы S за один шаг из состояния S_i в S_j . Тогда можно составить матрицу переходных вероятностей

$$\|P_{ij}\|_n = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1j} & \dots & P_{1n} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2j} & \dots & P_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{i1} & P_{i2} & \dots & P_{ij} & \dots & P_{in} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{n1} & P_{n2} & \dots & P_{nj} & \dots & P_{nn} \end{bmatrix} \quad (2)$$

Сумма членов, стоящих в каждой строке матрицы, должна быть равна единице.

Для однородной марковской цепи вероятности перехода системы от шага к шагу не меняются, т. е. однозначно заданы матрицей (2).

Вероятности состояний, в которых окажется система после k -го шага, определяются по формуле

$$P_i(k) = \sum_{j=1}^n P_j(k-1) P_{ij}; \quad (i = 1, 2, \dots, n), \quad (3)$$

где $P_j(k-1)$ — вероятность состояния системы после $(k-1)$ -го шага.

В неоднородной марковской цепи вероятности перехода P_{ij} меняются от шага к шагу. Для такой цепи после k -х шагов вероятность состояния системы определяется по формуле

$$P_i(k) = \sum_{j=1}^n P_j(k-1) P_{ij}^{(k)}; \quad (i = 1, 2, \dots, n), \quad (4)$$

где $P_{ij}^{(k)} = P(S_j^{(k)} | S_i^{(k-1)})$ — условная вероятность перехода системы из состояния S_i в состояние S_j на k -ом шаге.

Для решения многих практических задач требуется информация не о n состояниях системы, а только о двух. Например, для авиации одним из таких условий S_1 является количество облаков N меньше 8 баллов (простые летно-метеорологические условия), а для другого условия $S_2 - N \geq 8$ баллам (сложные летно-метеорологические условия). Обозначим первое из этих состояний «1», а второе — «2».

Для такой модели марковский процесс описывается двумерной матрицей переходных вероятностей $P_{ij}(t)$:

$$\|P_{ij}(t)\| = \begin{vmatrix} P_{11}(t) & P_{12}(t) \\ P_{21}(t) & P_{22}(t) \end{vmatrix}, \quad (5)$$

где $P_{ij}(t)$ — вероятность перехода системы из состояния S_i в S_j за время t .

Так как

$$P_{11}(t) + P_{12}(t) = 1$$

и

$$P_{21}(t) + P_{22}(t) = 1, \quad (6)$$

то для описания процесса необходимо задавать только те переходные вероятности, для которых либо $i = j$, либо $i \neq j$.

Зависимость переходных вероятностей от t требует получения переходных матриц для различных интервалов времени $t = \Delta t \cdot l$, $l = 1, 2, \dots, q$.

Здесь q — число шагов, по истечении которых условные вероятности $P_{ij}(t)$ совпадают с безусловными вероятностями P_j , а Δt — временной интервал одного шага.

В непрерывных марковских цепях вместо переходных вероятностей P_{ij} применяют плотность вероятности перехода λ_{ij} , которую можно представить в виде отношения

$$\lambda_{ij} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{P_{ij}(\Delta t)}{\Delta t}, \quad (7)$$

где $P_{ij}(\Delta t)$ — вероятность того, что система, находившаяся в момент t в состоянии S_i , за время Δt перейдет из него в состояние S_j .

Вероятности состояний системы могут быть найдены интегрированием системы дифференциальных уравнений, которые называются уравнениями Колмогорова—Чепмена.

Для рассматриваемой задачи эта система имеет вид [8]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dP_1(t)}{dt} &= -\lambda_{12}(t) P_1(t) + \lambda_{21}(t) P_2(t) \\ \frac{dP_2(t)}{dt} &= -\lambda_{21}(t) P_2(t) + \lambda_{12}(t) P_1(t). \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

В уравнениях (8) $P_i(t)$ — вероятность того, что в момент t система S будет находиться в состоянии S_i ($i = 1, 2$).

Поскольку для каждого момента времени имеет место соотношение $P_1(t) + P_2(t) = 1$, то вместо двух уравнений (8) можно рассматривать одно из них, например, первое.

Подробнее исследуем однородный процесс с двумя состояниями для которого

$$\lambda_{12}(t) = \lambda_{12} = \alpha, \quad (9)$$

$$\lambda_{21}(t) = \lambda_{21} = \beta,$$

Тогда вместо (8) имеем

$$\frac{dP_1(t)}{dt} = -\alpha P_1(t) + \beta P_2(t) = -\gamma P_1(t) + \beta, \quad (10)$$

где $\gamma = \alpha + \beta$.

Решения уравнения (10) при начальном условии $P_1(t_0)$ имеют вид

$$P_{11}(t_0, t) = \frac{\beta}{\gamma} (1 - e^{-\gamma(t-t_0)}) + e^{-\gamma(t-t_0)}, \quad (11)$$

$$P_{22}(t_0, t) = \frac{\alpha}{\gamma} (1 - e^{-\gamma(t-t_0)}) + e^{-\gamma(t-t_0)}, \quad (12)$$

$$P_{12}(t_0, t) = \frac{\alpha}{\gamma} (1 - e^{-\gamma(t-t_0)}), \quad (13)$$

$$P_{21}(t_0, t) = \frac{\beta}{\gamma} (1 - e^{-\gamma(t-t_0)}). \quad (14)$$

Для стационарного однородного процесса при $\alpha = \text{const}$ и $\beta = \text{const}$ вероятности перехода системы S из состояния в состояние, определяемые уравнениями (11)–(14), зависят только от разности аргументов $t - t_0 = \tau$.

Системой уравнений (11)–(14) удобно пользоваться при реализации прогностической модели для любого метеозлемента на ЭВМ автоматизированных систем метеорологического обеспечения.

При разработке прогнозов «вручную» воспользуемся таблицами двумерных распределений. Входами в таблицы служат значения количества облаков в исходный момент t_0 и в срок $t_0 + \Delta t \cdot l$, для которого разрабатывается прогноз.

Условные вероятности для двух выбранных градаций (0–7 и 8–10 баллов) приведены в табл. 1.

Таблица 1

Матрица условных вероятностей (%)

Пункты	Градация количества облаков в момент t_0	Градация количества облаков в момент $t_0 + \Delta t \cdot l$								Климатологическая повторяемость
		$t_0 + 6$		$t_0 + 12$		$t_0 + 18$		$t_0 + 24$		
		0—7	8—10	0—7	8—10	0—7	8—10	0—7	8—10	
Смоленск	0—7	51	49	40	60	31	69	32	68	23
	8—10	12	88	15	85	17	83	17	83	77
Омск	0—7	54	46	49	51	48	52	42	58	43
	8—10	28	72	34	66	32	68	36	64	57

Например, если разрабатывается прогноз количества облаков для Смоленска в январе месяце при условии, что в исходный момент t_0 количество облаков составляет 8 баллов, то прогностические вероятности сохранения градации 8—10 баллов с периодом упреждения в 6, 12, 18 и 24 ч составляют 0,88; 0,85; 0,83; 0,83 соответственно.

Проверка качества разрабатываемых вероятностных прогнозов проводилась для г. Смоленска в течение 1977—1979 гг. На каждый интервал $\Delta t \cdot l$ разрабатывалось по 100 прогнозов. Оценка качества прогнозов проводилась по показателю Брайера P (The Brier-P-score [7]):

$$P = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^n (f_{ij} - F_{ij})^2, \quad (15)$$

где n — объем выборки (число контрольных прогнозов); k — число градаций метеозлемента, для которых разрабатывались прогнозы f_{ij} ($k=2$).

Величина F_{ij} принимает в i -ом опыте значение 1 или 0 в зависимости от того, имело ли место событие в градации j или нет.

Показатель Брайера имеет пределы изменения от 0 до 2 (0 — когда прогностическая вероятность достигает уровня достоверного события, 2 — когда прогностическая вероятность утверждает невозможное событие как достоверное). Оказалось, что для выбранных интервалов упреждения показатель Брайера для методических прогнозов изменяется от 1,13 при заблаговременности в 6 ч до 1,42 при заблаговременности в 1 сутки, что существенно выше, чем для климатологического прогноза.

Затем матрицы условных вероятностей вычислялись отдельно для каждого из 20 классов синоптических процессов. Результаты расчетов представлены в табл. 2.

Таблица 2

Матрица условных вероятностей (%) градаций количества облаков 0—7 и 8—10 баллов для Смоленска с учетом типов синоптических процессов (зима) для периода упреждения $\Delta t = 6$ ч

Тип барического образования	Градация количества облаков в момент t_0	Направление переноса воздушных масс и градации количества облаков в момент $t_0 + 6$ ч.									
		С, СВ		В, ЮВ		Ю, ЮЗ		З, СЗ		штиль	
		0—7	8—10	0—7	8—10	0—7	8—10	0—7	8—10	0—7	8—10
Циклон	0—7	90	10	67	33	69	31	64	36	10	90
	8—10	25	75	12	88	3	97	12	88	5	95
Антициклон	0—7	79	21	89	11	88	12	74	26	60	40
	8—10	53	42	18	82	13	87	27	73	40	60
Седловины	0—7	92	8	90	10	88	12	61	39	80	20
	8—10	9	91	8	92	14	86	12	88	8	92
Параллельные изобары	0—7	80	20	68	32	36	64	59	41	66	34
	8—10	30	70	8	92	5	95	14	86	12	88

Аналогичные матрицы были построены для периодов упреждения, равных 12, 18 и 24 ч. После этого опять проводилась оценка оправдываемости методических прогнозов по критерию P . Величина этого критерия в зависимости от периода упреждения в среднем уменьшалась на $0,12 \div 0,28$, что свидетельствует о существенном улучшении качества прогнозов.

Для промежуточных интервалов времени проводится линейная интерполяция значений условных вероятностей.

Последовательность разработки прогнозов метеозадач при наличии таблиц, содержащих условные вероятности сохранения

(перехода) градий прогнозируемых метеозлементов сводится к следующему.

1. По прогностическим картам геопотенциала AT_{850} определяется тип барического образования и направление переноса воздушных масс.

2. Входами в табл. 2 служат наблюдаемая градация облачности в момент разработки прогноза, тип и направление переноса, определяемые по прогностической карте AT_{850}

3. Из табл. 2 выбираются соответствующие значения вероятности сохранения облачной градации и вероятности перехода, которые используются при составлении формулировки вероятностного прогноза метеозлементов. Аналогичные таблицы можно разработать на любой срок и для любого метеозлемента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В. Х. Способы расчета и прогноза основных метеорологических характеристик и явлений погоды. — Изд-во Московского университета, 1978, с. 93—96.

2. Кобышева Н. В., Зябриков В. А. Вероятностный прогноз характеристик облачности и условий погоды различной степени сложности для метеорологического обеспечения авиации. — Труды Всесоюзной конференции по вопросам метеорологического обеспечения авиации (24—26 марта 1971 г.). Л., 1971, с. 96—101.

3. Коробова Н. М., Спицин В. А., Шмелер Г. И. Расчетные методы прогноза тумана, видимости и низкой облачности. Рекомендации по их использованию в метеоподразделениях. — В сб.: Методические рекомендации метеоподразделениям авиации Вооруженных Сил СССР. М., Воениздат, 1975, с. 3—23.

4. Кроуфорд К. К. Применение марковских цепей в прогнозах, приспособленных для потребителя, и теория решения. — В сб.: Теория вероятностей и математическая статистика в атмосферных науках. Л., Гидрометеониздат, 1975. — 161 с.

5. Марченко А. С. Цепи Маркова и вероятность неблагоприятной погоды на авиационном маршруте. — Метеорология и гидрология, 1967, № 7, с. 56—58.

6. Садовников А. В. Характеристика синоптических процессов над территорией Советского Союза. — Л., изд. ВИКИ им. А. Ф. Можайского, 1973. — 117 с.

7. Снитковский А. И. и др. Система объективного краткосрочного прогноза явлений и элементов погоды в США. — Обзор ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1978. — 55 с.

8. Справочник по исследованию операций под общей редакцией Ф. А. Матвейчука. — М., Воениздат, 1979, с. 297—315.

9. Julian P. R. and Murphy A. H. Probability and Statistics in meteorology: a review of some developments. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1972, vol. 53, № 10, pp. 957—965.

10. Gabriel K. R., Neumann J. A. Markov chain model for daily rainfall occurrence at Tel-Aviv. — Quart. J. R. Meteorol. Soc., 1962, v. 82, № 375, pp. 90—95.

11. Greaves J. R. Development of a Global Model for Simulating Earth—Viewing Space Missions. — «J. Appl. Meteorol», 12, № 1, 1973, pp. 3—12.

12. Klein W. H., Crockett C. W. and Andrews J. H. Objective prediction of daily precipitation and cloudiness. J. of Geophys Research, vol. 70, № 4, 1965, pp. 801—813.

13. Klein W. H. and Glahn H. R. Forecasting local weather by means of model Output Statistics. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 55, № 10, 1974, pp. 1217—1227.

14. Miller R. G. A stochastic model for real-time on demand weather prediction. Proc. First. Stat. Met. Conf., 1968, pp. 48—51.

15. Parent L. E., Rose M. F. Real-time operational forecast Guidance using statistical-dynamical methods. Third conference on probability and statistics in atmospheric science, June 19—22, 1973, Colorado, pp. 44—46.

УДК 551.509

М. М. БОРИСЕНКО (ГГО), А. В. ДИКИНИС (ЛГМИ)

К ВОПРОСУ ПРОГНОЗА МАКСИМАЛЬНЫХ ПОРЫВОВ ВЕТРА

Растущие запросы практики выдвигают повышенные требования к прогнозу ветра у земли и, в первую очередь, к прогнозу сильных ветров.

При прогнозировании сильных ветров до сих пор не уделялось должного внимания оценкам кратковременных порывов ветра. Между тем известно из литературы и подтверждено инженерным опытом, что такие порывы могут существенно превосходить по величине прогнозируемые так называемые средние скорости, т. е. такие, у которых интервал осреднения составляет 2 мин либо 10 мин. Тем самым занижалось значение ветровой нагрузки на многие виды сооружений и объектов, для которых важны кратковременные усиления ветра.

При прогнозе больших скоростей ветра необходимо учитывать три характеристики порывистости.

Прежде всего должны быть учтены наиболее вероятные значения максимального порыва ветра, приходящегося на срок, для которого прогнозируется осредняемая за 2 мин скорость.

Во-вторых, это значение максимального порыва ветра с высоким, заранее заданным уровнем обеспеченности. Например, если мы говорим, что при определенном значении прогнозируемой скорости величина максимального порыва ожидается такой-то, то это только наиболее вероятное значение, что близко к среднему из

возможных значений максимального порыва для прогнозируемого периода времени. Если же мы хотим уменьшить степень риска при прогнозе максимального порыва, то в этом случае необходимо ввести поправку к средней величине его. Значение поправочного множителя зависит от степени риска, задаваемого зараннее.

В-третьих, необходимо помнить, что для каждой территории существуют практически предельные значения порыва ветра, выше которых они не могут быть. Знание этой последней характеристики требуется при прогнозировании особо сильных штормовых или ураганных ветров. Близкие к этому по величине порывы ветра могут возникать и при таких явлениях, как гроза, шквалы, особенно в условиях сильно неустойчивой стратификации нижнего слоя атмосферы.

В соответствии с тремя перечисленными задачами дается обоснование и изложение практических способов расчета характеристик порывистости.

Для определения наиболее вероятных значений максимального ветра при прогнозируемых значениях его средней скорости были обработаны результаты наблюдений за ветром и его порывами, произведенные в период с 1973 по 1976 гг. на территории Северо-Западного управления ГКС. Для этой цели использовались измерения скорости ветра в синоптические сроки, а также между этими сроками при порывах на станциях Валдай, Новгород, Вязьма, Вышний Волочек, Кронштадт, Великие Луки, Калинин.

Как известно, степень порывистости ветра (коэффициент порывистости ветра) зависит от величины средней скорости, характера подстилающей поверхности (защищенности местности), температурной стратификации атмосферы, интервала осреднения скорости ветра, удаления от подстилающей поверхности.

Две последние характеристики являются для нашей задачи постоянными величинами.

Далее, температурная стратификация может быть различной только при слабых и умеренных ветрах. При больших скоростях она у поверхности земли мало отличается от безразличной. Следовательно, при сильном ветре степень порывистости будет определяться в основном зависимостью от величины скорости ветра и типа подстилающей поверхности (защищенности местности). Понятие «тип подстилающей поверхности» включает в себя целую совокупность условий, таких как шероховатость поверхности вблизи рассматриваемого пункта, высота над уровнем моря, физико-географические особенности местности, степень защищенности ее, т. е. закрытости горизонта и т. п. Все это создает трудности в интерпретации типа подстилающей поверхности через аналитические выражения.

Имеется ряд работ, где показана значимость влияния направления ветра на величину коэффициента порывистости [2, 3]. Это влияние оказалось существенным лишь в случае неоднородной

подстилающей поверхности, т. е. когда характер поверхности в разных направлениях от станции различен.

Для решения первой задачи был выполнен анализ коэффициентов порывистости по румбам и, кроме того, отдельно по холодному (октябрь—март) и тепловому (апрель—сентябрь) сезонам года. Подобная дифференциация коэффициента порывистости позволила косвенно учесть такие факторы, как физико-географические условия местности, характер стратификации воздушных масс.

Анализ обработанных данных показал, что для островных станций характерна значительная изменчивость относительной порывистости ветра в зависимости от его направления и от сезона года. Например, для станции Кронштадт в холодный период наиболее сильными порывы ветра бывают при северном его направлении, а в теплый — при восточном. Наименьшая порывистость ветра наблюдается в теплый период при западном направлении, что можно объяснить наличием однородной водной поверхности.

Для континентальных станций пределы вариаций коэффициента порывистости меньше, чем для островных. Диапазон его изменения от сезона к сезону и в зависимости от направления ветра составляет обычно 1,2—1,8. При этом коэффициент порывистости наибольшие значения принимает в теплый период при северо-западном ветре, а в холодный — при восточном.

Практически для получения наиболее вероятного значения максимального порыва ветра при заданном значении его скорости можно воспользоваться графиками (рис. 1, 2, 3), приведенными в качестве примера для станций Кронштадт, Вышний Волочек, Вязьма и иллюстрирующими полученные статистические зависимости при различных направлениях ветра отдельно в теплое и холодное времена года.

Снимаемые с графиков (см. рис. 1, 2, 3) значения максимальных порывов ветра представляют собой в первом приближении близкие к наиболее вероятным или медианным значениям $v_{\max}$ при заданном значении $v_{\text{пр}}$. Напримр, из рис. 1 для станции Вышний Волочек следует, что при северном ветре со скоростью 10 м/с максимальный порыв ветра равен 19 м/с. Это справедливо лишь в среднем.

С вероятностью 70% максимальный порыв в данном случае будет менее 10 м/с, а в 30% — более. При необходимости увеличения обеспеченности до 95% (обычно такие величины обеспеченности задаются в статистике для получения достоверных значений определяемой величины) наиболее вероятную величину максимального порыва следует увеличить в 1,3 раза, а для достижения обеспеченности 99% то же исходное значение следует увеличить в 1,4 раза. Таким образом, при прогностическом значении скорости ветра 10 м/с лишь в 1% случаев максимальный порыв ветра может превзойти 27 м/с, в 5% случаев — 25 м/с, а в среднем он должен составить 19 м/с.

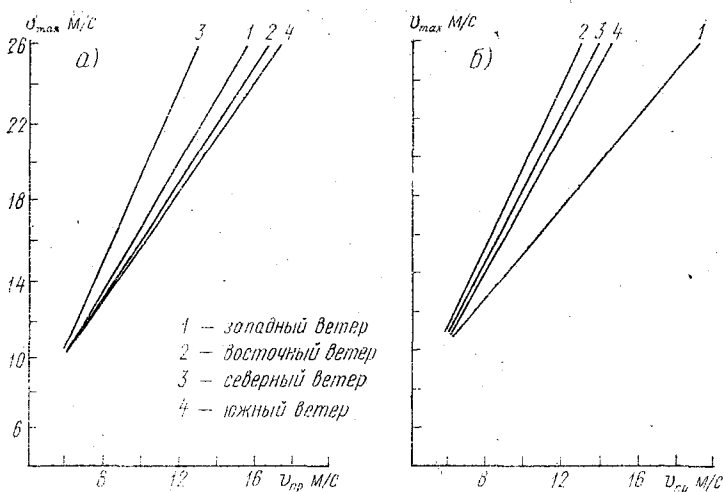


Рис. 1. График для определения максимального порыва ветра $v_{\max}$ на метеостанции Кронштадт в холодный период (а) и теплый период (б) при прогнозе его средней скорости $v_{\text{пр}}$ и направления

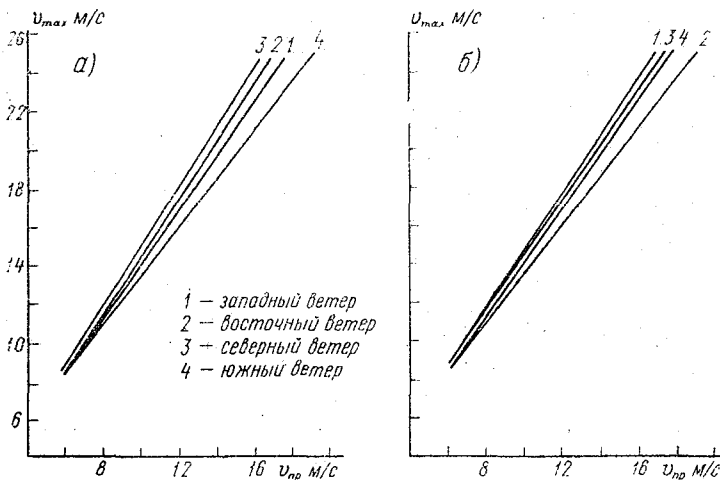


Рис. 2. График для определения максимального порыва ветра $v_{\max}$ на метеостанции Вышний Волочек в холодный период (а) и теплый период (б) при прогнозе его средней скорости $v_{\text{пр}}$ и направления

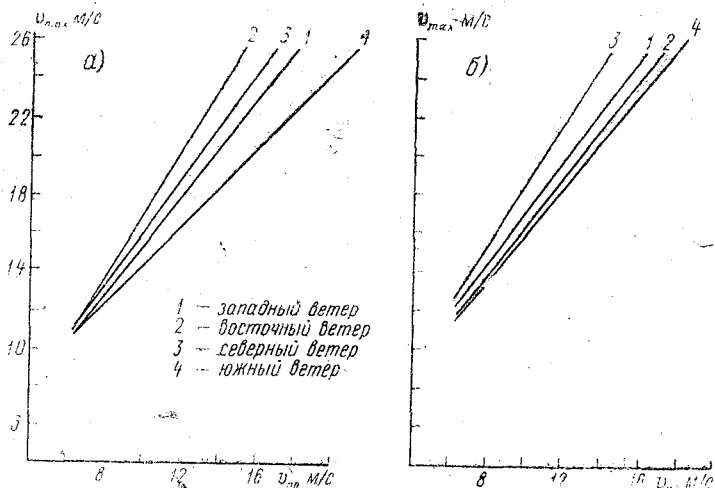


Рис. 3. График для определения максимального порыва ветра v_{max} на метеостанции Вязьма в холодный период (а) и теплый период (б) при прогнозе его средней скорости $v_{ср}$ и направления

Для оценок предельных значений порывов ветра по Северо-западному региону служит карта распределения расчетных, возможных 1 раз в 5 лет значений порывов ветра (рис. 4). Карта построена на основе анализа порывистости по 23 станциям Северо-Западного управления ГКС за 7-летний период 1969—1975 гг. Для построения карты распределения порывов по региону использовались графики корреляционной связи максимальных порывов ветра с максимальными за 5 лет скоростями ветра. Правомомерность такого подхода обоснована данными разработок, приведенными у ряда исследователей.

Значения расчетных, возможных 1 раз в 5 лет порывов, имеют общую тенденцию к уменьшению с северо-запада на юго-восток. Заметной особенностью является резкое возрастание максимальных порывов на побережьях водоемов и морей по сравнению с внутриконтинентальными районами.

Для уменьшения степени риска при определении предельной величины порыва ветра в 10 раз, необходимо ориентироваться на порывы, максимально возможные 1 раз в 50 лет. Для этого значение скорости ветра, снятое с карты (см. рис. 4), необходимо увеличить на 20%.

Определение при прогнозе скорости ветра максимальных порывов ветра позволяет приблизительно учесть влияние физико-геогра-

фических особенностей района прогноза, характера стратификации воздушных масс и, следовательно, дает возможность улучшить качество специализированных прогнозов скорости ветра, предназначенных для различных потребителей.

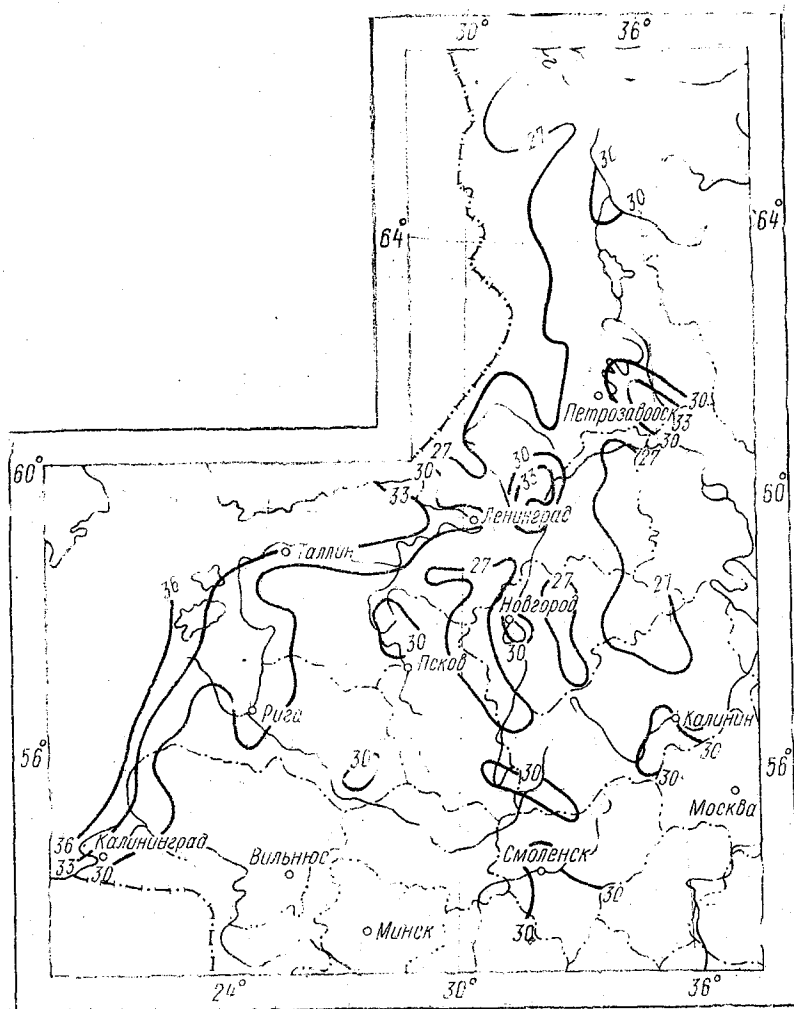


Рис. 4. Карта распределения расчетных значений предельных порывов ветра (максимально возможных 1 раз в 5 лет)

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко М. М. Максимальные порывы ветра в условиях города и учет их при расчете ветровых нагрузок. — Информативное письмо ГУГМС, 1972, № 19. 17 с.

2. Драневич Е. П. К вопросу о прогнозе ветра на северо-западе Европейской территории СССР. — Информативный сборник № 4, ГМИ, 1975, с. 73—80.

3. Milosavljevic M., Milosavljevic K. Beitrag zur Kenntnis der Windstruktur in Serbien. Veroff. Schweiz. Meteorol. Zentralanst., No. 4.

УДК 551.509.324.3

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ, В. В. ВАСИЛЬЕВ, А. Ю. СТЕПАНЕНКО (ВИКИ)

ОПЫТ АВТОМАТИЗАЦИИ ЛОКАЛЬНЫХ ПРОГНОЗОВ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

Корректный учет вероятностных свойств прогноза погодных явлений значительно повышает эффективность метеорологического обеспечения авиации, транспортных организаций и других потребителей прогностической информации.

Альтернативный прогноз многих погодных явлений (таких, как туман, гололед, гроза и т. п.) может быть представлен в вероятностной форме на основе решения линейного уравнения

$$P = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i f(X_i), \quad (1)$$

где P — вероятность осуществления прогнозируемого явления погоды в заданный период; a_0, a_i — постоянные коэффициенты, определяемые в процессе статистического анализа многолетних данных наблюдений в пункте прогноза; $f(X_i)$ — известная функция (в общем случае — нелинейная) информативной метеорологической величины X_i (предиктора), характеризующей исходное состояние атмосферы; n — количество предикторов

В общем случае процедура автоматизированной разработки прогноза должна содержать измерения информативных метеорологических величин, трансляцию результатов измерения к месту расположения ЭВМ, выполнение прогностических расчетов и передачу их результатов потребителю.

Для реализации указанной процедуры в оперативной прогностической практике была предпринята попытка создания недорогого и простого в эксплуатации устройства, позволяющего одновременно с измерением информативных метеорологических величин определять с заданной заблаговременностью вероятность осуществления прогнозируемого явления.

В качестве примера технической реализации поставленной задачи был выбран одночасовой прогноз радиационного тумана для аэропорта Пулково. При составлении прогностического алгоритма использовались данные наблюдений за осенне-весенний период 1972—1973 гг. В число информативных метеорологических величин были включены скорость ветра, температура, относительная влажность воздуха и метеорологическая дальность видимости в исходный момент в пункте прогноза. В результате статистической обработки исходного материала получен прогностический алгоритм

$$P = a_0 - a_S |S_{M0} - S_M| - a_t |t_0 - t| - a_V |V_0 - V| - a_R |R_0 - R|, \quad (2)$$

где P — вероятность осуществления тумана в пункте прогноза в период $\tau \div \tau + 1$ ч; a_0 ; a_S ; a_t ; a_V ; a_R и S_{M0} ; t_0 ; V_0 ; R_0 — константы; S_M ; t ; V ; R — значения метеорологической дальности видимости,

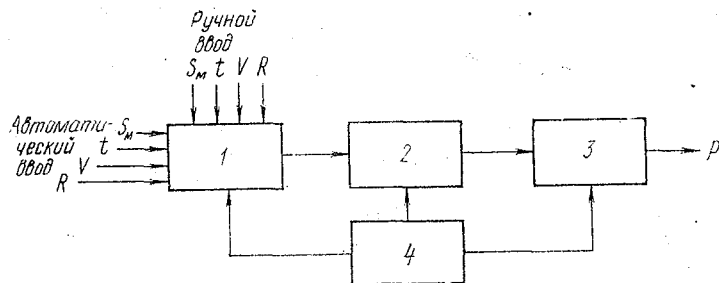


Рис. 1. Структурная схема ПВП-РТ

температуры, скорости ветра и относительной влажности воздуха в пункте прогноза в исходный момент τ .

Моделирование уравнения (2) может быть легко выполнено с помощью электрической аналоговой схемы последовательного суммирования сопротивлений переменных резисторов. При этом значение тока в общей цепи является аналогом вероятности P , а значения сопротивлений последовательной цепи резисторов пропорциональны значениям слагаемых правой части (2).

При технической реализации устройства предусматривалось, что оно должно обеспечивать как автоматический, так и ручной ввод измеренных значений метеорологических величин. В первом случае предусматривалась совместная работа устройства с автоматической станцией КРАМС. Во втором — возможность ручного ввода значений предикторов.

Структурная схема прибора вероятностного прогноза радиационного тумана ПВП-РТ, рассчитанного и собранного с учетом указанных соображений, представлена на рис 1. Он состоит из коммутатора 1, сумматора 2, устройства воспроизведения 3 и блока питания 4. Коммутатор 1 предназначен для переключения

электрических цепей резисторов в зависимости от измеренных значений метеорологических величин. Дискретность величин соответствует дискретности метеоинформации, воспроизводимой в цифровой форме на индикаторном блоке КРАМС: данные о метеорологической дальности видимости S_m вводят в единицах и десятых долях км, скорости ветра V — в целых значениях м/с, температуры t — в единицах $^{\circ}\text{C}$, относительной влажности R — в десятках и единицах %.

Для автоматического ввода величин в коммутаторе установлены четыре группы контактных реле, управляющие обмотки которых соединены со штепсельным разъемом для подключения к электродам декатронов индикаторного блока станции КРАМС. Для осуществления ручного ввода в коммутаторе установлены четыре группы клавишных переключателей. Коммутационные цепи блока 1 соединены с сумматором 2.

Сумматор 2 предназначен для преобразования значений измеряемых величин в электрическое сопротивление и формирования сигнала, пропорционального его суммарному значению. Сумматор состоит из четырех групп резисторов, соединенных в последовательную цепь. Каждая из групп соответствует одной из измеряемых метеорологических величин и выполнена также в виде последовательно соединенных постоянных резисторов по числу градаций измеряемой величины. Общее число резисторов, включенных в цепь данной группы, зависит от значения измеряемой величины и определяется положением контактов реле или клавишных переключателей коммутатора. Выходным сигналом коммутатора является амплитуда электрического тока в общей для всех групп резисторов цепи.

Устройство воспроизведения 3 выполнено в виде магнитоэлектрического микроамперметра М-24, шкала которого проградуирована в процентах вероятности P . Блок питания 4 предназначен для преобразования сетевого напряжения 220 В в стабилизированное постоянное напряжение 27 В. Это напряжение используют для питания сумматора, а также сигнальных ламп на верхней панели прибора.

Принципиальная схема прибора вероятностного прогноза радиационного тумана ПВП-РТ представлена на рис. 2. Для удобства рассмотрения принципа работы на схеме изображены декатроны воспроизведения единиц и десятых долей метеорологической дальности видимости индикаторного блока станции КРАМС, с которыми прибор связан соединительным кабелем. Каждый электрод декатронов через диод Д226Б соединен с одним из концов управляющей обмотки соответствующего контактного реле. Все реле распределены по группам, по одной группе для каждого из декатронов. Реле $P1-P10$ и реле $P11-P20$ типа РЭС-9 коммутируют две цепи резисторов $R1-R9$ и $R10-R18$ для ввода информации о метеорологической дальности видимости в единицах ($R1-R9$) и десятых долях ($R10-R18$) км. Реле $P21-P30$ комму-

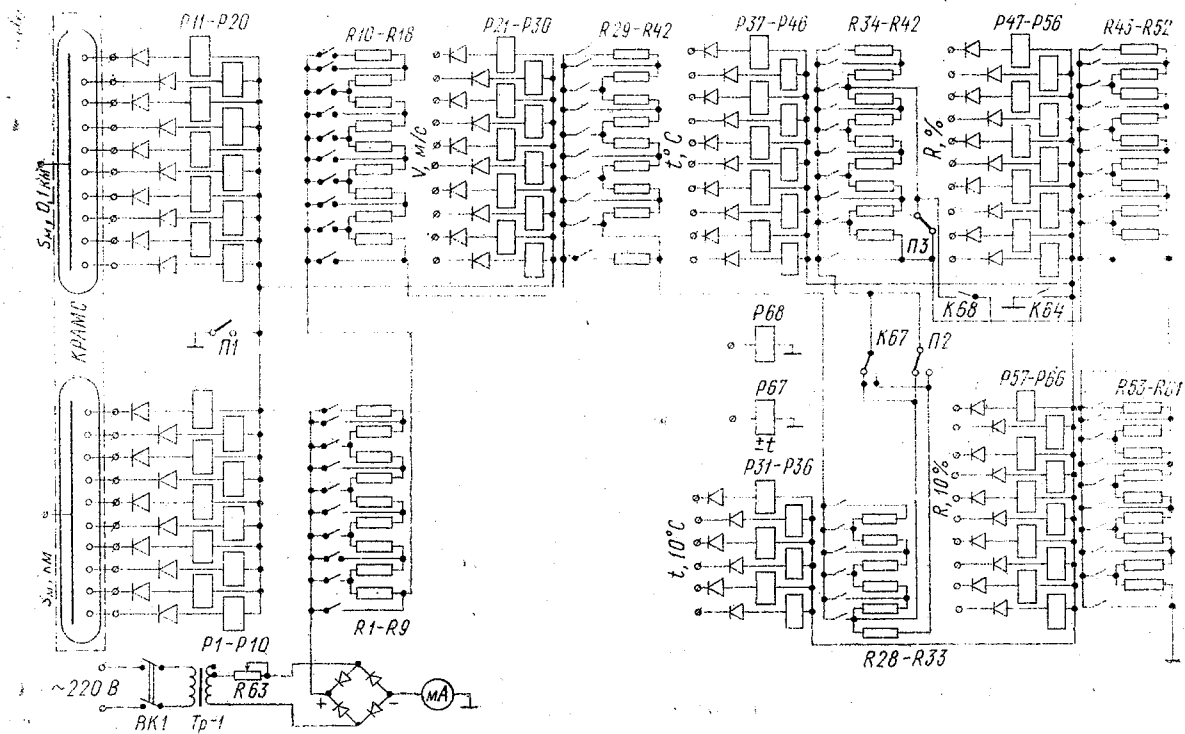


Рис. 2. Принципиальная схема ПВП-PI

тируют цепи резисторов R29—R42 температуры. Для учета знака температуры установлены реле Р67 и Р68, контакты которых управляют цепью резистора R28. Реле Р47—Р66 коммутируют цепи резисторов R43—R61 относительной влажности. Соответственно каждому из реле установлены клавишные переключатели ручного ввода параметров, контактные группы которых соединены параллельно контактным группам реле. Номер переключателя на схеме совпадает с номером соответствующего реле. Переключатели П2 и П3 коммутируют цепи температуры при ручном вводе знака температуры. Резистор R63 служит для регулировки тока при контроле. Выпрямитель собран на трансформаторе Тр-1 по мостовой схеме. Выпрямительными элементами служат диоды типа Д226Б.

Принцип действия прибора ПВП-РТ рассмотрим при использовании режима автоматического ввода входных параметров. Напряжение питания общей цепи резисторов подается путем включения выпрямителя с помощью выключателя ВК1. При повышении уровня влажности воздуха более 70% под действием напряжения, поступившего на электрод цифры 7 разряда десятков индикатора величины влажности, сработает управляющая обмотка реле Р64. Контакты реле Р64 замкнутся и соединят положительные концы управляющих обмоток реле температуры и влажности с массой прибора. Тем самым будут подготовлены цепи обмоток реле коммутатора (цепи обмоток остальных реле замыкаются на массу переключателем режима работы П1 в положении «Автомат»). Так как минусовые концы обмоток реле соединены с электродами декастронов индикаторного блока КРАМС, в процессе воспроизведения измерительной информации в соответствии с цифровыми значениями входных параметров срабатывают только реле, связанные с высвеченными на декастромах цифрами. Контактные группы каждого из реле соединены с последовательной цепью резисторов сумматора так, что каждое из реле включает в цепи сумматора определенное число резисторов, общее сопротивление которых пропорционально данному значению входного параметра. Таким образом, осуществляется преобразование входного параметра в сопротивление цепи сумматора. Учет числовых значений регрессионных коэффициентов a_0 ; a_s ; a_i ; a_v ; a_R ; S_0 ; t_0 ; V_0 и R_0 выполнен соответствующим подбором сопротивлений резисторов в коммутируемой цепи сумматора. Их номинальные величины приведены на принципиальной схеме. Отсчет вероятности наличия радиационного тумана выполняют по величине тока микроамперметра М-24, включенного в общую цепь резисторов сумматора.

В режиме ручного ввода входных параметров роль контактных реле выполняют клавишные переключатели. В остальном принцип работы остается тем же.

Нормальная работа прибора обеспечивается диапазоном изменения входных параметров указанных в таблице.

№ п/п	Входной параметр	Режим ввода параметров	
		автоматический	ручной
1	Метеорологическая дальность видимости, км	1 ÷ 9,9	1 ÷ 6
2	Скорость ветра, м/с	0 ÷ 9	0 ÷ 9
3	Температура воздуха, °С	-10 ÷ +50	-10 ÷ +50
4	Относительная влажность воздуха, %	10 ÷ 99	70 ÷ 99

Абсолютная погрешность определения вероятности наличия радиационного тумана не превышает 1,5%, потребляемая мощность не более 50 Вт, прибор питается от сети 220 В 50 Гц, габаритные размеры 540×350×200 мм.

УДК 551.509.314

Н. А. ЛАВРОВ (ЛГМИ)

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРЕДВЫЧИСЛЕННЫХ КАРТ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ

Предлагаемое исследование посвящено статистическому прогнозу температуры воздуха с заблаговременностью 24 и 48 ч в центральные месяцы сезонов над Северной Атлантикой в районах расположения кораблей погоды «С» и «К».

Относительно малая временная и пространственная изменчивость температуры воздуха над океаном, а также ограниченное число факторов, существенно влияющих на формирование температуры в приводном слое, позволяют надеяться на то, что стати-

стический прогноз температуры может быть составлен с относительно малым числом предикторов.

В формировании температурного режима воздуха над океаном, как известно, важную роль играет температура деятельного слоя воды, поэтому в качестве одного из предикторов была выбрана исходная температура поверхностного слоя воды в районе прогноза. Малая временная изменчивость температуры воздуха над океаном позволяет надеяться на то, что исходная температура воздуха в районе прогноза окажется достаточно информативным предиктором.

Не вызывает сомнений то обстоятельство, что температурный режим воздуха над океаном определяется в значительной мере циркуляционными особенностями атмосферы как к моменту действия прогноза, так и в предшествующие этому моменту отрезки времени. В качестве предикторов, учитывающих циркуляционные факторы, использовались скорость и направление геострофического потока над районом прогноза на уровне 700 гПа поверхности в исходный момент времени, а также прогностические значения направления и модуля скорости геострофического потока, заблаговременность которых равна заблаговременности прогноза температуры воздуха. При статистической обработке материалов использовалась идея «точного прогноза», т. е. в качестве «прогностических» данных использовались фактические данные, снятые с карт 700 гПа поверхности, составленных в соответствующие моменты времени. В оперативных условиях необходимо применение предвычисленных карт барической топографии. Направление потока оценивалось в индексах.

Направление геострофического потока . .	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С	СВ	В	ЮВ
Значение индекса . .	4	2	-1	-3	-4	-2	1	3

Знак и модуль индексов подбирались таким образом, чтобы они в среднем соответствовали знаку и величине термической адвекции.

Некоторые из рассчитанных статистических характеристик метеорологических величин представлены в табл. 1, 2, 3. Эти характеристики не только необходимы в рамках данной методики исследования, но и представляют, по нашему мнению, вполне самостоятельный интерес.

Интервалы времени, отделяющие одно сечение временного ряда от другого, составило трое суток. Такой временной интервал соответствует средней продолжительности одного элементарного синоптического процесса и, по нашим предположениям, обеспечивает достаточную статистическую независимость элементов ряда.

Таблица 1

Средние значения и стандартные отклонения температуры воздуха, температуры воды, скорости и направления геострофического потока

Месяц	τ	„С“				„К“			
		T (град)	T_b (град)	N (индекс)	V (м/с)	T (град)	T_b (град)	N (индекс)	V (м/с)
Январь	03	$\frac{4,8}{2,30}$	$\frac{6,7}{1,26}$	$\frac{0,0}{2,53}$	$\frac{9,6}{5,72}$	$\frac{11,1}{1,60}$	$\frac{12,4}{0,62}$	$\frac{0,1}{2,40}$	$\frac{9,2}{4,04}$
	15	$\frac{4,8}{2,30}$	$\frac{6,7}{1,26}$	—	—	$\frac{11,7}{1,60}$	$\frac{12,4}{0,61}$	—	—
Июль	03	$\frac{10,6}{1,45}$	$\frac{10,6}{1,20}$	$\frac{0,0}{2,18}$	$\frac{8,4}{3,00}$	$\frac{16,6}{1,25}$	$\frac{17,4}{0,94}$	$\frac{-1,2}{2,18}$	$\frac{4,0}{3,00}$
	15	$\frac{11,4}{1,41}$	$\frac{10,8}{1,20}$	—	—	$\frac{17,4}{1,25}$	$\frac{17,5}{0,94}$	—	—

Примечание: T_1 , T_b — температура соответственно воздуха и поверхности воды; N , V — направление и скорость геострофического потока на уровне 700 гПа; τ — время наблюдения (московское); в числителе указаны средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения соответствующих величин.

Таблица 2

Значения временных нормированных автокорреляционных функций для температуры воздуха, температуры поверхности воды, скорости и направления геострофического ветра

Временные интервалы (ч)	«С»						«К»					
	январь			июль			январь			июль		
	$r(T_0, T_t)$	$r(N_0, N_t)$	$r(V_0, V_t)$	$r(T_0, T_t)$	$r(N_0, N_t)$	$r(V_0, V_t)$	$r(T_0, T_t)$	$r(N_0, N_t)$	$r(V_0, V_t)$	$r(T_0, T_t)$	$r(N_0, N_t)$	$r(V_0, V_t)$
12	0,78	—	—	0,53	—	—	0,73	—	—	0,76	—	—
24	0,77	0,66	0,78	0,48	0,35	0,38	0,54	0,35	0,72	0,51	0,47	0,22
36	0,46	—	—	0,33	—	—	0,38	—	—	0,37	—	—
48	0,52	0,39	0,41	0,30	0,21	0,03	0,36	0,4	0,50	0,34	0,45	0,33

Примечание: $r(T_0, T_t)$; $r(N_0, N_t)$; $r(V_0, V_t)$ — временные нормированные автокорреляционные функции соответственно температуры воздуха, направления и модуля скорости геострофического потока.

Значения некоторых временных корреляционных функций связи

Временной интервал (ч)	«С»						«К»					
	январь			июль			январь			июль		
	$r(N, T)$	$r(N, T_w)$	$r(T_w, T)$	$r(N, T)$	$r(N, T_w)$	$r(T_w, T)$	$r(N, T)$	$r(N, T_w)$	$r(T_w, T)$	$r(N, T)$	$r(N, T_w)$	$r(T_w, T)$
0	0,29	0,02	0,14	0,50	0,07	0,40	0,51	0,17	0,35	0,17	0,00	0,60
24	0,12	0,02	0,20	0,33	0,14	0,39	0,52	0,00	0,35	0,21	0,06	0,58
48	0,02	0,19	0,13	0,31	0,04	0,43	0,29	0,06	0,52	0,07	0,09	0,55

Примечание: $r(N, T)$, $r(N, T_w)$, $r(T_w, T)$ — односторонние корреляционные функции связи между соответственно направлением геострофического потока N и температурой воздуха T , направлением геострофического потока N и температурой воды T_w , температурой воды T_w и температурой воздуха T .

Из таблиц следует, что дисперсия и временная изменчивость для большинства исследованных метеорологических величин оказались в районе корабля погоды «С» заметно большими, чем в районе корабля погоды «К». Временная автокорреляционная связь для температуры воздуха выражена достаточно хорошо как зимой, так и летом. Для направления и модуля скорости геострофического потока эта связь заметно теснее зимой. Временные корреляционные функции связи между температурами воздуха и воды (см. табл. 3) имеют тенденцию к сохранению и даже к увеличению своих значений при увеличении временного интервала. Этому явлению нетрудно дать физическую интерпретацию. Под действием поверхностного слоя воды происходит трансформация воздушной массы, и течением времени аномалии температуры воздуха и воды приобретают одинаковый знак.

Синхронная и асинхронная корреляционные связи между температурой воздуха и направлением геострофического потока в районе корабля погоды «С» достаточно хорошо выражены в июле и значительно хуже в январе; в районе корабля погоды «К», наоборот, в январе эта связь выражена заметно лучше, чем в июле. Это обстоятельство объясняется, по-видимому, сезонной миграцией Азорского и Исландского центров действия.

Обращают на себя внимание малые значения синхронных и асинхронных (с временным интервалом сдвига 24 и 48 ч) коэффициентов корреляции между направлением геострофического потока и температурой поверхности воды.

В основу статистического прогноза температуры воздуха в нашем исследовании положен метод множественной линейной регрессии. Решение линейного статистического прогноза может быть представлено в следующем виде:

$$T = T_0 + (\vec{x} - \vec{x}_0) [\lambda_{x, x}^{-1} \cdot \vec{r}_{T, x}]. \quad (1)$$

Здесь и ниже вектор со штрихом означает вектор-столбец; $\lambda_{xx} = (r_{xi}, r_{xj})$ — корреляционная матрица предикторов; $\vec{x} = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ — вектор-предиктор; T — предиктант; индекс «0» приписывается средним значениям соответствующих величин; $\vec{r}_{T, x}$ — вектор, образованный из коэффициентов корреляции предиктанта и предикторов.

Сводный коэффициент корреляции R_T , минимальная средняя ошибка S_T и средняя относительная ошибка $S_T^{\text{отн}}$ решения оцениваются с помощью соотношений

$$R_T^2 = \frac{1}{\sigma_T} \vec{r}_{T, x} \cdot \lambda_{x, x}^{-1} \cdot \vec{r}_{T, x}, \quad (2)$$

$$S_T = \sigma_T \sqrt{1 - R_T^2}, \quad (3)$$

$$S_T^{\text{отн}} = \frac{S_T}{\sigma_T}, \quad (4)$$

где σ_T — стандартное отклонение предиктанта.

Решение (1) должно быть получено отдельно для каждого из исследуемых районов и отдельно для января и июля месяцев.

Представление об оптимальном числе предсказателей можно получить с помощью соотношения Н. А. Багрова и М. Г. Тер-Мкртчяна [1, 5], дающего число n независимых предсказателей, эквивалентное данным коррелированным предсказателям:

$$n = \frac{k^2}{\sum_{i,j}^k r_{xi}^2, x_j},$$

где k — порядок исходной корреляционной матрицы; r_{xi}, r_{xj} — коэффициенты корреляции между предсказателями.

Применительно к нашим условиям это число варьирует в пределах от 3 до 5 и оказывается меньшим числа выше сформулированных предсказателей.

Процедура отбора оптимального числа наиболее информативных предсказателей осуществлялась путем последовательного ис-

ключения из уравнений регрессии предсказателей, начиная с наименее значимых, имеющих наименьшие значения парных коэффициентов корреляции с предиктантом. После каждого такого исключения рассчитывались новые значения сводных коэффициентов корреляции. Сочетание наибольших значений сводных коэффициентов корреляции с наименьшими значениями парных коэффициентов корреляции между предсказателями рассматривалось как оптимальный вариант предсказателей.

В табл. 4 представлены полученные уравнения регрессии и сведения об их качестве, рассчитанные по зависимой выборке.

Таблица 4

Уравнения множественной регрессии для прогноза температуры воздуха и некоторые результаты оценки их качества

Месяц	Заблаговременность прогноза	Уравнения регрессии	R	S_T	$S_T^{\text{отн}}$
Район корабля «С»					
Январь	24	$T = 0,81 \Delta T_0 + 0,24 \Delta T_{\text{в}} - 0,36 \Delta N_0 + 0,36 \Delta N_t + 4,8$	0,87	1,2	0,50
	48	$T = 0,60 \Delta T_0 + 0,85 \Delta T_{\text{в}} - 0,26 \Delta N_0 + 0,20 \Delta N_t + 4,8$	0,71	1,6	0,70
Июль	24	$T = 0,42 \Delta T_0 + 0,30 \Delta N_t + 10,6$	0,67	1,1	0,75
	48	$T = 0,08 \Delta T_0 + 0,51 \Delta T_{\text{в}} + 0,39 \Delta N_t + 10,6$	0,65	1,1	0,76
Район корабля «К»					
Январь	24	$T = 0,67 \Delta T_0 + 0,15 \Delta N_t + 11,1$	0,73	1,1	0,69
	48	$T = -0,16 \Delta T_0 + 1,2 \Delta T_{\text{в}} + 0,25 \Delta N_t + 0,29 \Delta N_0 + 11,1$	0,70	1,2	0,72
Июль	24	$T = 0,26 \Delta T_0 + 0,57 \Delta T_{\text{в}} + 0,12 \Delta N_t + 16,6$	0,65	0,9	0,77
	48	$T = 0,76 \Delta T_{\text{в}} + 0,08 \Delta N_t + 16,6$	0,68	1,0	0,82

Примечание: значок Δ означает отклонение от среднего; T_0 , $T_{\text{в}}$ — исходные температуры воздуха и воды; N_0 , N_t — исходное и прогностическое направление геострофического потока; R — сводный коэффициент корреляции; S_T , $S_T^{\text{отн}}$ — минимальная средняя и соответственно относительная ошибки прогноза.

В табл. 5 помещены данные об оправдываемости статистического прогноза температуры воздуха по независимой выборке (июнь—август и декабрь—февраль 1977 г.). Всего было составлено 350 таких прогнозов.

Таблица 5

**Сведения об оправдываемости статистического прогноза
температуры воздуха по данным независимой выборки**

Месяц	Январь				Июль			
Индекс корабля погоды	«С»		«К»		«С»		«К»	
Заблаговременность прогноза (ч)	24	48	24	48	24	48	24	48
Средняя квадратическая ошибка прогноза (град)	1,15	1,97	0,96	1,29	1,09	1,51	0,93	1,13
Средняя квадратическая фактическая изменчивость температуры воздуха (град)	1,54	2,32	1,06	1,49	1,34	1,68	1,06	1,23
Средняя относительная ошибка прогноза	0,75	0,85	0,91	0,86	0,82	0,90	0,89	0,84

Из данных табл. 5 следует, что статистический прогноз температуры воздуха имеет преимущество перед инерционным прогнозом и может использоваться для практических целей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Об эквивалентном числе независимых данных. — Труды ГМЦ СССР, 1969, вып. 44, с. 3—11.
2. Батырева О. В. Расчет значимости коэффициента множественной корреляции и выбор оптимального числа предсказателей. — Метеорология и гидрология, 1969, № 3, с. 49—57.
3. Голубев В. Е. Закономерности пространственно-временных изменений тепловой трансформации воздушных масс в приводном слое над океаном. — Труды ГМЦ СССР, 1975, вып. 147, с. 36—52.
4. Марченко А. С. К вопросу о линейном статистическом прогнозе при некоррелированных предсказателях. — Метеорология и гидрология, 1972, № 2, с. 15—20.
5. Тер-Мкртчян К. определению числа независимых станций, эквивалентных данной системе коррелированных станций. — Метеорология и гидрология, 1969, № 2, с. 24—32.
6. Токарев Н. Н. Об уточнении оптимальной размерности вектора-предсказателя для прогноза осадков в Карпатах. — Метеорология и гидрология, 1972, № 4, с. 31—37.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА РАЗДВОЕНИЯ ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ЦИКЛОНИЧЕСКОГО ВИХРЯ В ЗИМНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Наиболее вероятным состоянием циркуляции в стратосфере северного полушария зимой является наличие одно- или двухцентрового циркумполярного циклонического вихря. При взаимном переходе от одноцентрового к двухцентровому вихрю наблюдается наиболее существенное нарушение характера циркуляции в стратосфере. Отсюда вытекает важность исследования возможности прогноза типа циркуляции в зимней стратосфере, и в частности, прогноза раздвоения циркумполярного вихря.

Необходимо отметить, что раздвоения, как правило, сопровождаются более или менее интенсивным повышением температуры в полярной стратосфере. Стратосферные потепления делятся на два типа: европейское и американское [7]. При первом ядро тепла в районе Атлантики поступает в высокие широты из Средиземноморья, при втором — с Северо-Американского континента.

В проводившихся до настоящего времени исследованиях задача прогноза типа циркуляции в стратосфере, как правило, не ставилась. В одних работах положение циркумполярного вихря являлось предиктором при прогнозировании термобарических полей, в других исследовались, главным образом, причины стратосферных потеплений. В лучшем случае получены некоторые климатические характеристики типов циркуляции в стратосфере.

Поэтому задачей настоящего исследования является выявление признаков начинающейся перестройки в целях прогнозирования типа циркуляционного процесса. В первую очередь, нас интересовали признаки раздвоения вихря, расхождения центров циклонов и восстановления одноцентрового вихря как процессов, наиболее выраженных на уровне изобарических поверхностей 30 и 10 гПа.

Для решения поставленной задачи требовалось проследить изменение характеристик циркуляции во времени для того, чтобы выявить динамику процесса. Подобный подход уже имел место в работах [1, 6, 7].

При проведении исследования существенным оказался вопрос выбора уровней, на которых должны рассчитываться указанные характеристики, поскольку существуют две точки зрения на первопричину нарушения стратосферной циркуляции [2]. Согласно одной из них главными причинами аномальных потеплений являются космические факторы, по другой — определяющими

являются процессы в тропосфере, где перестройка циркуляции происходит раньше, чем на уровне 30 гПа. Проведенный предварительный анализ циркуляционных процессов склоняет нас ко второй гипотезе.

В процессе исследования к анализу привлекалась информация на уровнях 500, 300, 100, 30 и 10 гПа. За рабочую гипотезу была принята следующая вероятная схема развития атмосферных процессов в период октябрь—март. Зональный перенос в северном полушарии преобладает при наличии хорошо выраженного одноцентрового вихря. Вследствие роста градиентов температуры в умеренных широтах возрастает интенсивность потоков планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ), а их устойчивость нарушается. Происходящая меридиональная перестройка термобарического поля сопровождается интенсивным циклогенезом в тропосфере. Наиболее мощные барические образования при этом достигают стратосферных уровней. Вследствие инверсионной стратификации и наличия вертикальных движений в слое 30—10 гПа образуются ярко выраженные очаги тепла. Вынос ядер тепла к северу приводит к развитию антициклогенеза в районе полюса. Последнее и является непосредственной причиной раздвоения циклона на два самостоятельных центра различной интенсивности. Восстановление одноцентрового вихря осуществляется при постепенном затухании меридиональных процессов и заполнении одного из центров раздвоенного циклона. При этом восстанавливаются зональные потоки в зоне умеренных широт. Как показано в работах [4, 5], периоды раздвоения и связанные с ними меридиональные преобразования составляют несколько дней, а в отдельные годы достигают 20—30 суток.

Так как раздвоения в основном сопровождаются более или менее интенсивными потеплениями в полярной стратосфере [2], то решение проблемы прогнозирования этого типа макросиноптического процесса сводится к выявлению закономерностей изменчивости во времени характеристик термобарического поля, т. е. к выявлению динамики процесса.

При прогнозе термобарических полей в тропосфере (уровни 500 и 300 гПа) и стратосфере (уровни 100 и 30 гПа) использованы параметры:

1. Циркуляционный индекс Джонсона (НІР) [7]:

$$\text{НІР} = 3 \cdot 10^{-4} (C_2^2 - C_1^2), \quad (1)$$

где $C_i^2 = A_i^2 + B_i^2$; $A_i(B_i)$ — синусовый (косинусовый) коэффициент для i -й гармоники, равный:

$$A_i(B_i) = \frac{1}{1} \sum_{k=0}^{11} H_k \sin(\cos) \frac{\pi \cdot i \cdot k}{6}; \quad (2)$$

H_k — значения геопотенциала на k -ом меридиане.

2. Температурный индекс Джонсона (TIP) [7]:

$$\text{TIP} = T_{90} - \frac{1}{k} \sum_{k=0}^{11} T_{60k}, \quad (3)$$

где T_{90} — значение температуры воздуха над полюсом; T_{60k} — значение температуры воздуха на круге широты 60° с. ш. в точке k -го меридиана.

3. Средний горизонтальный градиент температуры в зоне 40 — 70° с. ш.:

$$\Delta T = \frac{1}{k} \sum_{k=0}^{11} (T_{70k} - T_{40k}). \quad (4)$$

4. Средняя широта ПВФЗ [3]:

$$\bar{\varphi} = \frac{1}{k} \sum_{k=0}^{11} \varphi_k. \quad (5)$$

5. Извилистость ПВФЗ, характеризуемая средней квадратической величиной деформации осевой линии ПВФЗ [3]:

$$\sigma_{\varphi} = \sqrt{\frac{1}{k} \sum_{k=0}^{11} (\varphi_k - \bar{\varphi})^2}. \quad (6)$$

В настоящей работе при определении границ секторов за главный критерий принята аналогичность временного хода градиента температуры воздуха в зоне 40 — 70° с. ш.

Расчет указанных выше параметров проведен для трех характерных макросиноптических ситуаций: раздвоение циркумполярного вихря при потеплении «американского типа» (декабрь 1967 г. — январь 1968 г.); циркумполярный одноцентровый циклон (декабрь 1966 г. — январь 1967 г.); раздвоение циркумполярного вихря при потеплении «европейского типа» декабрь 1970 г. — январь 1971 г.).

В первом и третьем случаях произошло раздвоение циркумполярного вихря, во втором — процесс расхождения не наблюдался, хотя вблизи центра вихря отмечалось появление двух центров, объединенных общей системой циркуляции.

Исходными данными для расчета параметров (1) — (6) послужили данные, снятые с карт абсолютной топографии, на которые для удобства наносились изотермы.

На рис. 1 показаны две комбинации графиков. В первой дан временной ход индекса НІР, во второй — ход индекса ТІР в течение двух месяцев. Пунктирной вертикальной чертой отмечен мо-

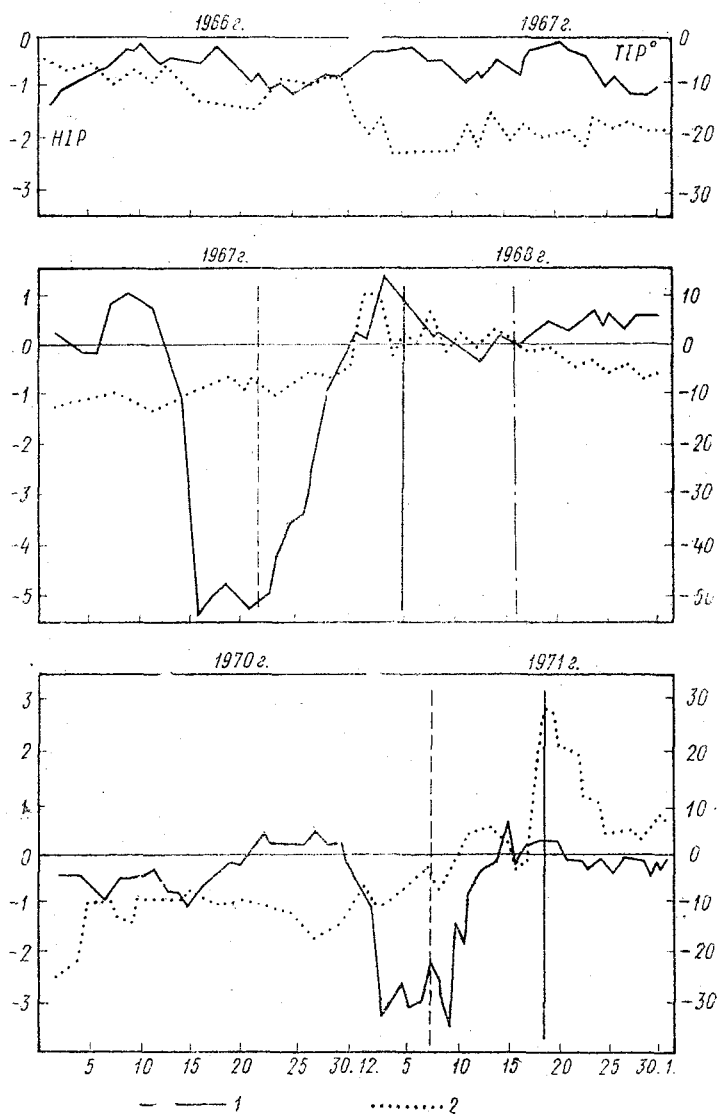


Рис. 1. Значения циркумполярного (1) и температурного (2) индексов Джонсона на уровне 30 гПа

мент раздвоения вихря, вертикальной сплошной — начало расхождения центров циклонов, а вертикальной штрих-пунктирной — время восстановления одноцентрового вихря.

Анализ рис. 2 показал, что за 6—8 дней до раздвоения, за которым следует расхождение центров, циркуляционный индекс НР становится отрицательным, а по значению меньшим — 3 единицы (в 1968 г.—5 единиц). Когда расхождение центров не наблюдается

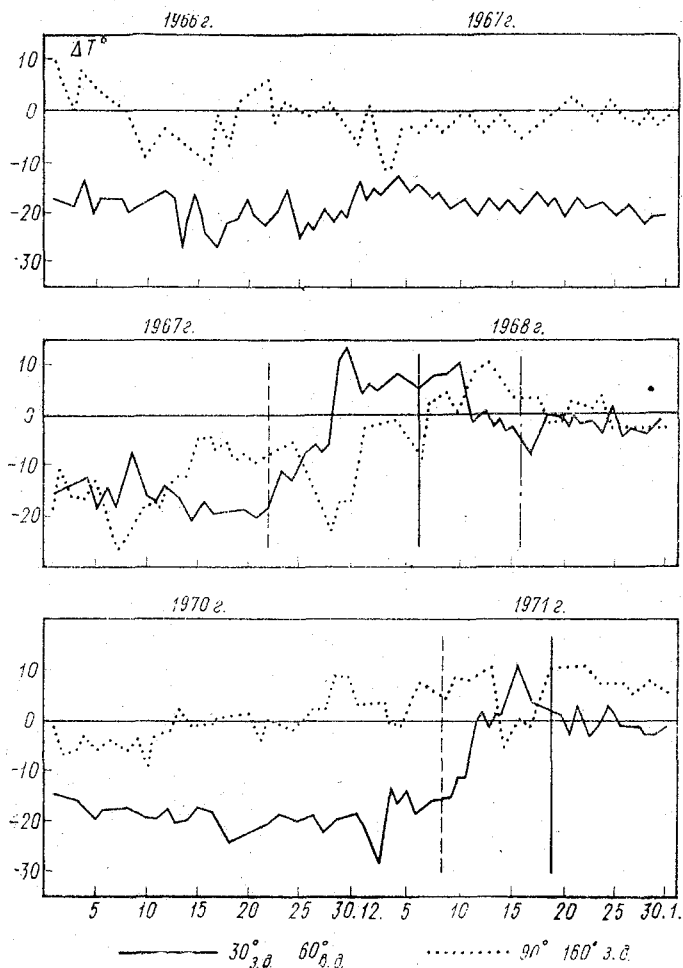


Рис. 2. Значения ΔT в различных секторах на уровне 30 гПа

(декабрь 1966 г.—январь 1967 г.), величина НР уменьшается лишь до 1—2 единиц. Однако отмеченный признак нельзя считать достаточным для уверенного прогноза резкой меридиональной перестройки циркуляции.

Перед процессом расхождения наблюдается потепление в арктическом бассейне. Этот процесс фиксируется переходом значения

индекса TIP в область положительных значений. В противном случае значения TIP всегда отрицательные [7].

Как показали исследования, переход индекса TIP в область положительных значений осуществляется за 6—8 суток до начала процесса расхождения центров в биполярном циклоне, вскоре после его раздвоения. Отмечено также, что в процессе потепления вследствие уменьшения площади, занятой положительными значениями TIP, величина индекса падает, а затем вновь возрастает. Второй максимум во временном ходе TIP отмечается в момент расхождения центров циклона и интенсивного антициклогенеза в полярном районе. К моменту восстановления одноцентрового вихря индекс TIP вновь принимает отрицательные значения.

На рис. 3 и 4 представлен временной ход температурных градиентов (3), (4) в зонах высоких и умеренных широт. Анализ показал, что за 10—15 дней до начала расхождения центров поле температуры в этих районах приобретает существенно различные черты.

Наибольшие различия в поле температурных контрастов наблюдаются между случаем без расхождения центров циклонов и случаем, в котором отмечалось расхождение, сопровождаемое потепление «американского типа». Районы с максимальными и минимальными градиентами в эти годы сдвинуты относительно друг друга на 90° (см. таблицу).

Распределение экстремальных градиентов температуры по секторам северного полушария

Макросиноптический процесс	Максимальный градиент			Минимальный градиент		
	высокие широты	умеренные широты	сдвиг $\Delta T_{\text{экстр}}$	высокие широты	умеренные широты	сдвиг $\Delta T_{\text{экстр}}$
с расхождением центров циклонов	—75°— 165° в. д.	—75°— 165° в. д.	0	115°— 5° з. д.	115°—	0
без расхождения центров циклонов	165° в. д. 115° з. д.	15° з. д. 75° в. д.	180°	15° з. д. 75° в. д.	165° в. д. 115° з. д.	180°
сдвиг $\Delta T_{\text{экстр}}$	90°	—90°	—	—90°	90°	—

При процессе с расхождением центров циклонов (декабрь 1967 г. — январь 1968 г.) экстремальные градиенты температуры в высоких и умеренных широтах наблюдаются в одних и тех же секторах, в то время как при процессе без расхождения имеет

место сдвиг $\Delta T_{\text{экстр}}$ на 180° . Видимо, поэтому зимой 1967/68 гг. наблюдалось интенсивное потепление в арктической стратосфере и антициклогенез в районе полюса. Зимой 1970/71 гг. потепление

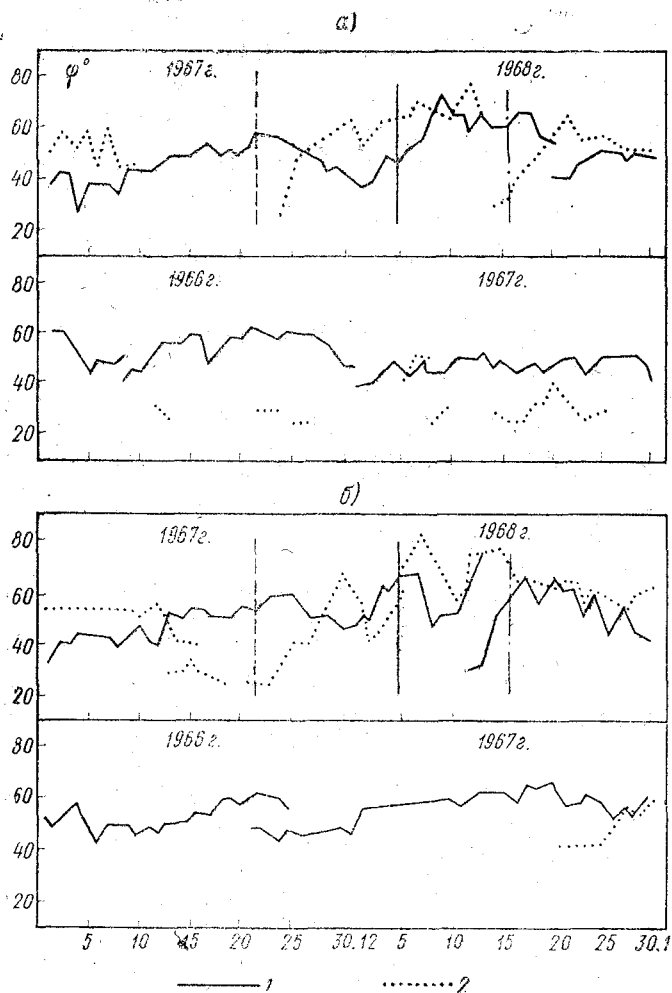


Рис. 3. Смещение центров антициклонов (а) и ядер тепла (б) на уровне 30 гПа:

1 — тихоокеанский антициклон и тихоокеанское ядро тепла; 2 — атлантический антициклон и атлантическое ядро тепла

и антициклогенез в Арктике были менее интенсивными. Распределение экстремальных градиентов температуры по секторам аналогично процессу без потеплений, однако заметно отличалось от процессов без расхождения центров.

Так, в случае «без расхождения» экстремальные градиенты температуры наблюдались в двух соседних секторах одновременно. Это приводило лишь к сдвигу циркумполярного вихря к югу, но не к раздвоению центра циклона.

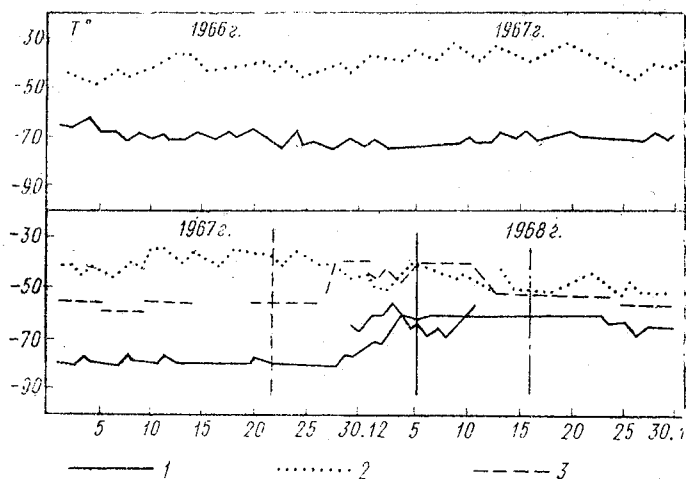


Рис. 4. Температура воздуха в ядрах тепла и холода на уровне 30 гПа:

1 — ядро холода; 2 — тихоокеанское ядро тепла; 3 — атлантическое ядро тепла

При процессе с расхождением (и потеплением «европейского типа») наибольшие градиенты температуры в высоких широтах длительное время наблюдались в американском секторе. За 10—12 дней до потепления в умеренных широтах максимальный градиент температуры ($\Delta T_{\max} \geq 20^\circ$) наблюдался в Европейском секторе. В остальных секторах градиенты были небольшими. При таком распределении градиентов температуры в процессе меридиональных преобразований барического поля в район полюса вышли два ядра тепла (атлантическое и тихоокеанское), что привело к потеплению арктической стратосферы, хотя и менее интенсивному, чем зимой 1967/68 гг. В результате этого произошло раздвоение циркумполярного вихря и расхождение образовавшихся двух центров циклонов.

Последний пример подчеркивает важность учета характера циркуляции в тропосфере умеренных широт. Особенности этой циркуляции можно учитывать с помощью индексов среднего положения ПВФЗ (5) и ее извилистости (6).

Проведенный анализ показал, что меридиональная перестройка ПВФЗ начинается несколько раньше, чем изменяются индексы НІР и ТІР. Поэтому использование индекса извилистости при-

ведет к увеличению заблаговременности прогноза данного типа циркуляции.

Дополнительные характеристики состояния атмосферы, которые могут быть использованы при прогнозировании, представлены на рис. 3 и 4.

На рис. 3 приведены данные о широте, на которой находятся центры антициклонов, ядра тепла и холода. Расстояние между кривыми характеризует контраст температуры между областью тепла и холода. Расхождение центров возможно при достаточно большом контрасте температуры, не являющемся однако достаточным признаком направленности процесса. В то же время малый контраст температуры свидетельствует об отсутствии процесса перестройки.

Из анализа рис. 4 следует, что перед расхождением центров должны образоваться два ядра тепла. Если образуется только одно ядро тепла, расхождение центров не происходит, хотя раздвоение центра и смещение циркумполярного вихря к югу вполне возможно. При этом важно географическое положение ядра тепла. Учет этих факторов может быть полезным при прогнозировании некоторых других типов циркуляции.

ВЫВОДЫ

1. Использование предложенного комплекса индексов позволяет прогнозировать расхождение центров раздвоенного стратосферного циклона. Характер кривых временного хода индексов изменяется за две недели до начала процесса расхождения центров, а за 8—10 дней можно достаточно уверенно предопределить начало этого процесса.

2. Выявлены однозначные признаки конца процесса расхождения центров, однако количественные данные о его длительности не получены. Последнее, а также прогнозирование раздвоения центра циклонического вихря могут быть предметом дальнейшего исследования. При этом потребуются введение дополнительно лагранжевых характеристик циркуляции [1], траекторий движения очагов тепла и некоторые другие параметры, характеризующие состояние термобарического поля в тропосфере и стратосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтер-Залик Ю. Ж. О возможности использования метода Лагранжа для диагноза и прогноза развития стратосферных процессов. — В сб.: Численное моделирование циркуляции в стратосфере. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1976, с. 58—67.

2. Геохлянян Т. Х. О природе зимних стратосферных потеплений. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 131 с.

3. Дуйцева М. Л., Педь Д. А. Об определении степени деформации ИВФЗ на северном полушарии. — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 62, с. 35—48.

4. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в атмосфере северного полушария. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 166 с.

5. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Преобразование поля геопотенциала и циркуляции в верхней стратосфере зимой. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 75, с. 3—16.

6. Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1973. — 317 с.

7. Johnson K., Miller A., Gelman M. Proposed indices characterizing stratospheric circulation and temperature fields. — «Month. Weath. Rev.», 1969, v. 98, № 8, p. 565—572.

УДК 551.509.314

Р. П. РЕПИНСКАЯ (ЛГМИ)

ОБ УЧЕТЕ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИХ СХЕМАХ ПРОГНОЗА

При разработке физико-статистических схем среднесрочных и особенно долгосрочных прогнозов погоды необходимо указать прежде всего такие обобщенные характеристики метеорологических полей (процессов), которые предсказуемы на те или иные сроки, а также способ их выделения из данных наблюдений. Рассмотрим один из возможных подходов к проблеме выбора тест-предикторов и предиктантов, основанный на учете времени релаксации атмосферных процессов различных пространственных масштабов. В данной работе указанный подход используется при формировании архива предиктантов и тест-предикторов для среднесрочного физико-статистического прогноза полей приземного давления и температуры на март—июнь по району, включающему Средний и Южный Урал, Поволжье, Северный Казахстан и юг Западной Сибири.

Известно, что с помощью метода эмпирических ортогональных функций ЭОФ [1] все многообразие атмосферных процессов можно представить в виде ряда так называемых элементарных (естественных) колебаний, имеющих различные пространственные и временные масштабы. Формы этих колебаний в пространстве описывают ЭОФ, полученные на основе статистической совокуп-

ности полей рассматриваемого метеорологического элемента, а их «поведение» во времени характеризуют коэффициенты разложения. Последние являются, таким образом, обобщенными характеристиками синоптических процессов. В дальнейшем ЭОФ горизонтальных координат будем обозначать через $X_j(x_h, y_h) = X_{j,h}$, а коэффициент разложения — через $a_j(t_m) = a_{j,m}^*$.

Именно с помощью автокорреляционных функций параметров $a_{j,m}$ можно определить время существования каждого элементарного колебания в атмосфере и при известной заблаговременности прогнозов сделать вывод о целесообразности включения того или иного параметра в состав предиктантов или тест-предикторов.

Исходной информацией в нашей задаче послужили ежедневные данные о температуре и давлении воздуха у подстилающей поверхности, заданные на 25 станциях, покрывающих район исследования, за март, апрель, май и июнь через трое суток за 03 ч московского времени с 1951 по 1970 гг. Таким образом, выборка для каждого месяца и элемента состоит из 200 полей. Как показано в монографии [1], такой объем исходных данных вполне достаточен для надежного определения значений ЭОФ.

В табл. 1 и 2 приведены сведения о точности сходимости выполненных разложений: доля общей дисперсии исходной информации (в %), описываемая каждым естественным колебанием, — d_j , и α_j — нарастающая сумма значений d_j . Из таблиц видно, что точность сходимости разложений для температуры несколько выше, чем для давления. Так, первые три ЭОФ в поле температуры описывают от 73,2% (май) до 75,1% (апрель) общей дисперсии исходной информации, а в поле давления — от 64,4% (май) до 72,6% (апрель). Для описания не менее 2/3 общей дисперсии в первом случае необходимо учитывать 4 члена аппроксимирующего ряда, а во втором — 5. Если, как это делалось ранее [3, 5], исходить из прямой зависимости времени релаксации атмосферных процессов от их пространственных масштабов, то оказалось бы, что для изучения наиболее протяженных в пространственном и временном отношениях циркуляционных и термических процессов у земли можно ограничиться рассмотрением нескольких первых (3—5) параметров разложения по ЭОФ. Однако проведенные нами исследования показали, что наиболее крупномасштабные пространственные процессы не всегда являются наиболее долгоживущими. Рассмотрим это на конкретных примерах. Условимся, что нас будут интересовать элементарные колебания, существующие в атмосфере не менее средней продолжительности естественных синоптических периодов (5—7 суток).

Для определения времени релаксации элементарных колебаний (процессов) по предложению М. И. Юдина воспользуемся интегральными автокорреляционными функциями коэффициентов

* j — порядковые номера членов ряда разложения полей по ЭОФ.

разложения $a_{j,m}$. Названные функции будем определять по формуле

$$\tilde{R}_j(l) = \sum_{l=0}^p R_j(t_0, t_0 + l\tau_0), \quad (1)$$

где $\tau_0 = 3$ суткам и соответствует исходной информации, имеющейся в нашем распоряжении; $p = 0, 1, 2, \dots, 9$ — временные реперы внутри месяца; $l\tau_0 = \tau = 0, 3, 6, \dots, 27$ — сдвиг во времени между двумя любыми датами t_m и $t_m + l\tau_0$.

Временная автокорреляционная функция, нормированная на дисперсию, находится по формуле

$$R_j(t_m, t_m + \tau) = \frac{a'_j(t_m, n) \cdot a'_j(t_m, n + \tau)}{\sigma_j(t_m) \cdot \sigma_j(t_m + \tau)}, \quad (2)$$

где $n = 1, 2, \dots, N$ — номер года в исходной выборке; $a'_j(t_m, n) = a_j(t_m, n) - \bar{a}_j(t_m)$ — отклонение текущего значения $a_j(t_m, n)$ от среднего многолетнего значения (нормы) $\bar{a}_j(t_m) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N a_j(t_m, n)$,

$\sigma_j(t_m)$ и $\sigma_j(t_m + \tau)$ — дисперсии рассматриваемого коэффициента разложения $a_{j,m}$ в выборках, относящихся к определенным числам данного месяца.

В отличие от определения, данного в работе [15], под временем релаксации некоторого естественного колебания в поле рассматриваемого метеорологического элемента будем понимать такой сдвиг во времени τ , при котором интегральная автокорреляционная функция достигает первого максимального значения. Очевидно, что время релаксации, определяемое таким образом, имеет более четкий физический смысл и в определенной мере близко пределу предсказуемости атмосферных процессов по Дж. Смагоринскому*.

В табл. 1 и 2 приведены время релаксации естественных колебаний τ и средние значения коэффициентов корреляции $\bar{r}$ соответствующих параметров $a_{j,m}$ на интервале времени τ . Из анализа этих материалов можно сделать следующие основные выводы.

1. Естественные колебания одинаковых порядковых номеров в поле давления существуют, как правило, дольше, чем в поле температуры. Этот факт свидетельствует о том, что поле давления более крупномасштабно не только в пространственном, но и во временном отношениях.

* Согласно данным Смагоринского предел предсказуемости равен тому времени, в течение которого связь между двумя состояниями атмосферы, почти идентичными в начальный момент времени, становится случайной.

Оценка точности сходимости разложений по ЭОФ и значения параметров τ и $\bar{r}$

j	Март				Апрель				Май				Июнь			
	d_j	a_j	τ_j	$\bar{r}_j$	d_j	a_j	τ_j	$\bar{r}_j$	d_j	a_j	τ_j	$\bar{r}_j$	d_j	a_j	τ_j	$\bar{r}_j$
1	62,3	62,3	12	0,221	61,0	61,0	9	0,190	48,3	48,3	9	0,197	55,6	55,6	12	0,162
2	6,3	68,6	9	0,174	7,4	68,4	6	0,184	8,2	56,5	≥ 27	0,382	9,2	64,8	9	0,105
3	3,6	72,2	6	0,178	4,2	72,6	6	0,231	7,9	64,4	≥ 27	0,420	6,0	70,8	24	0,131
4	3,2	75,4	≥ 27	0,274	3,6	76,2	3	0,141	5,0	69,4	12	0,234	4,2	75,0	≥ 27	0,508
5	2,4	77,8	18	0,252	2,9	79,1	≥ 27	0,455	3,5	72,9	≥ 27	0,230	2,6	77,6	≥ 27	0,247
6	2,4	80,2	≥ 27	0,225	2,1	81,2	24	0,200	3,3	76,2	≥ 27	0,167	2,4	80,0	≥ 27	0,512
7	2,0	82,2	15	0,232	2,0	83,2	≥ 27	0,293	2,8	79,0	21	0,181	2,1	82,1	≥ 27	0,369
8	1,6	83,8	12	0,169	1,8	85,0	15	0,197	2,6	81,6	27	0,268	1,9	84,0	15	0,097
9	1,5	85,3	12	0,142	1,6	86,7	15	0,281	2,2	83,8	9	0,179	1,6	85,6	≥ 27	0,285
10	1,4	86,7	1	—	1,2	87,9	24	0,071	2,0	85,8	1	—	1,5	87,1	21	0,133

Оценка точности сходимости разложений полей температуры по ЭОФ и значения параметров, т. е. $\bar{r}_j$.

j	Март				Апрель				Май				Июнь			
	d_j	α_j	τ_j	$\bar{r}_j$	d_j	α_j	τ_j	$\bar{r}_j$	d_j	α_j	τ_j	$\bar{r}_j$	d_j	α_j	τ_j	$\bar{r}_j$
1	61,0	61,0	15	0,228	65,0	65,0	9	0,382	55,9	55,9	15	0,212	56,6	56,6	12	0,202
2	8,3	69,3	15	0,163	6,1	71,1	15	0,108	11,7	67,6	15	0,081	13,1	69,7	9	0,073
3	5,6	74,9	6	0,127	4,0	75,1	9	0,108	5,6	73,2	6	0,112	5,3	75,0	6	0,081
4	3,1	78,0	6	0,176	3,0	78,1	3	0,120	3,4	76,6	3	0,041	3,8	78,8	9	0,113
5	2,9	80,9	12	0,083	2,6	80,7	15	0,124	2,7	79,3	12	0,132	2,9	81,7	3	0,092
6	2,4	83,3	18	0,077	2,3	83,0	12	0,107	2,2	81,5	6	0,055	2,2	83,9	6	0,148
7	2,1	85,4	12	0,078	2,0	85,0	3	0,262	2,2	83,7	21	0,124	1,8	85,7	9	0,079
8	1,8	87,2	6	0,165	1,7	86,7	15	0,135	1,8	85,5	12	0,106	1,7	87,4	≥ 27	0,137
9	1,6	88,8	6	0,163	1,5	88,2	6	0,170	1,6	87,1	3	0,052	1,4	88,8	15	0,153
10	1,6	90,4	1		1,3	89,5	21	0,093	1,5	88,6	≥ 27	0,124	1,3	90,1	3	0,022

2. Циркуляционные процессы связаны сами с собой во времени теснее, чем термические. Наряду с табл. 1 и 2 этот вывод наглядно иллюстрируют также рис. 1 и 2, где изображены графики некоторых функций $\tilde{R}_j(t)$ и $R_j(t_0, t_0 + t_0)$, имеющих максимальные значения накопленной корреляции соответственно для давления и температуры.

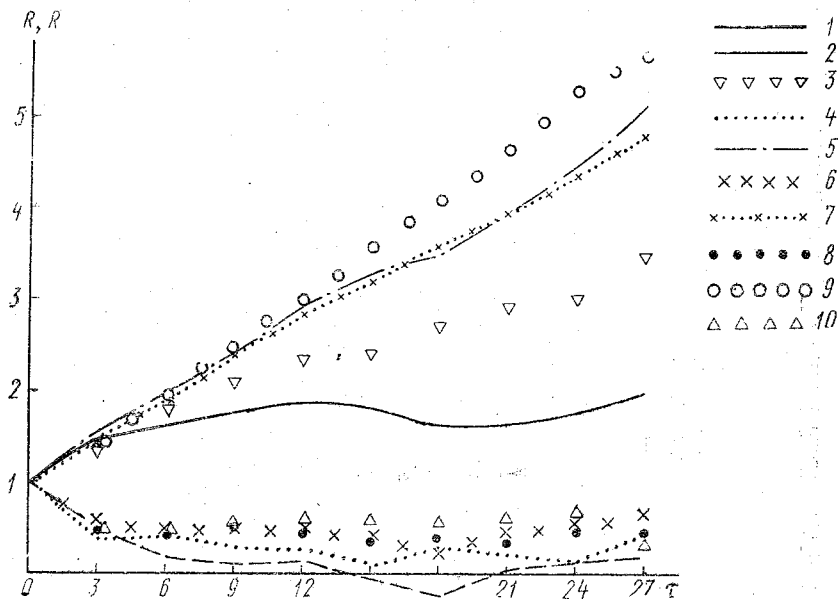


Рис. 1. Интегральные функции $\tilde{R}_j(t_m, \tau)$ для наиболее «долгоживущих» естественных колебаний в поле давления, имеющие максимальную накопленную корреляцию, и соответствующие им функции $R_j(t_m, \tau)$:

1 - $\tilde{R}_1(t_m, \tau)$; 2 - $R_1(t_m, \tau)$; 3 - $\tilde{R}_4(t_m, \tau)$; 4 - $R_4(t_m, \tau)$ в марте; 5 - $\tilde{R}_5(t_m, \tau)$; 6 - $R_5(t_m, \tau)$ в апреле; 7 - $\tilde{R}_3(t_m, \tau)$; 8 - $R_3(t_m, \tau)$ в мае; 9 - $\tilde{R}_6(t_m, \tau)$; 10 - $R_6(t_m, \tau)$ в июне

3. Мелкомасштабные в пространственном отношении естественные колебания нередко существуют значительно дольше, чем крупномасштабные. Так, если условно принять, что ЭОФ $X_{1,h} \div X_{3,h}$ описывают формы макропроцессов, то окажется, что только циркуляционные процессы $X_{2,h}$ в мае и $X_{3,h}$ в мае и июне существуют более 24 суток. Зато большинство процессов, описываемых ЭОФ $X_{4,h} \div X_{9,h}$ «живут» в атмосфере 12 ÷ 27 суток и, возможно, даже больше. Причем, хотя доля суммарной дисперсии, описываемая ЭОФ высокого порядка, мала, среднее значение коэффициента корреляции $\bar{r}$ здесь также может превышать этот

параметр для макропроцессов (см., напр., $X_{4,h} \div X_{7,h}$ в марте; $X_{5,h}$, $X_{7,h}$, и $X_{9,h}$ в апреле; $X_{5,h} \div X_{8,h}$ в мае; $X_{4,h} \div X_{7,h}$ и $X_{9,h}$ в июле).

4. Обращают на себя внимание большим временем релаксации и весьма высокой связностью элементарные циркуляционные процессы с порядковыми номерами 4 ÷ 7. Так, шестое естественное колебание в июне существует не менее 27 суток. Даже при сдвиге $\tau = 27$ суткам коэффициент автокорреляции равен 0,331,

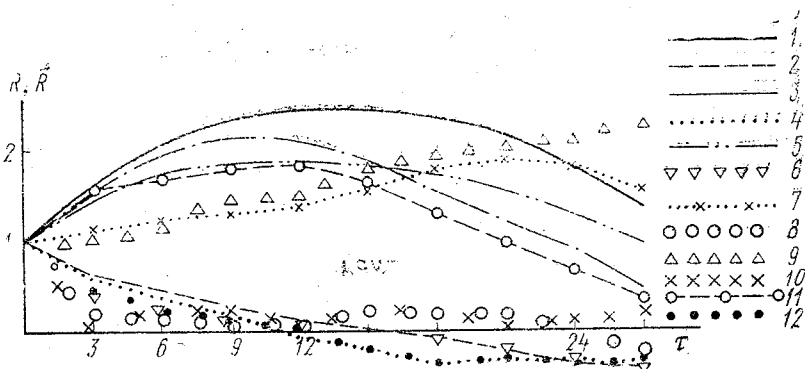


Рис. 2. Интегральные функции $R_j(t_m, \tau)$ для наиболее «долгоживущих» естественных колебаний в поле температуры, имеющие максимальную накопленную корреляцию, и соответствующие им функции $R_j(t_m, \tau)$:

- 1 — $\bar{R}_1(t_m, \tau)$; 2 — $R_1(t_m, \tau)$ в марте; 3 — $\bar{R}_1(t_m, \tau)$; 4 — $R_1(t_m, \tau)$ в апреле;
5 — $\bar{R}_1(t_m, \tau)$; 6 — $R_1(t_m, \tau)$; 7 — $\bar{R}_1(t_m, \tau)$; 8 — $R_1(t_m, \tau)$ в мае; 9 — $\bar{R}_2(t_m, \tau)$;
10 — $R_2(t_m, \tau)$; 11 — $\bar{R}_1(t_m, \tau)$; 12 — $R_1(t_m, \tau)$ в июне

а доля суммарной дисперсии исходной информации, описываемая этим колебанием, составляет всего лишь 2,4%. Аналогичные особенности имеют место и в поле температуры, хотя здесь они выражены менее ярко.

Указанные факты свидетельствуют, по нашему мнению, о целесообразности включения обобщенных характеристик локализованных долгоживущих элементарных процессов в число предиктантов и тест-предикторов для прогноза на средние и большие сроки с помощью физико-статистического метода [4] и его модификаций [2]. При этом время релаксации следует, очевидно, понимать как время инерционной связности процессов, описываемых соответствующими ЭОФ, и использовать в качестве предиктантов характеристики $a_{j,m}$ лишь тех из них, для которых это время не меньше заблаговременности прогноза. Такой подход уже был частично апробирован нами в задаче среднесрочного физико-статистического прогноза приземного давления по акватории Северной Атлантики на весенние месяцы [2]. Оказалось, в частности, что учет пятой ЭОФ, на которую приходится около 5% суммарной

дисперсии исходной информации, позволил заметно повысить качество прогнозов на третьи и шестые сутки. Причина этого эффекта заключается, по-видимому, в том, что циркуляционные процессы, описываемые пятой ЭОФ, существуют над указанным районом более шести суток. Правда, время релаксации определялось в работе [2] не по интегральной автокорреляционной функции, а при условии, что коэффициент корреляции удовлетворял уровню значимости $2\sigma_z$ [5], и, следовательно, было несколько занижено.

В заключение отметим следующее. Учет времени релаксации естественных колебаний приводит к тому, что при сопоставлении рядов значений тест-предикторов и предиктантов фигурируют процессы близких временных масштабов. В таком случае описанный подход к формированию архива тест-предикторов и предиктантов будет играть роль определенного фильтра для короткоживущих процессов, являющихся «метеорологическим шумом», и для ложных статистических связей [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Естественные составляющие метеорологических полей/Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. — Л., Гидрометеониздат, 1970. — 199 с.
2. Репинская Р. П. О прогнозе приземного барического поля на несколько дней. — Метеорология и гидрология, 1978, № 11, с. 46—53.
3. Юдин М. И. Об изучении факторов, обуславливающих нестационарность общей циркуляции атмосферы. — Тр. Междунар. симпоз. по динамике крупномасштабных процессов в атмосфере. Москва, 23—30 июня 1965 г., Наука, 1967, с. 213—220.
4. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. — 28 с.
5. Яковлева Н. И., Репинская Р. П., Гурлева К. А. К определению связности процессов во времени и ее сезонные особенности. — Труды ГГО, 1968, вып. 201, с. 52—59.

УДК 551.507.362.2

В. И. ВОРОБЬЕВ (ЛГМИ), В. С. ФАДЕЕВ (ВИКИ)

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАЧНОСТИ НАД АКВАТОРИЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ

Акватория северной части Тихого океана относится к малоосвещенным в метеорологическом отношении районам северного полушария. Здесь только наблюдения с кораблей погоды и островных метеорологических станций могут считаться систематическими и непрерывными, а большая же часть информации представляет

собой хаотически распределенную совокупность случайных наблюдений. Результаты их обработки с целью получения климатических характеристик безусловно нуждаются в уточнениях.

Наиболее регулярная во времени и пространстве информация о состоянии облачного покрова над малоосвещенными районами может быть получена только с помощью метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ). Фотографии облачности (ТВ и ИК снимки), получаемые с помощью МСЗ, по сравнению с наземными наблюдениями дают более полную картину фактического распределения облачности. Поэтому использование спутниковых наблюдений за облачностью с целью получения средних многолетних характеристик представляет несомненный научный и практический интерес.

С перечнем основных работ, в которых содержатся результаты статистической обработки спутниковых наблюдений за облачностью, и методикой использования спутниковых данных для расчета статистических характеристик можно познакомиться в опубликованной авторами в 1977 г. статье [8]. В данной статье приводятся основные результаты статистической обработки облачности в момент, близкий к местному полдню, для акватории северной части Тихого океана и прилегающих к ней районов материков за летний и зимний сезоны 1965—1971 гг., полученные с помощью карт нефанализа.

Площадь территории района заключена между $0-70^\circ$ с. ш. и 100° в. д. — 100° з. д. Рассматриваемый район, как правило, был достаточно хорошо освещен данными наблюдений со спутников. Подавляющее большинство карт нефанализа было пригодным для снятия данных, необходимых для расчета статистических характеристик облачности в этом районе.

На рис. 1—6 представлены карты распределения среднего количества облаков и повторяемостей двух облачных градаций (I — покрыто облаками менее 35% площади и III — площадь покрыта облаками на 65% и более) для летнего и зимнего сезонов.

На карте среднего количества облаков за летний сезон (рис. 1) в умеренных широтах почти повсеместно наблюдается значительная облачность (от 50 до 80% покрытия площади облаками). Над Тихим океаном на сезонной карте в умеренных широтах обнаруживается обширная область с покрытием площади облаками более 70%. Центр этой области расположен юго-западнее Алеутских островов. Зоне со значительной облачностью в умеренных широтах Тихого океана соответствуют высокие (более 60%) значения повторяемостей третьей облачной градации (рис. 3). Над прилегающими участками материков в умеренной зоне повторяемость третьей облачной градации летом изменяется от 30 до 50%. В летний период здесь преобладает переменная облачность с покрытием площади облаками от 35 до 65%.

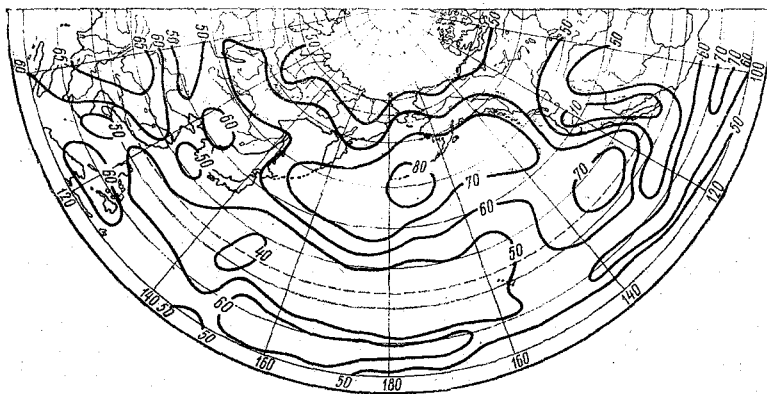


Рис. 1. Распределение среднего количества облаков летом (в %)

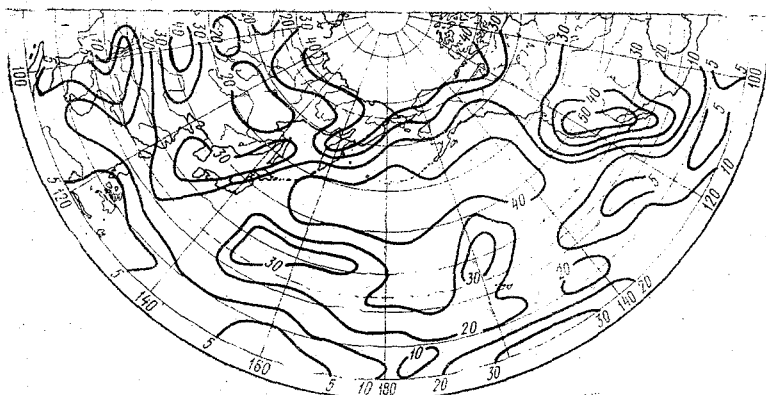


Рис. 2. Распределение повторяемости I градации количества облаков (<35%) летом

Такое распределение облачности в умеренных широтах обусловливается в основном особенностями локализации циклонической деятельности и характером взаимодействия циркуляционных и радиационных факторов. Значительная облачность летом над умеренной зоной Тихого океана обусловливается сравнительно интенсивной циклонической деятельностью на полярном фронте, сопровождающейся образованием и продолжительным существованием фронтальных и внутримассовых облачных полей. В среднем повторяемость циклонов здесь летом составляет 20—35% [3, 4],

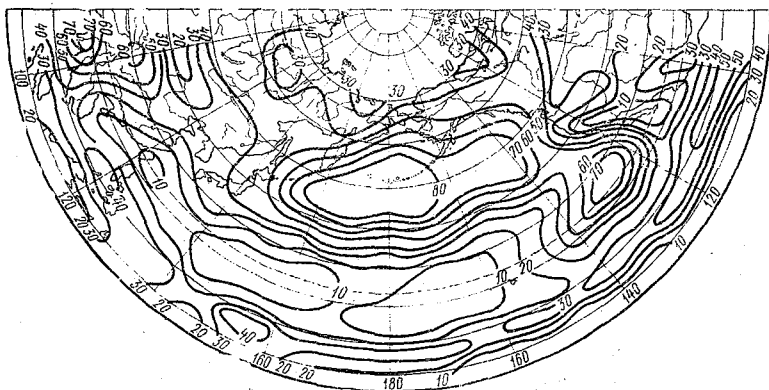


Рис. 3. Распределение повторяемости III градации количества облаков ($\geq 65\%$) летом

а в отдельные годы она может достигать 45% и более [12]. Площадь облачных образований достигает больших размеров. В среднем она равна 700 тыс. кв. км, а максимальное ее значение более 3600 тыс. кв. км [9].

Летом на формирование облачного поля над акваторией Тихого океана умеренных широт заметное влияние оказывают и циклоны, приходящие с районов Восточного Китая и Восточной Сибири. Повторяемость циклонов в указанных районах 32—37%. Значительная облачность восточных прибрежных районов Тихого океана определяется и циклонами, проникающими сюда летом из субтропических широт. Формирование этих циклонов происходит западнее Калифорнии, а их повторяемость здесь за пятилетний период 1954—1958 гг. была максимальной на всем северном полушарии и равнялась 52% [4]. Летом, особенно в конце его, формированию значительной облачности в умеренной зоне Тихого океана способствуют и тропические циклоны, смещающиеся сюда с большой скоростью из районов Филиппинских островов и Южно-Китайского моря.

Существенным облакообразующим фактором, способствующим появлению летом значительной облачности в умеренной зоне Ти-

хого океана, является охлаждение и увлажнение теплых воздушных масс при их движении над холодными водами и тающими льдами. Поскольку температура воды для большей части акватории Тихого океана летом не превышает 10°C [2], а плавающие льды распространяются вплоть до 45° с. ш. [1], то при перемещении в эти районы теплых воздушных масс возникают низкие температурные инверсии, которые совместно с увлажнением способствуют образованию низких слоистообразных облаков и туманов.

Максимальные значения среднего количества облачности над прилегающими участками материков меньше соответствующих значений (на одной и той же широте) над океаном на 10—15% и они в большинстве своем не превышают 60%. Такое различие в среднем количестве общей облачности можно объяснить более высокой, по сравнению с сушей, испаряющей способностью водной поверхности.

Над Восточной Азией в умеренных широтах прослеживается обширная область со значительной облачностью (от 50 до 65%), охватывающая крайние северо-восточные районы Китая, большую часть территории Монголии, Дальний Восток, Саяны и почти всю территорию Восточной Сибири. Образование значительной облачности над западным побережьем Тихого океана и прилегающих к нему участках Азиатского континента связано с развивающейся здесь летом циклонической деятельностью на западной ветви тихоокеанского полярного фронта и выносом на материк с юго-восточными ветрами морского влажного воздуха (с летним муссоном Дальнего Востока). Наибольшие значения облачности (60—65%) сосредоточены в районе сходимости потоков арктического воздуха северо-западной четверти с потоками тихоокеанского воздуха северо-восточной четверти. Средняя повторяемость циклонов для всей области со значительной облачностью составляет 25—35% [4]. Средняя площадь сплошных облачных полей в данной области летом находится в пределах 2,5—5,6 млн. кв. км, а полей со значительной облачностью — 2,5—4,4 млн. кв. км [9]. Площадь этих полей и определяет довольно высокие значения (40—48%) повторяемости третьей облачной градации (см. рис. 3).

К юго-западу от указанной области поверхность Восточной Азии в умеренных широтах покрыта облаками от 40 до 30%. Это связано с очень сильным ослаблением циклонической деятельности за счет размывания термических контрастов вследствие прогревания воздуха на большом пространстве и интенсивной трансформации приходящих сюда с запада воздушных масс и арктического воздуха.

Западное побережье Северной Америки в умеренной зоне в летний период покрыто облаками на 60—65%, за исключением самых северных и южных участков зоны, которые покрыты облаками менее 50%. На побережье отмечаются и самые большие значения (50—55%) повторяемости третьей облачной градации.

Значительная облачность над западным побережьем Северной Америки обуславливается как приходящими из районов Тихого океана циклонами, так и орографическим влиянием на формирование облачного поля горных систем. Повторяемость циклонов у западного побережья составляет 15—25%. Горная система Кордильер серьезно препятствует движению циклонов в Восточном направлении, в результате чего фронтальная облачность подолгу задерживается у побережья. Формированию значительной облачности над западным побережьем способствуют и частые туманы, которые летом образуются над водной поверхностью и бризовыми ветрами днем переносятся к побережью [6]. Над центральными районами материка в зоне умеренных широт значения среднего количества общей облачности колеблются от 45 до 55%, что можно объяснить падением активности атмосферных фронтов вследствие снижения температурных контрастов, раздвоением траекторий движения циклонов и феновым эффектом, возникающим при переваливании воздушных масс через горные массивы и приводящим к размыванию облаков.

Над Тихим океаном в тропиках западнее меридиана 150° з. д. на карте (см. рис. 1) четко прослеживается обширная область с количеством облаков менее 50%, обусловленная нисходящими движениями масс воздуха в субтропическом антициклоне. Минимальные значения среднего количества общей облачности (32—35%) отмечаются в районе Марианских островов. Повторяемость третьей облачной градации во всей области с небольшой облачностью не превышает 15% (см. рис. 3). Над Южно-Китайским и Восточно-Китайским морями также наблюдается небольшая облачность. В тропических широтах Тихого океана восточнее 140° з. д. находится облачный очаг со средним количеством облаков до 70—77% и повторяемостью третьей облачной градации до 70—75%. Этот облачный очаг со значительной облачностью на востоке Тихого океана распространяется на экваториальные и субтропические широты и сливается со значительной облачностью умеренной зоны. Это можно объяснить тем, что в тропиках восточной части Тихого океана наряду с подъемом влажных масс воздуха при конвергенции пассатов и наличием холодного Калифорнийского морского течения, способствующих образованию облаков, очень часто происходит вынос в южные широты по восточной периферии гонолульского антициклона облачности циклонических образований умеренной зоны. Кроме того, значительная облачность здесь образуется и за счет облачных систем циклонов, формирование которых происходит западнее Калифорнии.

Значительная облачность, обнаруживаемая на сезонной карте над Индокитаем, обуславливается юго-западными воздушными потоками (летним муссоном) и орографическим влиянием горных систем. В течение летнего муссона Индокитай фактически находится под влиянием морских ветров, характеризующихся высокой влажностью. Расположенные почти перпендикулярно к западным

ветрам горные массивы Бирмы усиливают восходящие движения, что и приводит к образованию здесь значительной облачности. Наличие такой облачности не только у западного побережья Индокитая, но и над юго-восточной частью Тибета обеспечивается большой вертикальной мощностью индийского муссона, способного проникнуть к северу не только по долинам рек, но и через горные вершины восточных Гималаев. Нетрудно заметить, что область со значительной облачностью над Индокитаем заключена между границами раздела индийского муссона и северо-восточного пассата Тихого океана. Наиболее четко их границы совпадают на севере, где она почти постоянна в летний период и проходит севернее реки Янцзы. Большое влагосодержание индийского муссона и малый наклон зоны сходимости воздушных течений обуславливают здесь значительную облачность и частые ливневые дожди. Для этой области характерны также и высокие (50—72%) значения повторяемости третьей облачной градации [6].

Над Великим Северо-Американским плоскогорьем в летнее время прослеживается область с покрытием облаками менее 40%. Минимальные для этих широт значения среднего количества облаков связаны с обособленным положением плоскогорья на материке. На образование облачности в этой области не сказывается влияние Тихого океана и обширных пространств восточных районов, так как плоскогорье защищено хребтами Сьерра-Невада, Каскадными и Скалистыми горами. Плоскогорье характеризуется резко континентальным, преимущественно засушливым климатом. Поэтому облачная погода здесь — редкое явление. Повторяемость третьей облачной градации не превышает 10%, а повторяемость первой облачной градации достигает 57%.

Значительная облачность в экваториальной зоне в летний период обнаруживается в виде двух отдельных вытянутых в широтном направлении облачных массивов. Одна область со значительной облачностью обнаруживается над крайними восточными районами Тихого океана. На сезонной карте (см. рис. 3) повторяемость третьей облачной градации в центре области составляет 58%, а среднее количество общей облачности (см. рис. 1) — 68%. Значительная облачность здесь определяется сходимостью тихоокеанских пассатов северного и южного полушарий. Вторая область повышенных значений среднего количества общей облачности, очерчиваемая изолинией 60%, наблюдается между 150° в. д. и 160° з. д. Повторяемость третьей облачной градации в этой области изменяется от 30 до 44%.

Повышенные значения среднего количества общей облачности в районе Филиппинских островов, островов Борнео и Суматра связаны с зоной конвергенции между индийским муссоном и северо-восточным пассатом Тихого океана, которая здесь хорошо выражена в июне и июле [6], и островным влиянием на формирование над ними облачного поля. Являясь хорошим стимулятором конвективных процессов при высоком влагосодержании эквато-

риального воздуха острова способствуют концентрации облачности. По свидетельству Л. С. Мининой над островами происходит укрупнение кучево-дождевой облачности и расширение в 1,5—2 раза облачных систем [10]. Среднее количество общей облачности над Филиппинскими островами около 60%, а повторяемость третьей облачной градации составляет 35—45%. На остальной части акватории Тихого океана в полосе 0—5° с. ш. среднее количество облачности летом менее 50%, а повторяемость третьей облачной градации не превышает 25%. Преобладающей градацией здесь является вторая, повторяемость которой составляет 65—70%.

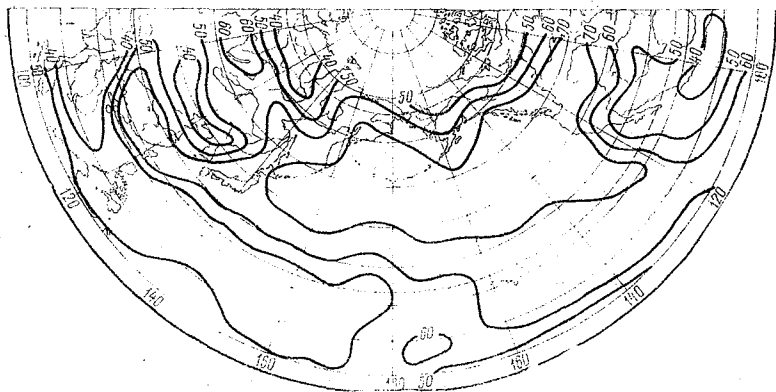


Рис. 4. Распределение среднего колчества облаков зимой (%)

Зимой в умеренных широтах зона со значительным средним количеством облачности (более 50%) по сравнению с летним сезоном существенно увеличилась по своим размерам (рис. 4). Она захватывает часть субтропиков, а над всей восточной частью Тихого океана и экваториальные широты. Повторяемость третьей облачной градации (рис. 6) над водной поверхностью Тихого океана в умеренной зоне находится в пределах 50—80%, над материками в южной и северной ее частях — 20—40%. Увеличение размеров зоны со значительным средним количеством облаков и повышенными значениями повторяемости третьей облачной градации в зимний сезон можно объяснить смещением в более низкие широты зоны активной циклонической деятельности в связи с углублением и смещением к югу алеутской депрессии и ее влиянием на формирование облачного поля над значительно большей территорией рассматриваемого района, чем это имело место в летний период. Над Тихим океаном в умеренных широтах в зимний период в связи с углублением и смещением к югу алеутской депрессии и интенсивным развитием в ее системе циклонической деятельности значительно увеличилась по размерам область со

средним количеством облаков более 70%. Географическое положение областей с высокими значениями повторяемости третьей облачной градации (70—80%) над океаном и прилегающими районами континентов хорошо согласуется с сезонным положением северной и южной ПВФЗ умеренных широт и положением областей с большой повторяемостью циклонов [7, 11].

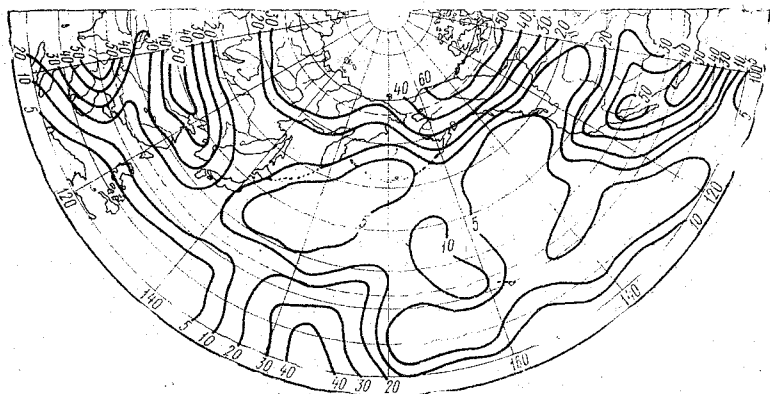


Рис. 5. Распределение повторяемости I градации количества облаков (<35%) зимой

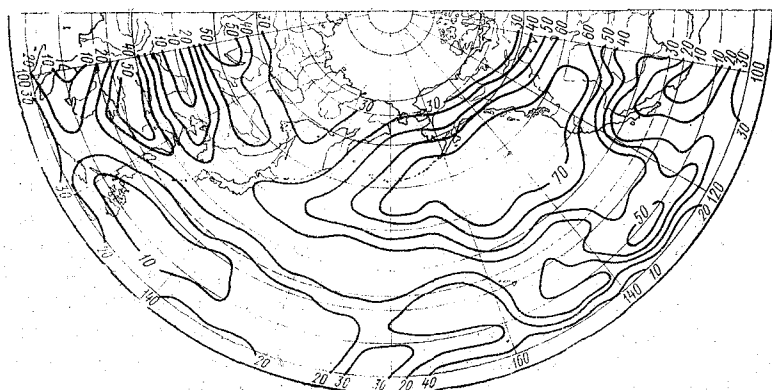


Рис. 6. Распределение повторяемости III градации количества облаков (65%) зимой

Зимой почти вся территория Северной Америки в умеренных широтах рассматриваемого района покрыта облаками от 65 до 72% и только самые северные ее участки — от 60 до 50%. В зимний период в умеренных широтах Северной Америки значительно возрастают и величины повторяемости третьей облачной градации. Если летом максимальные значения повторяемости третьей

облачной градации (50—55%) отмечались только над западным побережьем, то зимой в умеренных широтах они наблюдаются и над центральными участками материка, достигая 70—75%. К северу эти значения убывают до 60—40%. Увеличение среднего количества облаков и значений повторяемости третьей облачной градации в умеренных широтах Северной Америки зимой связано с ростом влияния на формирование облачного поля теплого и влажного воздуха Тихого океана и усилением циклонической деятельности в этих широтах.

В распределении облачности на Дальнем Востоке сказывается очень сильное влияние азиатского антициклона, в особенности в южной части территории — в Приморье и Амурской области. Здесь влияние Тихого океана на образование облачности почти не сказывается из-за интенсивного притока холодного континентального воздуха по восточной окраине антициклона (хорошо выражен зимний муссон). На юге Дальнего Востока (в Приморье и в среднем течении р. Амура) облачность зимой составляет 50—57%. Северо-восточная часть территории Дальнего Востока (Камчатская область) менее подвержена влиянию сибирского антициклона. Здесь больше сказывается влияние циклонической деятельности, развивающейся в системе алеутской депрессии и притока океанических воздушных масс, в результате чего среднее количество общей облачности увеличивается до 60—72%.

В тропических и экваториальных зонах Тихого океана зимой среднее количество облаков составляет 40—60%, а над полуостровом Индокитай и Малаккой среднее количество облаков зимой равно 30—40%. Над тропическими и экваториальными зонами Тихого океана преобладающей является вторая облачная градация. Областей с высокими значениями среднего количества облаков и повторяемости третьей облачной градации, связанных с внутритропической зоной конвергенции, зимой над Тихим океаном не обнаруживается.

Изменения в распределении среднего количества общей облачности в зимний период по сравнению с летним в тропических и экваториальных широтах связаны с ослаблением и смещением в более низкие широты субтропической области высокого давления над Тихим океаном и сезонной перестройкой барического поля над материками. Так, например, в зимнее время в области повышенного давления над Индокитаем преобладающими являются северо-восточные ветры, с которыми проникают сюда массы холодного и сухого воздуха, не способствующие образованию облачности.

Значительная облачность над материковой частью Китая южнее р. Янцзы обуславливается тем, что в этот район по южной окраине антициклона поступает нагретый и увлажненный бывший континентальный воздух. При одновременном поступлении в район озера Дунтинху холодного сибирского воздуха термические контрасты увеличиваются, что приводит к обострению Куньминского

фронта и развитию циклонических возмущений [6]. Активизация фронтальных процессов сопровождается образованием значительной и сплошной облачности, что и сказывается на увеличении ее среднего количества и повторяемости третьей облачной градации. Повторяемость третьей облачной градации на сезонной карте (см. рис. 6) в центре области составляет 50—55%.

Таковы основные особенности в распределении среднего количества общей облачности над Тихим океаном и прилегающими к нему участками материков северного полушария в летний и зимний сезоны. Заметим, что эти особенности в распределении общей облачности относятся к околополуденному времени суток, так как исходные данные снимались с карт нефанализа, отражающих ежедневное распределение облаков в близкие к местному полдню моменты времени. Без учета суточного хода они не могут быть отнесены к любому другому моменту времени суток и не могут рассматриваться в качестве многолетних средних суточных сезонных характеристик.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии. Ч. 3. — Л.: Гидрометеониздат, 1954. — 320 с.
2. Атлас океанов. Тихий океан. — М.: Воениздат, 1974. — 86 с.
3. Атлас синоптических характеристик северного полушария. Ч. I. — Труды НИИАК, 1964. — 22 с.
4. Барабашкина А. П. Повторяемость барических образований в центральные месяцы сезонов за 1954—1958 гг. в северном полушарии. — Труды НИИАК, 1962, вып. 19, с. 3—34.
5. Бузовкин Б. А. Климат США. — Л.: Гидрометеониздат, 1960. — 103 с.
6. Витвицкий Г. Н. Климаты зарубежной Азии. — М.: Географлитиздат, 1960. — 397 с.
7. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. — 231 с.
8. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Некоторые характеристики облачности над Северной Атлантикой, полученные по данным МИСЗ. — Межвузовский сборник, Л.: изд. ЛПИ, 1977, вып. 64, с. 91—101. (ЛГМИ).
9. Лобанова В. Я. Горизонтальная протяженность облачных полей по данным спутниковой информации. — Труды НИИАК, 1971, вып. 78, с. 45—56.
10. Минина Л. С. Облачные системы внутритропической зоны конвергенции по данным метеорологических спутников Земли. — Труды ГМЦ СССР, 1968, вып. 26, с. 38—53.
11. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 394 с.
12. Титов В. И., Головлева В. Н. Особенности поля облачности над северным полушарием в июле 1973 г. по данным ИСЗ. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1977, вып. 42, с. 33—54.

Т. В. ЗАХАРОВА, Е. И. НЕСМЕЛОВА (МГУ)

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР ЛЕТОМ 1976 г. НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОБЛАЧНОСТИ

Облачность является основным регулятором солнечной энергии на Земле. Благодаря особенностям ее пространственной структуры поле общего притока суммарной радиации у земной поверхности непрерывно меняется. Поэтому крайне изменчивым является и распределение суммарной радиации от суток к суткам. Средние карты сумм солнечной радиации выражают в основном влияние астрономических факторов. Несмотря на довольно длительное существование актинометрической сети, до сих пор отсутствует опыт оперативного построения ежедневных карт составляющих радиационного режима земной поверхности. Причина этого заключается в дискретности сети станций и отсутствии сведений о распределении облачного покрова над значительными территориями.

В течение последних двух десятилетий ежедневная информация об облачном покрове Земли поступает с метеорологических спутников. Впервые появилась возможность использовать эту качественную информацию (снимки) для получения целого ряда количественных характеристик. Поскольку связи солнечной радиации с формой и количеством облаков достаточно хорошо изучены, возникает перспектива расчета радиации путем использования снимков облачного покрова со спутников, преимущество которых по сравнению с наземной сетью бесспорно.

Настоящая работа представляет результат обработки ежедневных снимков облачности с метеорологических спутников «Метеор-25» и «НОАА-4» за май—август 1976 г. и расчета по ним полей суммарной радиации. Анализ даже столь небольшого материала показывает, что поле суммарной радиации у земной поверхности характеризуется большой изменчивостью, связанной с особенностями циркуляционных процессов отдельных сезонов.

На основании изучения спутниковых снимков облачности для рассматриваемой территории летом 1976 г. установлено, что поле облачности в значительной степени совпадает с визуальными наземными наблюдениями за количеством и формой облаков. В случае сплошной облачности по данным спутника 88% наземных станций дают также сплошную облачность (9—10 баллов). Если спутник фиксирует значительную облачность, то 67% наземных станций отмечают количество облаков 6—8 баллов. Небольшая облачность по данным спутника лишь в 28% отмечается назем-

ными станциями в количестве 3—5 баллов. В случае регистрации спутником ясной погоды 54% наземных станций наблюдают облачность 0—2 балла. При изучении повторяемости облачных форм данные наземной метеосети и спутника удовлетворительно совпали, в основном, для кучевой облачности в сочетании с другими формами облаков (89%).

В результате изучения изменчивости поля облачности в течение дня установлено, что в 23% рассмотренных случаев количество облаков за день не изменилось; в 22% случаев оно изменилось на 5—10% (0,5—1 балл по наземным наблюдениям). В большинстве случаев (75%) количество облаков в течение дня либо не менялось, либо это изменение составило не более 5—20% площади элементарного квадрата (300 км²). Седовательно, информация спутника, поступающая 1—2 раз в сутки, должна отражать действительное среднесуточное поле облачности, и полученная по нему суточная (дневная) сумма радиации будет близка к наблюдавшейся. Сопоставление расчетных сумм радиации с данными самописцев показывает, что максимальные ошибки в расчете сумм радиации за сутки составляют 15—18%, средняя же ошибка равна 7,5%. Это дает возможность получения ежедневного поля радиации для больших регионов по спутниковым снимкам облачности со сравнительно небольшой погрешностью. Быстрота же восстановления поля радиации открывает перспективу использования метода в оперативной практике прогноза погоды.

Приводим характеристику особенностей распределения суммарной радиации в мае—августе 1976 г. на основе расчета поля суммарной радиации по данным спутников об облачности.

Основной особенностью фронтальной облачности является ее полосная структура. По внешнему виду облачности, конфигурации и размерам облачной полосы можно определить вид фронта и приближенно оценить степень его активности. Наиболее отчетливо со спутника прослеживаются холодные фронты. За рассматриваемый период было изучено 43 случая с подобными облачными системами. Это обычно яркие полосы со средней шириной 400 км и длиной до 3000 км. На снимке холодный фронт простирается в виде сплошной облачной полосы с вкраплением округлых пятен. В рассмотренных случаях полосы сформированы в 72% случаев сочетанием кучево-дождевых (пятна), кучевообразных (зерна), слоистообразных и перистообразных облаков. При этом количество облаков составило на снимках 90—100% (см. таблицу).

Суточные суммы суммарной радиации, поступающей на земную поверхность в области холодного фронта, колебались в мае от $600 \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут) на север до $1625 \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут) на юге. В июне—июле при сплошной облачности и том же сочетании облачных форм суммы радиации изменялись в пределах $(915—1625) \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут), при практическом отсутствии широтного хода. В августе они снизились до $(710—1290) \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут).

Если в облачной полосе холодного фронта количество облаков снижается до 70—80% на снимке со спутника, наблюдается заметное возрастание сумм солнечного тепла: от $(1875—1915) \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут) в мае—июле до $1500 \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут) в августе.

Распознавание на снимке теплых фронтов гораздо более сложно, так как они проявляются в виде четкой облачной полосы лишь в начальных стадиях развития циклона. Было рассмотрено 25 случаев четко выраженных полос теплого фронта со средней шириной 450 км при средней протяженности 1200 км. Облачная полоса в этих случаях представлена прежде всего слоистообразной облачностью в сочетании с другими формами. В результате анализа снимков установлено, что в 76% случаев количество облаков в системе теплого фронта составляет 90—100%. Величина суммарной радиации, поступающей к земной поверхности за сутки, в системе сплошной облачности мало отличаются от соответствующих сумм для облачности системы холодного фронта (см. таблицу). Это связано с тем, что облачные полосы как холодных, так и теплых фронтов образованы одинаковым сочетанием облачных форм с некоторым преобладанием слоистообразной облачности для теплого фронта, и кучево-дождевой для холодного фронта, которые в условиях сплошной облачности одинаково ослабляют суммарную радиацию.

Четвертая часть случаев с облачной полосой теплого фронта связана со значительной облачностью (70—80%) при различном сочетании перечисленных выше облаков, что и приводит к большим различиям в притоке солнечной радиации. Максимальные суммы радиации за сутки наблюдались при преобладании в облачной полосе теплого фронта кучевообразной облачности, они составили $(1500—1915) \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут), что заметно выше чем при сплошной облачности.

Характерно, что в любом случае при преобладании облаков кучевых и кучево-дождевых форм, уменьшение их количества на 10% на спутниковых снимках приводит к резкому нарастанию притока солнечной радиации на площади. Это, видимо, связано с увеличением просветов в облачном массиве и переменном состоянии солнечного диска. Например, при уменьшении количества облаков в элементарном квадрате от 100% до 90% величина суммарной радиации возрастает от $1040 \cdot 10^4$ до $1600 \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут), т. е. на 20% по сравнению с безоблачным небом.

Каких-либо особенностей в притоке солнечной радиации для облачных систем фронта окклюзии или стационарного фронта нет. Все зависит от количества и преобладающих форм облачности.

Таким образом, в соответствии с мощностью облачных систем, в зависимости от активности атмосферных фронтов происходит формирование поля суммарной радиации, поступающей к земной поверхности. Поскольку активность атмосферных фронтов обычно уменьшается от центра циклона к периферии, это изменение про-

является, как правило, в нарастании сумм радиации. К тому же на снимках облачный покров чередуется с областями малооблачной или безоблачной погоды (антициклоны, гребни, размытое барическое поле). Поэтому на границах таких зон суммарная радиация меняется скачком. Эту границу невозможно получить по данным наземной актинометрической сети.

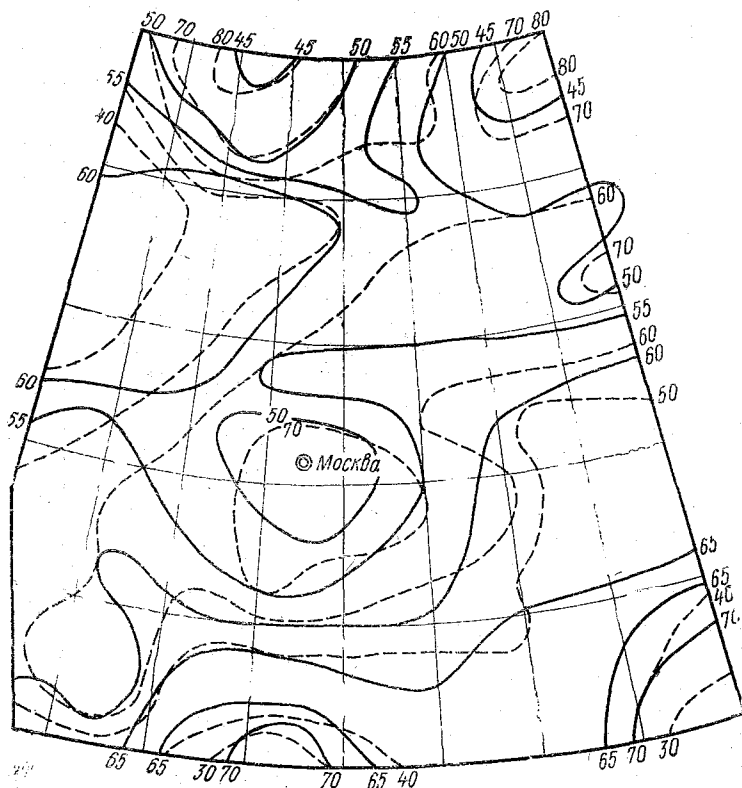


Рис. 1. Распределение суммарной радиации $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ и среднего количества облачности (%). Май 1976 г.

— суммарная радиация; - - - общее количество облаков

За рассматриваемый период общее количество облаков в антициклонах изменялось в пределах 0—40%, всего рассмотрено 113 случаев антициклонического типа погоды. При этом наблюдались в основном отдельные кучевообразные облака с выметами перистых. В таких случаях суммы солнечной радиации максимальные, отношения их к соответствующей сумме радиации при безоблачном небе выше 80%.

Ежедневные карты облачности на спутниковых фотографиях и построенные на их основе поля суточных сумм солнечной радиа-

нии дали возможность получить также и среднее за месяц распределение, во-первых, облачного покрова, и, во-вторых, распределение суммарной радиации. Это дает возможность выяснить особенности пространственной неоднородности в поле солнечной радиации у земной поверхности в отличие от средней многолетней (климатологической) картины.

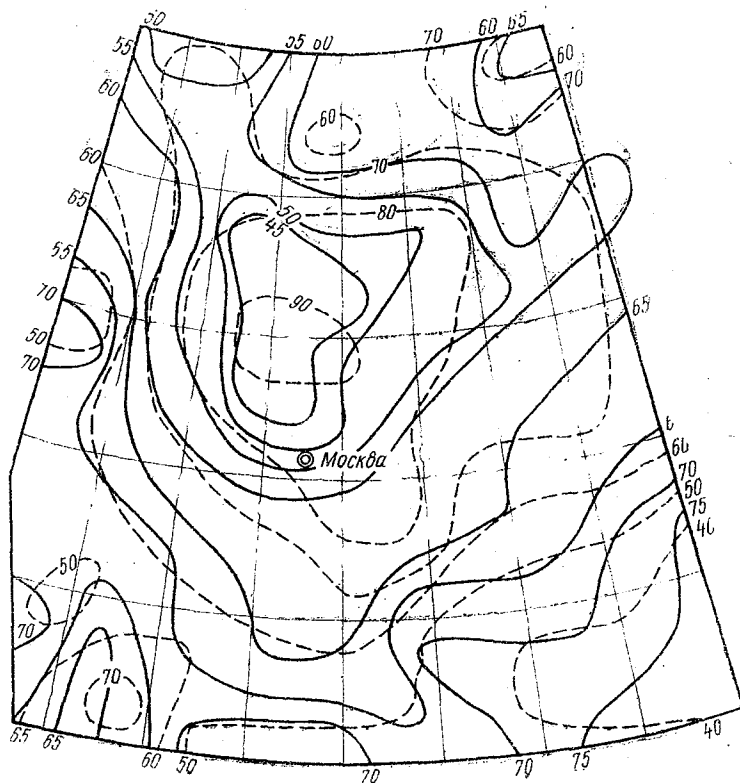


Рис. 2. Распределение суммарной радиации $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ и среднего количества облаков (%). Июнь 1976 г.
(Обозначения см. рис. 1)

Так, в мае по средним многолетним данным вследствие большой продолжительности дня в высоких широтах уменьшение радиации с юга на север отмечается лишь до 65° с. ш., далее к северу месячные величины суммарной радиации возрастают. В мае 1976 г. наблюдалось снижение их в целом по всей территории вплоть до 75° с. ш. Снижение сумм солнечного тепла над Баренцевым морем и северным побережьем связано с самым высоким количеством облачности (в среднем на карте по данным нефанализа снимков 80%). Указанным районам на карте (рис. 1)

соответствуют самые низкие значения месячных сумм радиации, не более 60% от возможного притока за месяц. В то же время на крайнем юго-востоке рассматриваемой территории, где в мае преобладала малооблачная погода, отношение фактических сумм к возможным возрастает до 85%. На приводимом рис. 1 также видно, что в мае 1976 г. в центральных районах Европейской

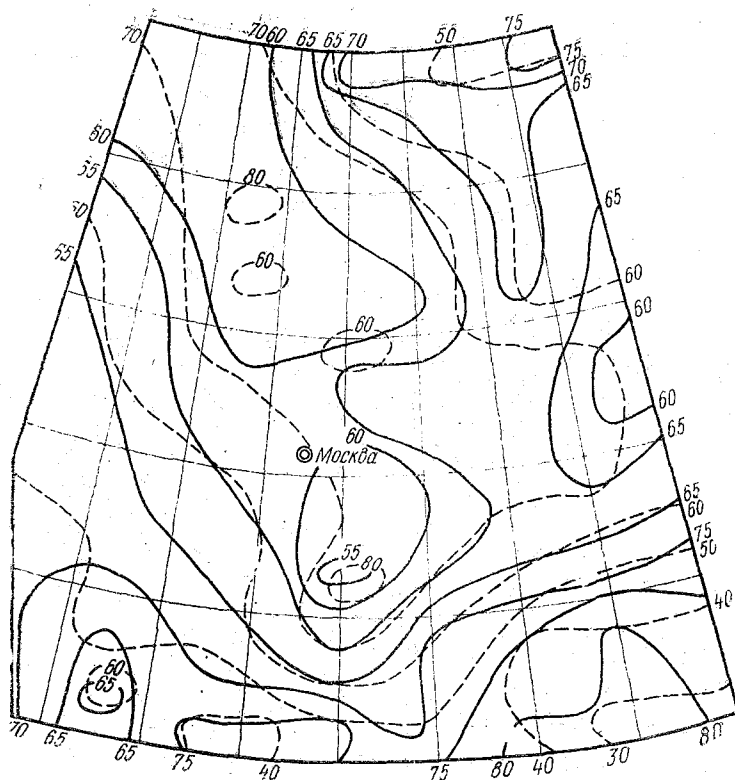


Рис. 3. Распределение суммарной радиации $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ и среднего количества облачности (%). Июль 1976 г.
(Обозначения см рис. 1)

части нашей страны отмечались более низкие (в среднем на 10%) по сравнению с западными и восточными районами суммы радиации. Поэтому изолинии сумм тепла заметно отклоняются от широтного направления. Меридиональный градиент сумм солнечной радиации составляет здесь $1250 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$.

В июне минимум сумм суммарной радиации сместился к северо-западу, где среднее за месяц количество облаков по картам нефанализа спутниковых снимков было равно 90%. Из рис. 2

видно, что наибольшая повторяемость облачности отмечается, как и в мае, в центральных районах. В июле район с минимумом суммарной радиации наблюдался в Воронежской области. В целом по сравнению с предыдущими месяцами поле суммарной

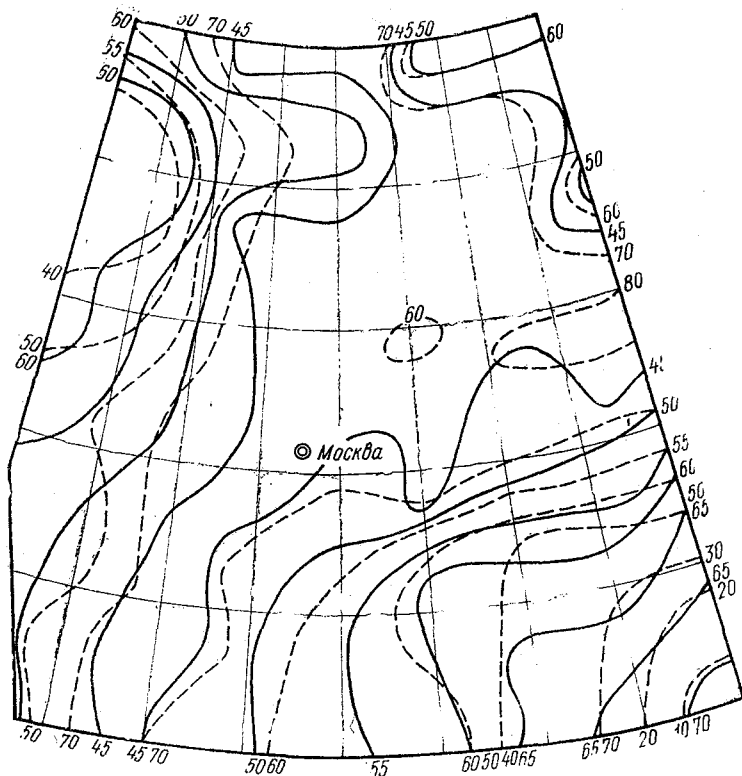


Рис. 4. Распределение суммарной радиации $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ и среднего количества облачности (%). Август 1976 г.
(Обозначения см. рис. 1)

радиации в июле размыто, с минимумом в центре умеренных широт. К северу и югу наблюдается рост суммарной радиации с широтным градиентом, равным $(3500-4500) \cdot 10^4 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес} \cdot \text{град})$ (рис. 2, 3).

В августе поле радиации в центральной части территории становится еще более размытым. Наибольшие градиенты отмечаются на юге и в западных районах. На юго-востоке характер распределения сумм радиации близок к широтному со средним градиентом $2500 \cdot 10^4 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес} \cdot \text{град})$ (рис. 4).

Суточные величины суммарной радиации для различных типов облачных образований
на спутниковых фотографиях (лето 1976 г.)

Облачные системы, наблюдаемые со спутника	Количество облаков (%)	Число случаев (%)	Суммарная радиация, Дж/(м ² ·сут)		
			май	июнь—июль	август
Холодный фронт, теплый фронт, фронт окклюзии, стационарный фронт	90—100	72 76 100 100	(625—1625) · 10 ⁴	(920—1625) · 10 ⁴	(710—1290) · 10 ⁴
Холодный фронт	70—80	28	(1250—1875) · 10 ⁴	(1750—1920) · 10 ⁴	(1375—1500) · 10 ⁴
Теплый фронт	70—80	24	(1080—1875) · 10 ⁴	(1500—1920) · 10 ⁴	(1210—1500) · 10 ⁴
Антициклон, гребень, размытое поле	0—40	100	(1790—2875) · 10 ⁴	(2540—2920) · 10 ⁴	(2000—2290) · 10 ⁴

Мы видим, что в силу особенностей поля облачности в летние месяцы широтное распределение суммарной радиации нарушается, а изолинии даже месячных сумм радиации в западных и восточных областях Европейской территории страны приобретают меридиональное направление. Использование данных спутника об облачном покрове над большими регионами повышает точность определения границ районов с различными структурными характеристиками облачного покрова. Это дает возможность в перспективе оперативно и с достаточной для целого ряда задач точностью получать среднее за различные периоды конкретных лет, а также ежедневные поля общего притока солнечной радиации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авасте О. А., Вайникко Г. М. О влиянии разрешающей способности ТВ камер и радиометров на точность определения количества облаков со спутника. — Метеорология и гидрология, 1973, № 6.
2. Винников К. Я. К вопросу об объективном анализе полей актинометрических величин. — Труды Главн. геофиз. обсерв., 1967, вып. 208, с. 88—95.
3. Гальперин Б. М. Средние значения суммарной солнечной радиации при различной облачности. — Труды Главн. геофиз. обсерв., 1972, вып. 279, с. 55—57.
4. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
5. Несмелова Е. И. Связь поля суммарной радиации у земной поверхности с облачностью на спутниковых фотографиях. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1980, вып. 71.

УДК [551.4+681.883]:[519.251.8+629.78]

Ю. Е. СИДОРОВ (ЛГМИ)

ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ АЭРОКОСМИЧЕСКОМ ЗОНДИРОВАНИИ

1. Введение

Среди многих проблем дистанционного зондирования Земли определенный интерес представляют задачи объективной классификации состояний земной поверхности и оценки ее параметров по данным наблюдений с различных летательных аппаратов (самолетов, вертолетов, искусственных спутников Земли, пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций и др.). Постановка и успешное решение этих задач имеют существенное научное и прикладное значение. Достаточно сказать, что решение задач классификации и оценки параметров земной поверхности

по данным дистанционных наблюдений в различных диапазонах электромагнитного спектра позволит в значительной степени облегчить определение характера и степени воздействия промышленной деятельности человека на природную среду и установить те «опасные» зоны Земли, где необходимо усиление природоохран-ных мероприятий.

Теоретической базой для синтеза систем классификации и оценки параметров земной поверхности является теория статистических решений, дающая единый подход к выбору оптимальных правил обработки случайных сигналов [1]. Постановка задачи выбора статистических решений (задач классификации и оценки параметров) применительно к обработке данных дистанционного зондирования окружающей среды осуществлена в работе [2].

Среди многих проблем синтеза решающих устройств в задачах обработки информации отметим главные, на наш взгляд, и неизбежно возникающие при этом проблемы:

1) проблема априорной информации. Под ней мы подразумеваем проблемы получения и использования имеющейся информации о наблюдаемом объекте или процессе;

2) проблема выбора метода статистического синтеза. Здесь подразумевается выбор того метода синтеза решающего правила (или их сочетания), который при имеющемся объеме априорной информации позволит его оптимизировать;

3) проблема синтеза. Под ней имеется в виду осуществление непосредственно статистического синтеза с помощью выбранного метода. При этом в принципе существуют два основных направления. Первое, более развитое, связано с формальными методами поиска оптимальных решающих устройств [1—4], а второе, еще находящееся в стадии становления, связано как с формальными, так и с неформальными приемами принятия решения, т. е. с включением в схему выбора решения человека [5, 6];

4) проблема статистического прогнозирования. Она является частью проблемы синтеза решающих процедур, ибо есть, по существу, проблема принятия прогностических решений о состоянии и развитии геофизических процессов и объектов;

5) проблема оценки эффективности решающих устройств;

6) проблема имитационного моделирования синтезированных систем.

Последние две проблемы связаны между собой: эффективность синтезированных решающих устройств можно определить как теоретически, так и в процессе проведения имитационного машинного эксперимента.

Рассмотрим каждую из этих проблем с различной степенью полноты, которая определяется рядом факторов, среди которых далеко не последнюю роль играют интерес и научные пристрастия автора этой работы и ограниченность ее объема.

2. Проблема априорной информации

Под априорной информацией в задаче выбора статистических решений понимаются любые сведения, имеющиеся у наблюдателя (статистика) до того, как фиксируются результаты наблюдений и до того, как этот специалист приступит к синтезу (выбору) решающей процедуры [2, 7]. Эти сведения относятся к сигналам, помехам, к типу их взаимодействия и к результатам их наблюдений (чаще всего это данные либо на выходе аналогового устройства, либо устройства дискретного отбора). Соответственно тому, что известно о вероятностных характеристиках сигналов, помех и результатов наблюдений, различают два вида априорной неопределенности: параметрическую и непараметрическую [2].

Естественно, что в зависимости от конкретной ситуации априорные сведения могут быть более или менее полными и это определяет качество решений, выдаваемых статистической процедурой (подробнее об этом можно узнать из работ [2, 7]). Априорная информация не может быть получена иначе, чем через предшествующие наблюдения (измерения) и через предшествующий опыт вообще. В принципе к априорной информации можно отнести научные догадки и гипотезы о каких-либо объектах (явлениях, процессах) реального мира.

3. Проблема выбора метода статистического синтеза

В зависимости от имеющегося объема априорной информации должен быть выбран тот метод статистического синтеза решающего правила, который позволит получить наилучшее решение при заданных технико-экономических ограничениях на реализацию соответствующего устройства. До сих пор этот выбор осуществляется наблюдателем и во многом зависит от его опыта, интуиции и вкусов. Как справедливо отмечается в монографии [8, с. 174], объективный выбор метода оптимизации решающего правила должен быть поставлен на строгую научную основу и в принципе свестись к решению компромиссной системной задачи, заключающейся в определении соответствия между объемом априорной информации, желательной эффективностью решающего устройства и ограничениями технико-экономического характера.

Пока задача объективного выбора метода оптимизации не решена, возможно использование таблицы 2.1 из книги [2, с. 28], из которой видно, при каком уровне априорной информации следует применять тот или иной метод синтеза информационных систем. В работах [9, 10] показано, что к оптимальному решению часто приводит совместное использование некоторых методов.

Необходимо подчеркнуть, что «субъективный» выбор метода оптимизации опытным наблюдателем отнюдь не плох, в большинстве практических ситуаций приводит к оптимальному решению, и еще требуется доказать, что «объективизация» выбора в какой-

либо конкретной задаче привела бы к лучшему (с точки зрения качества) решению. Вне сомнения только то, что описанная выше системная задача интересна в научном отношении, а ее реализация на ЭВМ упростила бы процедуру синтеза и сделала бы ее более быстрой. При этом появляется важная возможность оперативного сравнения различных вариантов синтеза как со статистической, так и с технико-экономической стороны. Иными словами, разработчикам системы принятия решения сразу видно, «что за что покупается».

4. Проблема синтеза

Будем рассматривать только первое направление статистического синтеза, связанное с формальными методами поиска оптимальных решающих устройств. Причем, не имея возможности даже сколь-нибудь бегло осветить хотя бы часть этой проблемы, остановимся только на вопросах синтеза одно- и многоальтернативных правил классификации и оценки параметров данных дистанционного зондирования.

Как известно [2], при аэрокосмическом зондировании наиболее характерна ситуация, когда наблюдатель не располагает полными априорными сведениями о моделях и статистических характеристиках атмосферы и подстилающей поверхности. В связи с этим большую актуальность приобретает проблема оптимального статистического синтеза в условиях априорной неопределенности [2].

Для решения задач классификации и оценки параметров земной поверхности наиболее конструктивными и эффективными являются несмещенные, подобные, инвариантные и непараметрические методы статистического синтеза. Использование этих методов в условиях параметрической и непараметрической априорной неопределенности [2] позволяет получать правила классификации и оценки параметров, устойчивые по отношению к изменениям внешних условий, обладающие максимальной в соответствующих классах правил вероятностью правильного решения и удобные для реализации в высокопроизводительных ЭЦВМ. Эти практически ценные свойства таких правил помогают решить еще сразу несколько проблем: проблему оптимизации решающих устройств в условиях априорной неопределенности, проблему автоматизации процессов классификации и оценки параметров, проблему минимизации объема аппаратуры и проблему стабильности ее работы.

4.1. Одноальтернативные оптимальные решающие правила

В качестве примеров плодотворности использования методов оптимального статистического синтеза правил классификации и оценки параметров в условиях априорной неопределенности рассмотрим задачи синтеза устройств классификации сигналов и траекторий движения объектов при аэрокосмическом зондиро-

вании глубин Мирового океана с помощью радиогидроакустического способа [2]. Выбор этих примеров не случаен, а обусловлен все возрастающим вниманием к океану как к источнику продовольственных и сырьевых ресурсов, имеющему также огромное значение для формирования погоды и климата.

4.1.1. Правило обнаружения сигналов*

Рассмотрим задачу обнаружения флуктуирующего сигнала в виде последовательности импульсов с неизвестными параметрами и законом флуктуаций в шумах с неизвестными распределением и дисперсией. Такая ситуация характерна при обнаружении гидролокационных сигналов взрывного типа на фоне реверберационной и шумовой помех и возможна также при радиолокационном зондировании водной поверхности с борта летательного аппарата. Исходные предпосылки к этой задаче в основном аналогичны принятым в работе [11] для решения сформулированных там трех типов задач обнаружения. Здесь мы рассмотрим случай наблюдения двух участков разрешения по дальности (или по углу) для задачи первого типа в несколько отличной от [11] постановке.

Задачу обнаружения сформулируем как задачу проверки сложной гипотезы H_0 о равенстве распределений величин U_1 и U_2 (сигнала нет, класс помех) относительно сложной альтернативы H_1 ,чески больше другой (сигнал есть либо в первом, либо во втором участке дальности соответственно, т. е. наблюдается класс «сигнал+помеха»).

Проблема проверки этих гипотез инвариантна относительно всех преобразований вида: $U'_1 = g(U_1)$, $U'_2 = g(U_2)$, где $g(\cdot)$ —любая непрерывная и монотонная функция. Максимальным инвариантом относительно этих преобразований служит совокупность рангов величин U_1 и U_2 , взятых как элементы одной выборки [3]. Ясно, что для величин U_1 и U_2 можно указать только два ранговых вектора: первый — $(r_1=1, r_2=2)$ и второй — $(r_1=2, r_2=1)$, где r_1 и r_2 — ранги величин U_1 и U_2 . Если над U_1 и U_2 производится n наблюдений, то среди них имеется n_1 наблюдений, дающих первый ранговый вектор (первый исход) и $n_2 = n - n_1$ наблюдений, дающих второй ранговый вектор (второй исход). Обозначим через $p = (p_1, p_2)$ вероятности этих исходов.

В отсутствии сигнала равновероятно получить первый или второй ранговый вектор и гипотеза $H_0: p = \pi$, где $\pi = (\pi_1, \pi_2) = \left(\frac{1}{2}, \frac{1}{2}\right)$. Если сигнал есть в одном из участков, то альтернатива $H_1: p \neq \pi$ (либо $p_1 > p_2$, либо $p_2 > p_1$, p_1 и p_2 — априорно

* Задача обнаружения есть частный случай задачи классификации, когда число классов равно двум: класс помех и класс «сигнал+помеха».

неизвестны). Таким образом, задача обнаружения свелась к проверке таких непараметрических гипотез, для которых оптимальное правило проверки удастся получить лишь в предположении неограниченного объема наблюдений, т. е. при $n \rightarrow \infty$ [3, гл. 7]. Такое правило будет асимптотически оптимальным.

Последовательностями альтернатив $p_j^{(n)}$, стремящихся к $\pi_j = \frac{1}{2}$ при $n \rightarrow \infty$, $j = 1, 2$, которые отражают наиболее интересные стороны поведения функции мощности состоятельного правила и дают полезную аппроксимацию действительной мощности при больших, но конечных n , являются те, для которых $\sqrt{n}(p_j^{(n)} - \pi_j)$ имеет ненулевой предел, так что $p_j^{(n)} = \pi_j + v_j/\sqrt{n} + R_n$, где $\sqrt{n}R_n \rightarrow 0$ при $n \rightarrow \infty$, $\pi_j = \frac{1}{2}$, $j = 1, 2$ [3].

Пусть $y = (n_1 - n\pi_1)/\sqrt{n} = (n_1 - n/2)/\sqrt{n}$ [3]. При $n \rightarrow \infty$ распределение $p(y)$ стремится к нормальному распределению со средними $E(y) = 0$ для гипотезы H_0 и $E(y) = v_1$ при альтернативе H_1 и с дисперсией $\sigma^2 = \pi_1(1 - \pi_1) = \frac{1}{4}$ в обоих случаях, т. е. к $p(y) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \exp\{-2(y - v_1)^2\}$. Тогда проверяемые гипотезы H_0 и H_1 принимают вид: $H_0: v_1 = 0$, $H_1: v_1 \neq 0$. Равномерно наиболее мощное (РИМ) несмещенное (РНМН) ранговое правило проверки гипотезы H_0 в этой асимптотической модели имеет форму [3]:

$$\Phi(y) = \begin{cases} 1 & \text{при } y < C_1 \text{ или } y > C_2, \\ \gamma_j & \text{при } y = C_j, \quad j = 1, 2, \\ 0 & \text{при } C_1 < y < C_2, \end{cases} \quad (1)$$

где $C = -C_1 = C_2$ (из-за симметричности $p(y)$ относительно точки $y = 0$ при гипотезе H_0) и γ находятся по заданной вероятности α ложной тревоги из условия:

$$\alpha = 2 \int_C^{\infty} p_{H_0}(y) dy; \quad (2)$$

здесь интеграл берется по распределению y при гипотезе $H_0: v_1 = 0$.

Из выражений (1), (2) видно, что полученное правило не зависит от неизвестных распределений принимаемых сигналов и шумов и от их параметров и поэтому определяет (с учетом того, что $y = (n_1 - n/2)/\sqrt{n}$) структуру работоспособного в условиях непараметрической априорной неопределенности обнаружителя. Его блок-схема очевидна и здесь не приводится. Она должна состоять из блоков выделения величин U_1 и U_2 (линейный тракт приемника, линейный детектор); блока ранжирования, в котором про-

исходит сравнение величин U_1 и U_2 и образование их рангов; устройства вычисления $y = (n_1 - n/2)/\sqrt{n}$ и блоков сравнения с нижним и верхним порогами. При превышении нижнего порога принимается решение о том, что сигнал находится в первом участке, а при превышении верхнего порога принимается решение о нахождении сигнала во втором участке. Отметим, что правило справедливо, если подсчитывается число исходов n_2 вместо n_1 .

Функция мощности этого правила может быть вычислена при условии задания конкретных распределений наблюдаемых величин U_1 и U_2 при альтернативе H_1 и будет зависеть только от параметра v_1 .

4.1.2. Правило классификации траекторий движения объектов

Задача классификации (на истинную и ложные) траекторий движения подводных объектов возникает при определении миграции рыбных косяков, крупных морских животных, при слежении за движением айсбергов и т. п. В работе [12] получено РНМН правило классификации траектории объекта в условиях параметрической априорной неопределенности, имеющее вид

$$V = \frac{|R|}{\sqrt{(1-R^2)/(d-2)}} > C_0,$$

$$\mu = 2 \int_C^{\infty} t_{d-2}(v^*) dv^*, \quad (3)$$

где R — выборочный коэффициент корреляции; C_0 — порог; d — объем выборки; μ — вероятность ошибки первого рода; $t_{d-2}(v^*)$ — центральное t -распределение с $(d-2)$ степенями свободы, которому подчиняется статистика $V^* = \sqrt{d-2}R/\sqrt{1-R^2}$ при гипотезе $H_0: \rho = 0$ (ρ — коэффициент корреляции генеральной совокупности). Покажем, что правило проверки сформулированных в [12] гипотез $H_0: \rho = 0$ и $H_1: \rho \neq 0$ может быть получено и с помощью применения принципа инвариантности.

Проблема проверки гипотезы $H_0: \rho = 0$ относительно альтернативы $H_1: \rho \neq 0$ инвариантна относительно следующих групп преобразований выборочного пространства [3]: группы G_1 всех преобразований вида $x_{1i} = ax_{1i} + b$, $x'_{2i} = cx_{2i} + e$, $a > 0$, $c > 0$, $i = \overline{1, d}$, состоящей из подгрупп сдвигов и умножений на константу, и группы G_2 преобразований $x'_{2i} = -x_{2i}$, $x'_{1i} = x_{1i}$. Группы G_1 и G_2 индуцируют соответствующие группы преобразований и в параметрическом пространстве. Эти преобразования можно отождествить с неопределенностью условий подводного наблюдения. Например, группа сдвигов может быть вызвана наличием систематических ошибок измерений координат объекта, а группа умножений — нестабильностью коэффициента передачи канала связи «объект — датчик информации». Максимальным

инвариантом относительно этих преобразований является статистика V из (3).

Отношение плотностей вероятностей $p_{\rho'}(v)/p_{\rho''}(v)$ при $\rho' \neq \rho''$ является неубывающей функцией от V , поэтому [3] существует РНМ инвариантное (РНМИ) правило проверки гипотез H_0 и H_1 с критической областью $|R| \geq C_0$, которая совпадает с критической областью из (3). Это совпадение не случайно, а имеет место в тех случаях, когда РНМИ правило является также РНМ и среди всех почти инвариантных правил и когда РНМН правило единственно (с точностью до множеств меры 0) [3]. В данном случае эти условия выполняются и оба правила — РНМН и РНМИ — совпадают почти всюду.

Итак, совместное использование принципов несмещенности и инвариантности позволило осуществить синтез правила, которое обладает следующими желательными и важными для автоматизации процесса классификации траекторий свойствами: 1) не зависит от априорно неизвестных параметров распределения наблюдаемой выборки; 2) гарантирует вероятность ошибки первого рода μ не выше заданной величины, а порог при этом не зависит от неизвестных параметров; 3) обладает максимальной эффективностью как в классе всех несмещенных, так и в классе всех инвариантных правил; 4) удобно для реализации средствами цифровой техники. Наличие у правила (3) ценного свойства инвариантности делает его еще более устойчивым к изменениям реальных условий наблюдения.

Указанные практически полезные свойства правил (1), (2) и (3) оказываются решающими в преодолении перечисленных в п. 4 проблем, а соответствующие этим правилам устройства могут быть использованы в автоматических цифровых системах обработки аэрокосмической информации в условиях априорной неопределенности.

Следует добавить, что правила (1) и (3) можно рассматривать и как правила оценки параметров v_1 и ρ соответственно.

4.2. Многоальтернативные правила классификации и оценки параметров

До сих пор мы рассматривали ситуации, когда необходимо было вынести одно из двух возможных решений: решение в пользу гипотезы H_0 или в пользу единственной альтернативы H_1 . Вместе с тем существенный интерес представляет проблема принятия решения при наличии $m \geq 1$ возможных альтернатив H_i , $i = \overline{1, m}$. Рассмотрим эту проблему на примере проверки сложных параметрических гипотез, которые можно записать следующим образом:

$$H_0: P^X \in \Psi_{\theta_0, \gamma}^X = \{P_{\theta_0, \gamma}; (X', A); \Omega \times \Gamma; \theta_0 \in \Omega, \gamma \in \Gamma\}; \quad (4)$$

$$H_i: P^X \in \Psi_i^X = \{P_{\theta, \gamma}; (X', A); \Omega \times \Gamma; \theta \in \Omega; \gamma \in \Gamma\}, \quad i = \overline{1, m},$$

где P^X — распределение наблюдаемой выборки X ; X' — выборочное пространство R^n ; A — σ -поле борелевских подмножеств X' ; Ω и Γ — области значений априорно неизвестных полезного параметра θ и мешающего параметра γ . В частном случае, когда решается задача обнаружения [13], параметр θ_0 при гипотезе H_0 равен нулю, и это значение θ является граничной точкой области Ω , ей не принадлежащей. При $\theta=0$ все семейства Ψ_i^X , $i=1, m$, превращаются в $\Psi_{\theta_0=0}^X$. Гипотеза H_0 может говорить о том, что сигнала нет, объект нулевого класса, параметр $\theta = \theta_0$, а альтернативы H_i могут свидетельствовать о наличии того или иного объекта (сигнала) $S^{(i)}$ из конечной совокупности объектов S или о том, что $\theta = \theta^{(i)}$. Отметим, что априорно неизвестными являются также вероятности p_i появления объектов (сигналов) $S^{(i)}$ (при условии, конечно, их существования), $i = 0, m$.

Для оптимизации одноальтернативных правил классификации и оценки параметров наиболее часто используется критерий Неймана—Пирсона (этот критерий был использован нами при решении задач классификации сигналов и траекторий, рассмотренных в пп. 4.1.1 и 4.1.2). Популярность этого критерия вызвана тем, что он удовлетворяет ряду желательных и практически важных при априорной неопределенности свойств, которыми должно обладать решающее правило. Модификацию такого критерия необходимо иметь и в многоальтернативном случае. Для этого в критерии Неймана—Пирсона вероятность правильного решения надо заменить полной вероятностью правильного решения [13]

$$P(\theta; \gamma) = \sum_{i=1}^m p_i P^{(i)}(\theta; \gamma), \quad \theta \in \Omega, \quad \gamma \in \Gamma, \quad (5)$$

где $P^{(i)}(\theta; \gamma)$ — вероятности правильного решения по отношению к отдельным объектам $S^{(i)} \in S$.

Так как в выражение (5) входят априори неизвестные вероятности p_i появления объектов $S^{(i)} \left(\sum_{i=1}^m p_i = 1 \right)$, то желательно, чтобы вероятность $P(\theta; \gamma)$ от них не зависела. Это произойдет в том случае, если выполняется равенство: $P^{(i)}(\theta; \gamma) = P^{(j)}(\theta; \gamma)$ при всех $\theta \in \Omega$, $\gamma \in \Gamma$ и любых $i, j = 1, m$ [13].

Многоальтернативное правило классификации и (или) оценки параметров земной поверхности при аэрокосмическом зондировании является оптимальным (РНМ) по некоторому модифицированному критерию Неймана—Пирсона, если при всех $\theta \in \Omega$ и $\gamma \in \Gamma$ выполняются следующие условия:

$$\left. \begin{array}{l} 1) \text{ вероятность } P(\theta; \gamma) \text{ является максимальной;} \\ 2) \text{ вероятность ошибки первого рода } \alpha(\theta_0; \gamma) \leq \alpha; \\ 3) P^{(i)}(\theta; \gamma) = P^{(j)}(\theta; \gamma), \quad i, j = 1, m, \end{array} \right\} \quad (6)$$

где $\alpha(\theta_0; \gamma)$ — вероятность ошибки первого рода (вероятность ложной тревоги, например) при $\theta = \theta_0$ и при данном значении параметра γ , а α — заданное значение этой вероятности.

К сожалению, получить РНМ правило удается редко. Однако можно попытаться сузить класс возможных правил и получить, например, РНМН или РНМ подобное (РНМП) правило.

Многоальтернативное правило δ является несмещенным, если его функция мощности $\beta_{\theta}^{(i)}(i; \theta; \gamma) = E_{\omega}^X[\delta^{(i)}(x)] = P^{(i)}(\theta; \gamma)$ удовлетворяет условиям (сравни с условиями (2.5) в работе [2]):

$$\sum_{i=1}^m \beta_{\theta}^{(i)}(\theta_0; \gamma) \leq \alpha \text{ при всех } \gamma \in \Gamma \text{ и при любом } \theta_0 \in \Omega, \quad (7)$$

$$\sum_{i=1}^m \beta_{\theta}^{(i)}(i; \theta; \gamma) > \alpha \text{ при всех } \gamma \in \Gamma \text{ и } \theta \in \Omega.$$

Здесь $\delta^{(i)}(x)$ — вероятность принятия гипотезы H_i , $i = \overline{1, m}$, при наблюдении $x \in X \subset X'$; $E[\cdot]$ — знак усреднения по распределению $P_{j, \theta; \gamma}^X$; $E_{\omega}^X[\delta^{(i)}(x)]$ — вероятность принятия H_i , $i = \overline{1, m}$, при значении параметра $\omega = (j; \theta; \gamma)$.

Как известно [2], при оптимизации решающего правила класс несмещенных правил удобнее заменить более простым в аналитическом отношении классом подобных правил, функция мощности которых в данном случае должна удовлетворять условию

$$\sum_{i=1}^m \beta_{\theta}^{(i)}(\theta_0; \gamma) = \alpha \text{ при любом } \theta_0 \in \Omega \text{ и при всех } \gamma \in \Gamma. \quad (8)$$

Основанием для такой замены является следующая лемма.

Лемма. Если семейства Ψ_i^X , $i = \overline{0, m}$, таковы, что функция мощности каждого правила $\delta^{(i)}$ непрерывна по θ , γ , и если δ — РНМП правило (т. е. оптимальное по условиям (6) с заменой выражения (2) равенством (8)) с уровнем α , то δ — РНМ по критерию (6) несмещенное правило с тем же уровнем α .

Эта лемма похожа на лемму 1 гл. 4 монографии [3] и используется в работе [13]. Докажем ее, учитывая, что в [13] ее доказательства нет.

Доказательство. С одной стороны, класс правил, удовлетворяющих условию (8), содержит в себе и класс несмещенных правил, что очевидно, так как в условиях (7) есть знак равенства. Следовательно, подобное правило δ равномерно не менее мощное, чем любое несмещенное. С другой стороны правило δ является несмещенным, так как оно равномерно не менее мощное, чем правило $\delta(x) \equiv \alpha$ (любое РНМ правило, если оно существует, оказывается несмещенным, ибо его мощность не может быть меньше мощности правила $\delta(x) \equiv \alpha$ [3]).

Приведенные выше критерий оптимальности, понятия несмещенности и подобия являются обобщением соответствующих по-

нений и модификацией критерия Неймана-Пирсона, которые используются при проверке двух гипотез [2, 3].

Известно [3], что любое РНМН правило обладает свойством допустимости. Это свойство сохраняется и при многоальтернативной ситуации. Оно связано с тем, что РНМ правило, удовлетворяющее условиям 2) и 3) критерия (6) и имеющее в области $\Omega \times \Gamma$ равные или большие (в сравнении с РНМН правилом) значения вероятности $P(\theta; \gamma)$ правильного решения, является несмещенным, поэтому не может превосходить по критерию (6) РНМН правило.

Запись гипотез (4) является частным случаем более общей формулировки задачи:

$$\begin{aligned} H_0: P^X \in \Psi_0^X &= \{f_0(x)\}; \\ H_i: P^X \in \Psi_i^X &= \{f_1(x), \dots, f_m(x)\}, \quad i = \overline{1, m}, \end{aligned} \quad (9)$$

где $f_0(x), f_1(x), \dots, f_m(x)$ — априорно неизвестные условные функции плотностей распределений выборки X объема n , $x \in X$ — возможное значение $X \subset X'$. Пусть $D = \{d_0, d_1, \dots, d_m\}$ — множество всех решений, $B = \{B_i\}_{i=0}^m$ — какое-либо разбиение выборочного пространства X' , а $\delta(x) = \{\delta_0(x), \delta_1(x), \dots, \delta_m(x)\}$ — решающая вектор-функция [4], соответствующая этому разбиению, в которой компонента $\delta_i(x)$ — вероятность выбора решения d_i из множества D , если $x \in B_i$ (т. е. вероятность отнесения x к i -му классу при $x \in B_i, i = \overline{0, m}$).

Ввиду случайного характера наблюдаемых при аэрокосмическом зондировании процессов возможна как правильная, так и ошибочная классификация или оценка. Поэтому каждой решающей вектор-функции $\delta(x)$ соответствует матрица $P(\delta) = (P_{ij}(\delta))$, $i = \overline{0, m}, j = \overline{0, m}$, в которой $P_{ij}(\delta) = \int_{X'} \delta_i(x) f_j(x) dx$ — вероятность принятия ошибочного ($i \neq j$) или правильного ($i = j$) решения относительно случайных величин j -го класса с плотностью распределения $f_j(x)$.

Ввиду отсутствия априорной информации о распределениях семейств Ψ_0^X и Ψ_i^X и о плате за неправильные решения целесообразно, как и выше, искать эффективную решающую функцию [14] $\delta^*(x)$, которая бы максимизировала все вероятности принятия правильных решений при заданных вероятностях ошибочных решений, т. е.

$$P(\delta^*) = \max_{\delta \in \Delta} P(\delta) \Big|_{P_0(\delta) \leq \alpha}, \quad (10)$$

где $P(\delta) = \{P_{00}(\delta), \dots, P_{mm}(\delta)\}$ — вектор-функционал условных вероятностей принятия правильных решений; $P_0(\delta) = \{P_{01}(\delta), \dots, P_{m-1, m}(\delta)\}$ — вектор функционал условных вероятностей принятия

ошибочных решений; $\alpha = \{\alpha_{01}, \dots, \alpha_{m-1, m}\}$ — вектор вещественных чисел, задающий ограничения на вероятности $P_0(\delta)$; Δ — множество решающих функций $\left\{ \delta : \sum_{i=0}^m \delta_i(x) \equiv 1, 0 \leq \delta(x) \leq 1 \right\}$.

Отметим, что решающая вектор-функция δ^* называется эффективной, если она удовлетворяет условиям (10) и если не существует другой функции δ , при которой $P(\delta) \geq P(\delta^*)$ [14].

Нетрудно увидеть, что в одноальтернативном случае эффективная решающая функция переходит в процедуру Неймана—Пирсона проверки гипотезы H_0 : « X имеет плотность $f_0(x)$ » против альтернативы H_1 : « X имеет плотность $f_1(x)$ ».

5. Оценка эффективности статистических решающих правил *

При решении задач классификации и (или) оценки параметров часто возможно построение нескольких решающих правил, которые тому или иному исследователю кажутся разумными и эффективными. Такая ситуация встречается не только при дистанционном зондировании земной поверхности; она характерна, например, для задач долгосрочных прогнозов погоды, когда имеется ряд прогностических схем, каждая из которых претендует на лучшую. Поэтому возникает проблема объективной оценки способности различных правил к принятию решения.

Одним из объективных критериев качества статистических решающих правил, позволяющих оценить их эффективность, является критерий максимума среднего количества информации, содержащегося в используемом правиле δ относительно исследуемого процесса S , характеризуемого $m+1$ состояниями $s_0, \dots, s_m$ и их априорными распределениями $p_0, \dots, p_m$ [2, с. 7].

Как известно [18], среднее количество информации

$$\begin{aligned} I(\delta, S) &= \sum_{j=0}^m \sum_{k=0}^m P\{s_j \text{ и } d_k\} \ln \frac{P\{s_j \text{ и } d_k\}}{p_j P\{d_k\}} = H(S) - H(S|\delta) = \\ &= H(S) - \sum_{k=0}^m P\{d_k\} H(S|d_k), \end{aligned} \quad (11)$$

где $H(S) = - \sum_{j=0}^m p_j \ln p_j \geq 0$ — энтропия процесса S , являющаяся характеристикой априорной неопределенности состояний исследуемого процесса; $H(S|d_k) = - \sum_{j=0}^m P\{s_j|d_k\} \ln P\{s_j|d_k\} \geq 0$ — условная энтропия процесса S после принятия решений d_k ;

* Проблему принятия прогностических решений здесь рассматривать не будем, отослав пока читателя к работам [15, гл. 2; 16, 17], материал которых можно использовать для прогнозирования геофизических процессов.

$$\begin{aligned}
H(S|\delta) &= \sum_{k=0}^m P\{d_k\} H(S|d_k), \quad 0 \leq H(S|\delta) \leq H(S); \quad P\{s_j|d_k\} = \\
&= \frac{p_j}{P\{d_k\}} \int \dots \int_{X_k} W_n[(x_1, \dots, x_n) | s_j] dx_1, \dots, dx_n; \quad P\{d_k\} = \\
&= \sum_{j=0}^m p_j \int \dots \int_{X_k} W_n[(x_1, \dots, x_n) | s_j] dx_1, \dots, dx_n; \quad x_1, \dots, x_n - \text{вы-}
\end{aligned}$$

борка $W_n[\cdot]$ — условная функция распределения выборочных значений; X_k — одна из областей, на которые разделяется пространство выборок [2].

Наилучшим решающим правилом естественно считать то, которое доставляет максимум информации $I(\delta, S)$. Из выражения (11) видно, что это достигается при минимуме среднего значения $H(S|\delta)$ условной энтропии (или — по терминологии теории информации — ненадежности). Физически это объяснить несложно: чем ближе принятое решение к истине (чем оно правильнее), тем меньше должна быть неопределенность относительно процесса S , т. е. тем меньше $H(S|\delta)$.

Таким образом, правило выбора решения, удовлетворяющее условию

$$\max_{\delta} I(\delta, S) \quad (12)$$

гарантирует наименьшие в среднем потери информации, связанные с процедурой принятия решения.

Наряду с критерием (12) можно использовать другой, более полный, информационный критерий качества, связанный с максимизацией ценности информации [19, гл. 6] при условии, что количество полученной информации не превосходит заданной величины. Этот критерий может быть записан в виде [19]

$$\max_{P(z|x), P(\delta|z)} [R_0 - ER(\delta|z)]. \quad (13)$$

Здесь $R_0 = \min_{\delta} \sum_x f(x, \delta) P(x)$ — минимальные средние потери при отсутствии информации на входе решающего устройства ($f(x, \delta)$ — функция потерь); z — сигнал на входе решающего устройства, связанный с x (z , к примеру, может быть результатом декодирования x).

Теория информации позволяет определить минимально достижимый (по различным условным распределениям $P(z|x)$ и $P(\delta|z)$ при наличии информации $I_{xz} \leq I$) уровень потерь $ER(\delta|z) = Ef(x, \delta | (E - \text{знак усреднения}))$. Разность между уровнем потерь R_0 и минимальным уровнем $\min ER(\delta|z)$ определяет максимальную пользу, получаемую от присутствия в сообщении информации, — ценность информации, записанную в виде выражения (13).

Таким образом, согласно критерию (13) решающее правило δ тем лучше, чем меньше потери R при его использовании, т. е. чем меньше $ER(\delta|z)$ и чем, следовательно, больше разность $R_0 - ER(\delta|z)$.

6. Имитационные машинные эксперименты в задачах классификации и оценки параметров

При создании систем обработки аэрокосмической информации важным этапом является экспериментальная проверка решающих правил (и соответствующих устройств) с целью определения их эффективности в условиях, приближающихся к реальным. В принципе такая проверка возможна либо с помощью натуральных испытаний, либо с помощью физического или математического моделирования. Однако одним из наиболее удачных путей определений эффективности (вероятности правильного решения) систем классификации и оценки параметров следует считать метод имитационного машинного эксперимента [20—23].

В задачах обработки аэрокосмической информации под имитационными машинными экспериментами будем понимать численные методы проведения стохастических измерительных экспериментов на электронных вычислительных машинах с математическими моделями объектов исследования, процессов, явлений и сложных информационных систем. Как правило, наблюдения над такими объектами (явлениями, процессами) или работа систем при проведении имитационных машинных экспериментов происходят в течение длительных временных интервалов и в различных условиях (например, при различных вариантах гидрометеорологической обстановки). Принципиальным отличием имитационного эксперимента от «реального» (натурных испытаний, физического моделирования) является то, что в процессе имитации эксперимент проводится с математической моделью реального объекта, а не с самим объектом или его физическим аналогом.

При проведении имитационного машинного эксперимента различают следующие основные этапы [20]: 1) определение цели эксперимента (формулировка проблемы); 2) формулировка математической модели; 3) составление программы для ЭВМ; 4) оценка пригодности модели; 5) планирование имитационного эксперимента; 6) обработка результатов эксперимента, их анализ и интерпретация. Главными здесь следует считать этапы определения цели экспериментального исследования и выбор математической модели, которая была бы адекватна реальным объектам (явлениям, процессам, системам) и конструктивна (проста, удобна для реализации, экономически оправдана).

В задачах классификации и оценки параметров земной поверхности по результатам аэрокосмического зондирования имитационный машинный эксперимент является чисто стохастической ими-

тацией (или имитацией по методу Монте-Карло). Целью этого эксперимента является оценка эффективности соответствующих устройств. В рассмотренных нами примерах статистического синтеза математическими моделями процессов обнаружения и классификации являются выражения (1), (2) и (3).

7. Заключение

В рамках одной статьи невозможно остановиться на всех проблемах создания оптимальных систем классификации и оценки параметров земной поверхности по данным аэрокосмических наблюдений. Здесь был произведен лишь отбор важнейших, на наш взгляд, аспектов в деле постановки и решения некоторых из этих проблем. В частности, приведенные примеры оптимального статистического синтеза решающих устройств в условиях априорной неопределенности (см. также работы [2, 11, 12, 13, 24])* , столь характерной в реальной обстановке аэрокосмического зондирования, показывают конструктивность примененных методов ее преодоления. Поэтому можно утверждать, что использование мощного аппарата теории статистических решений в сочетании с современными методами имитационного моделирования на ЭВМ третьего и четвертого поколений позволит сделать большой шаг в деле построения эффективных и надежных систем обработки аэрокосмической информации не только о поверхности нашей планеты, но и об окружающей среде в целом.

Появление таких систем явится серьезным вкладом в аэрокосмическую системотехнику — новую самостоятельную область науки, в которой на основе сформулированных критериев качества и показателей технико-экономической эффективности должны решаться задачи анализа и синтеза аэрокосмических систем. Возникновение такой области науки не случайно, а обусловлено все возрастающим вниманием как к методам системного анализа [25], так и к разработке системотехнических проблем вообще; этому способствовало также формирование ряда конкретных системотехнических дисциплин, среди которых можно назвать радиолокационную [26] и гидролокационную [8] системотехнику (по аналогии с определением последней мы дали и наше определение). Под аэрокосмической системой в данном случае будем понимать комплекс средств и методов наблюдения, устройств и механизмов, с помощью которых осуществляется дистанционное зондирование Земли с летательных аппаратов с целью получения разнообразных сведений об интересующих нас объектах, явлениях, процессах и об их свойствах. При этом (как и в [8, с. 176]) под задачами анализа аэрокосмических систем будем понимать определение характеристик эффективности этих

* В работе [24] использован тот же алгоритм из [3], что и в п. 4.1.1, однако в [24] это сделано для конкретных распределений.

систем при заданных вероятностных моделях входных процессов и фиксированных характеристиках системы, или же определение характеристик самой системы при заданных характеристиках эффективности и моделях наблюдаемых процессов. Под задачей синтеза аэрокосмической системы будем понимать оптимальный выбор такого из возможных ее вариантов, при котором показатель эффективности системы достигает максимального значения.

Естественно, что система аэрокосмического наблюдения за земной поверхностью является подсистемой системы аэрокосмического наблюдения планеты в целом, так же, как и гидролокационная система [8, с. 175], например, является подсистемой в системе более высокого порядка — в системе дистанционного зондирования океана. Такая иерархия отношений является отражением иерархической структуры реального мира.

Рассматривая лишь главные из проблем классификации и оценки параметров данных аэрокосмического зондирования земной поверхности, мы руководствовались замечательными словами Семюэля Джонсона [22, с. 234]: «Если, прежде чем начать дело, было бы необходимо найти пути преодоления всех возможных препятствий, которые могут встретиться в ходе его выполнения, то ни одно дело никогда не было бы начато».

ЛИТЕРАТУРА

1. Вальд. Основные идеи общей теории статистических решений. — В кн.: Последовательный анализ. М., Физматгиз, 1960, с. 308—325.
2. Сидоров Ю. Е. Методы статистического синтеза алгоритмов обработки аэрокосмической информации. — Л.: изд. ЛПИ имени М. И. Калинина, 1977. — 75 с.
3. Леман Э. Проверка статистических гипотез. — М.: Наука, 1964. — 498 с.
4. Вальд А. Статистические решающие функции. — В кн.: Позиционные игры. М., Наука, 1967, с. 300—522.
5. Статистические модели и многокритериальные задачи принятия решений. Сборник статей. — М.: Статистика, 1979. — 184 с.
6. Федулов А. А., Федулов Ю. Г., Цыгичко В. Н. Введение в теорию статистически ненадежных решений. — М.: Статистика, 1979. — 279 с.
7. Тарасенко Ф. П. Непараметрическая статистика. — Томск, изд. ТГУ, 1976. — 292 с.
8. Ольшевский В. В. Статистические методы в гидролокации. — Л.: Судостроение, 1973. — 182 с.
9. Сидоров Ю. Е. Совместное использование принципов несмещенности и инвариантности в задачах классификации и оценки параметров с априорной неопределенностью. — Труды Девятой Всесоюзной школы-семинара по статистической гидроакустике. Новосибирск, изд. Института математики СО АН СССР, 1978, с. 118—120.
10. Сидоров Ю. Е. Принципы инвариантности и минимакса в задачах классификации метеорологических наблюдений. — В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. М., Гидрометеиздат, 1978, с. 158—162.
11. Сидоров Ю. Е. Применение теории ранговых критериев в задачах гидролокационного обнаружения с априорной неопределенностью. — Труды Седьмой Всесоюзной школы-семинара по статистической гидроакустике. Новосибирск, изд. Института математики СО АН СССР, 1977, с. 242—253.

12. Сидоров Ю. Е. Оптимальный алгоритм обнаружения траекторий радиолокационных объектов. — Известия вузов СССР. Радиоэлектроника, 1974, т. XVII, № 9, с. 31—35.

13. Богданович В. А. Многоальтернативные несмещенные правила обнаружения сигналов. — Радиотехника и электроника, 1973, т. XVIII, № 11, с. 2294—2301.

14. Фомин А. С. Эффективная решающая функция. — Доклады АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 310—313.

15. Груза Г. В., Гресько П. Д. Статистические методы прогноза перемещения тропических циклонов Атлантического океана. — Л.: Гидрометеониздат, 1977. — 134 с.

16. Теория прогнозирования и принятия решений. — М.: Высшая школа, 1977. — 351 с.

17. Сидоров Ю. Е. Проблемы исследования и имитационного моделирования океана. — В кн.: Акустические методы исследования океана. Л., Судостроение, 1980, с. 131—142.

18. Шеннон К. Математическая теория связи. — В кн.: Работы по теории информации и кибернетике. М., издательство иностранной литературы, 1963, с. 243—332.

19. Математические основы современной радиоэлектроники/И. А. Большаков, Л. С. Гуткин, Б. Р. Левин, Р. Л. Стратонович. — М.: Советское радио, 1968. — 206 с.

20. Машинные имитационные эксперименты с моделями экономических систем/Т. Нейлор, Дж. Ботон, Д. Бердик и др. — М.: Мир, 1975. — 500 с.

21. Ольшевский В. В. Имитационные машинные эксперименты в статистической гидроакустике: модели, алгоритмы, измерения. — Труды Восьмой школы-семинара по статистической гидроакустике. Новосибирск, изд. Института математики СО АН СССР, 1977, с. 138—154.

22. Шеннон Р. Имитационное моделирование систем — искусство и наука. — М.: Мир, 1978. — 418 с.

23. Бусленко Н. П. Моделирование сложных систем. — М.: Наука, 1978. — 399 с.

23. Прокофьев В. Н. Асимптотически оптимальный обнаружитель флуктуирующих сигналов в шумах неизвестной интенсивности. — Известия вузов СССР. Радиоэлектроника, 1971, т. XIV, № 6, с. 626—632.

25. Пэнгл Р. Методы системного анализа окружающей среды. — М.: Мир, 1979. — 213 с.

26. Конторов Д. С., Голубев-Новожилов Ю. С. Введение в радиолокационную системотехнику. — М.: Советское радио, 1971. — 367 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>П. Н. Белов.</i> Параметризация процессов лучистого теплообмена в прогностических и циркуляционных моделях атмосферы .	3
<i>П. Н. Белов, Г. В. Мостовой.</i> Параметризация процесса кучевой конвекции в численных моделях атмосферы .	11
<i>Е. Т. Никонова, Б. Д. Панин.</i> Прогноз траекторий воздушных частиц с помощью прогностической модели по полным уравнениям .	24
<i>Б. Д. Панин.</i> Оценка чувствительности схемы переноса длинноволновой радиации .	31
<i>А. Д. Кузнецов, Н. Г. Кащеева.</i> О повышении надежности данных дистанционного зондирования атмосферы в рамках функционирования аэростатно-спутникового комплекса .	41
<i>Т. Бойлиль, В. И. Воробьев.</i> Типизация синоптических прогнозов Западной Африки .	51
<i>В. А. Ременсон, Л. Г. Шустер.</i> Комбинирование динамико-статистических методов для прогноза метеорологических величин .	62
<i>М. М. Борисенко, А. В. Дикинис.</i> К вопросу прогноза максимальных порывов ветра .	70
<i>Ю. Н. Волконский, В. В. Васильев, А. Ю. Степаненко.</i> Опыт автоматизации локальных прогнозов опасных явлений погоды .	76
<i>Н. А. Лавров.</i> Статистический прогноз температуры воздуха над Северной Атлантикой с использованием предвычисленных карт барической топографии .	81
<i>Ю. Ж. Альтер-Залик.</i> Исследование возможности прогноза раздвоения циркумполярного циклонического вихря в зимней стратосфере северного полушария .	88
<i>Р. П. Репинская.</i> Об учете временной структуры атмосферных процессов в физико-статистических схемах прогноза .	97
<i>В. И. Воробьев, В. С. Фадеев.</i> Некоторые характеристики облачности над акваторией Тихого океана, полученные по данным метеорологических спутников .	104
<i>Т. В. Захарова, Е. И. Несмелова.</i> Особенности пространственного распределения суммарной радиации на Европейской территории СССР летом 1976 г. на основе спутниковой информации об облачности .	115
<i>Ю. Е. Сидоров.</i> Проблемы классификации и оценки параметров земной поверхности при аэрокосмическом зондировании .	123

Межвузовский сборник, вып. 75

**АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН
И ЯВЛЕНИЙ**

Редактор *Т. В. Иващенко*

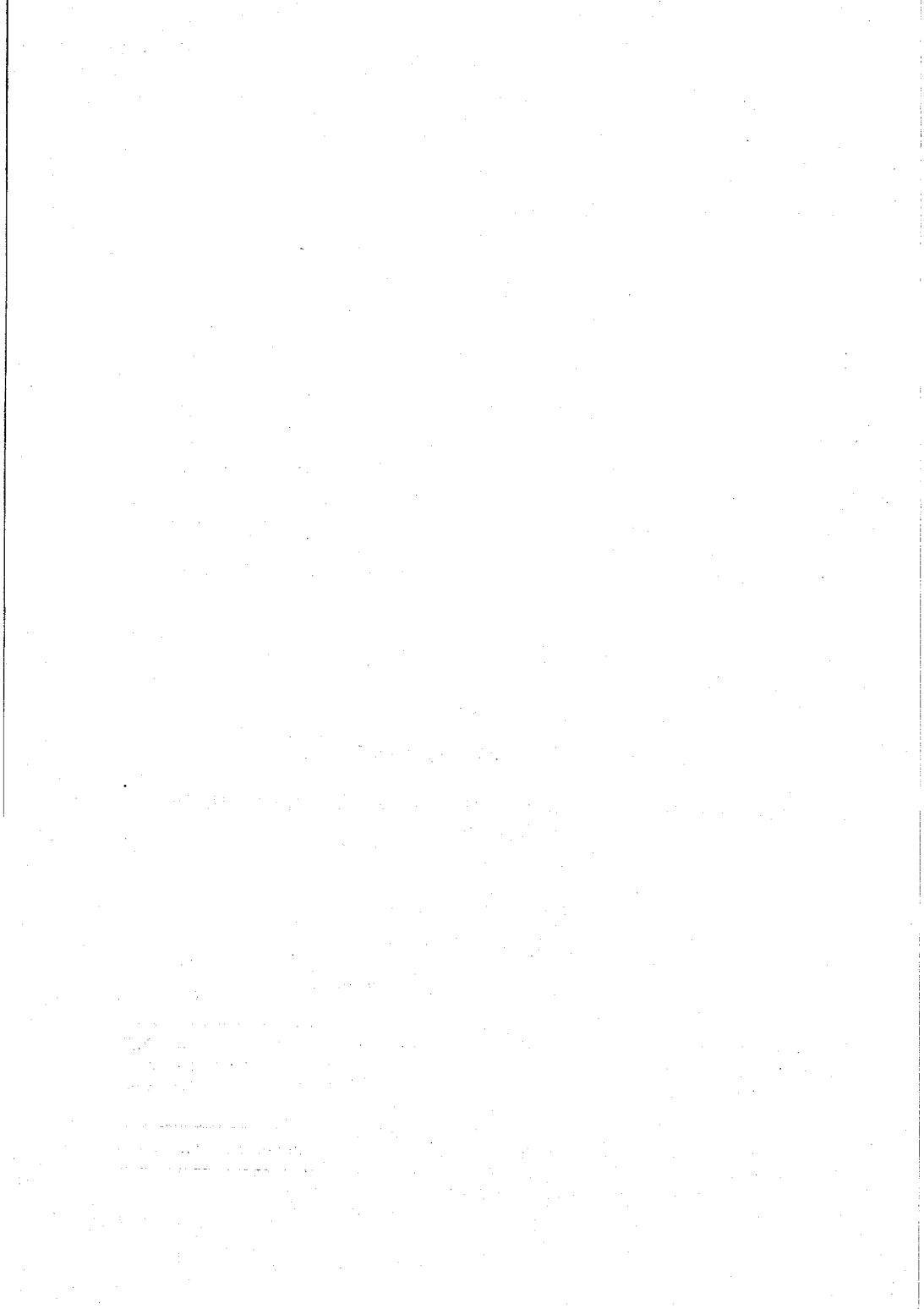
Корректор *Л. В. Ломакина*

Обложка художника *Н. И. Кулагина*

Сдано в набор 3.02.81.	Подписано в печать 31.12.81.	М-14—21705.
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бум. тип. № 2.	Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 9,1, уч.-изд. л. 9,5.	Тираж 500 экз.	Темплан 1981 г., поз. 242.
Зак. 239. Цена 1 р. 40 к.		

ЛПИ имени М. И. Калинина 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВОК ВМФ



УДК. 551.509.313:551.521.3

Параметризация процессов лучистого теплообмена в прогностических и циркуляционных моделях атмосферы. Белов П. Н. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. с (ЛГМИ).

Изложены теоретические основы и методы параметризации процессов лучистого теплообмена.

Библ. 8.

УДК 551.509.313:551.515.4

Параметризация процесса кучевой конвекции в численных моделях атмосферы. Белов П. Н., Мостовой Г. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. с. (ЛГМИ).

Изложены способы параметризации процесса конвекции, применяемые в прогностических и циркуляционных моделях атмосферы. Особое внимание уделено параметризации конвекции при наличии скоплений (ансамбля) кучевых облаков различной протяженности и мощности.

Ил. 2. Библ. 23.

УДК. 551.509.313

Прогноз траекторий воздушных частиц с помощью прогностической модели по полным уравнениям. Никонова Е. Т., Панин Б. Д. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. с. (ЛГМИ).

Рассматривается алгоритм прогноза траекторий воздушных частиц. Приводятся результаты расчетов.

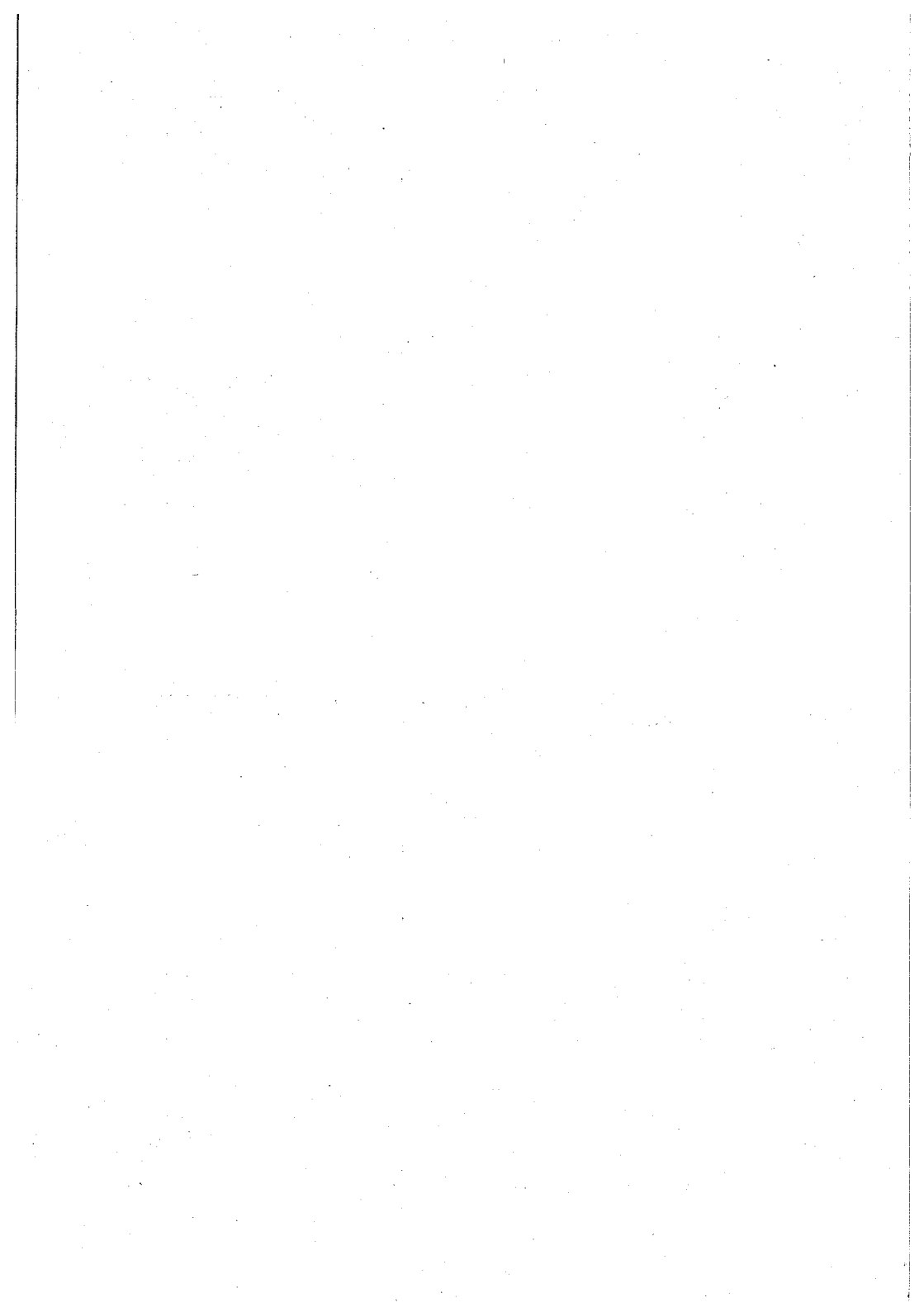
Ил. 2. Библ. 2.

УДК 551.509.313:551.521

Оценка чувствительности схемы переноса длинноволновой радиации. Панин Б. Д. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. с (ЛГМИ).

Выводятся уравнения переноса для потоков восходящей и нисходящей длинноволновой радиации в форме, удобной для анализа вариации потоков в зависимости от вариаций тех параметров, которые могут быть рассчитаны с помощью прогностических или циркуляционных моделей. Приводятся оценки чувствительности для потоков и притоков.

Табл. 2. Библ. 6.



О повышении надежности данных дистанционного зондирования атмосферы в рамках функционирования аэростатно-спутникового комплекса. Кузнецов А. Д., Кашеева Н. Г. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 41 (ЛГМИ).

Рассмотрена возможность уточнения данных дистанционного зондирования атмосферы в рамках функционирования аэростатно-спутникового комплекса на примере восстановления высотного профиля удельной влажности. Показано, что прямые измерения удельного содержания водяного пара на уровнях полета метеорологических аэростатов при наличии априорной статистики приводят к заметному уменьшению исходной неопределенности в задании высотного распределения водяного пара, а их совместное использование с данными радиационных измерений на МИСЗ — к существенному повышению точности дистанционного зондирования характеристик влагосодержания атмосферы.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 12.

Типизация синоптических процессов Западной Африки. Бойлиль Т., Воробьев В. И. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 51 (ЛГМИ).

Рассматриваются результаты объективной (машинной) типизации синоптических процессов Западной Африки методом ранжирования матрицы евклидовых расстояний. Анализируются особенности барико-циркуляционного режима при основных типах синоптических процессов в характерные месяцы сезонов.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 5.

Комбинирование динамико-статистических методов для прогноза метеорологических величин. Ременсон В. А., Шустер Л. Г. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 62 (ЛГМИ).

Рассматривается возможность использования прогностических полей геопотенциала изобарической поверхности АТ-850 при разработке прогнозов погоды физико-статистическими методами. Последовательность комбинирования динамических и физико-статистических методов рассматривается на примере использования цепей Маркова для прогноза количества облаков. В качестве предикторов исходного состояния берутся две градации облачности и дифференциальные характеристики синоптических процессов. Обучающая выборка для построения матриц условных переходов разбивается на ряд классов в зависимости от типов барических образований и направлений переноса воздушных масс. Показана возможность повышения оправдываемости прогнозов метеоэлементов, если пользоваться матрицами условных переходов для синоптических процессов, классифицируемых с помощью методики объективной типизации. Такую типизацию можно проводить как по фактическим, так и по прогностическим картам. Приведены уравнения для оценки изменения вероятностей состояний системы для бинарных переменных, которые удобны для прогнозирования с использованием ЭВМ автоматизированных систем метеобеспечения.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 15.

1. The first part of the report deals with the general situation of the country and the position of the various groups. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The second part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

2. The second part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The third part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

3. The third part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The fourth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

4. The fourth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The fifth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

5. The fifth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The sixth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

6. The sixth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The seventh part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

7. The seventh part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The eighth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

8. The eighth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people. The ninth part of the report deals with the various groups and their activities. It is a very good summary of the situation and gives a clear picture of the country and its people.

УДК 551.509

К вопросу прогноза максимальных порывов ветра. Борисенко М. М., Дикинис А. В. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 70 (ЛГМИ).

Предлагается способ расчета наиболее вероятных значений максимальных порывов ветра по прогнозируемым значениям его средней скорости, а также определения значений максимальных порывов ветра с заранее заданным уровнем обеспеченности. Для северо-западного региона рассматривается пространственное распределение предельных значений порывов ветра.

Ил. 4. Библ. 3.

УДК 551.509.324.3

Опыт автоматизации локальных прогнозов опасных явлений погоды. Волконский Ю. Н., Васильев В. В., Степаненко А. Ю. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 76 (ЛГМИ).

Предлагается устройство для автоматизированной разработки прогнозов опасных для авиации явлений погоды по результатам измерений в пункте прогноза.

Устройство обеспечивает преобразование значений предикторов, полученных с помощью автоматической метеостанции в выходной сигнал, пропорциональный вероятности осуществления в период прогноза погодного явления.

Устройство выполнено в виде приставки к станции КРАМС. Разработка прогноза осуществляется непрерывно в автоматическом режиме по мерам поступления результатов измерений предикторов, кроме того, предусмотрен ручной ввод предикторов.

Вероятность осуществления прогнозируемого явления воспроизводится с помощью аналогового прибора.

В устройстве реализован прогностический алгоритм, основанный на использовании уравнений множественной регрессии.

Прибор обеспечивает определение прогностической вероятности с абсолютной погрешностью не более 1,5%.

Прибор прост в изготовлении и предназначен к использованию в оперативной сети АМСГ.

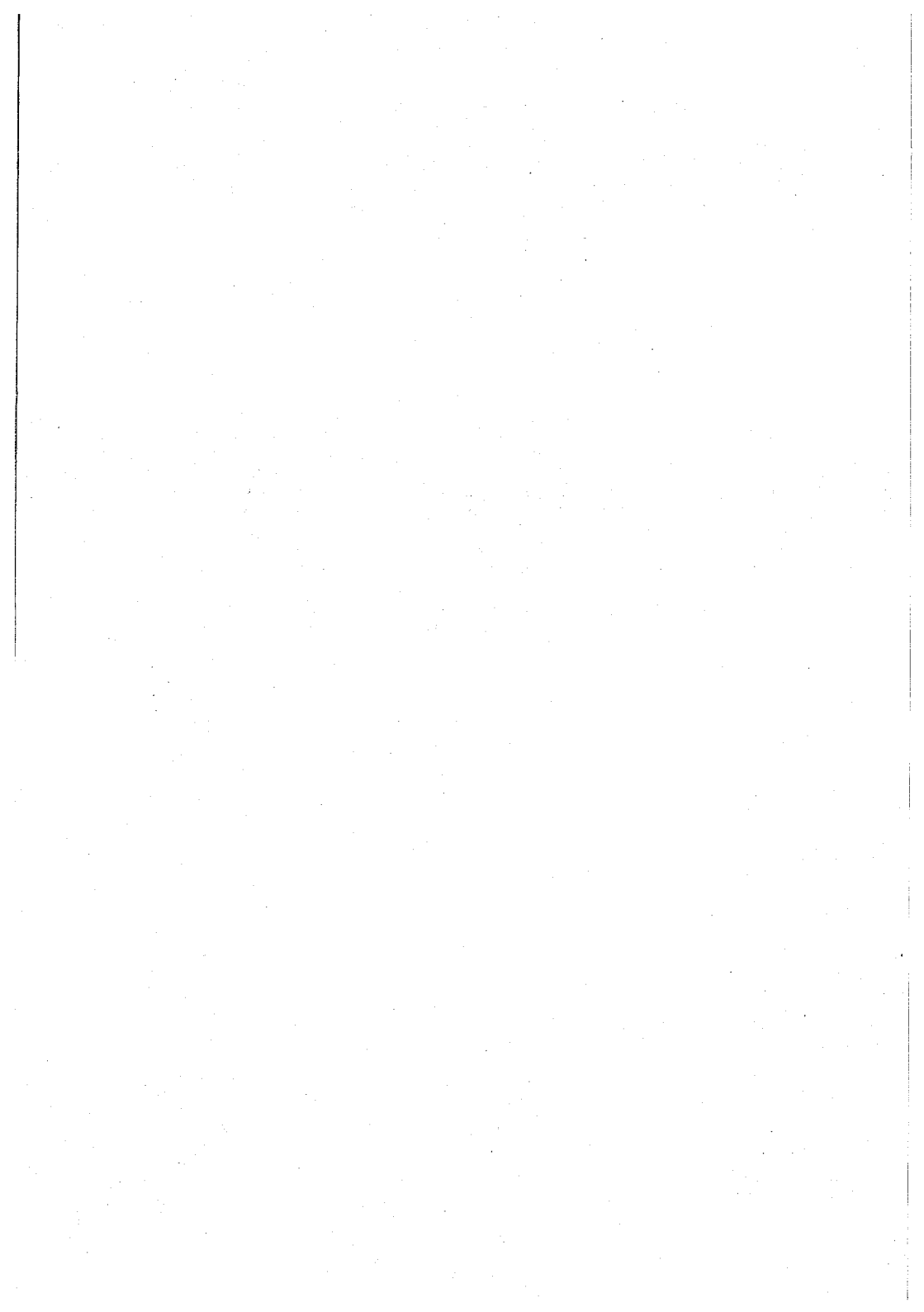
Ил. 2.

УДК 551.509.314

Статистический прогноз температуры воздуха над Северной Атлантикой с использованием предвычисленных карт барической топографии. Лавров Н. А. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 81 (ЛГМИ).

Рассматривается методика статистического прогноза температуры воздуха над океаном с заблаговременностью 24 и 48 ч, учитывающая прогностические данные о направленности и интенсивности воздушных потоков в свободной атмосфере.

Табл. 5. Библ. 6.



УДК. 551.557

Исследование возможности прогноза раздвоения циркумполярного циклонического вихря в зимней стратосфере северного полушария. Альтер-Залик Ю. Ж. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 88 (ЛГМИ).

Исследуется возможность прогноза типовой макросиноптической ситуации в зимней стратосфере, сопровождаемой существенным нарушением зонального характера циркуляции и аномальными стратосферными потеплениями. Диагноз термобарических полей в тропосфере и стратосфере основан на анализе пространственно-временного хода индексов Джонсона, положения и извилистости ПВФЗ, среднего градиента температуры воздуха. По характеру комплекса индексов можно с заблаговременностью 8—10 суток судить о начале процесса расхождения центров в системе циклонического вихря.

Табл. 1. Библ. 7.

УДК 551.509.314

Об учете временной структуры атмосферных процессов в физико-статистических схемах прогноза. Репинская Р. П. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 97 (ЛГМИ).

На основе анализа временных автокорреляционных функций коэффициентов разложения приземных полей ежедневного давления и температуры по ЭОФ показано, что при формировании совокупности предикторов и предиктантов из числа таких параметров для физико-статистического прогнозирования необходимо учитывать время релаксации соответствующих естественных колебаний. Такой подход играет роль фильтра для ложных статистических связей и в какой-то мере позволяет учесть предел предсказуемости атмосферных процессов, имеющих различные пространственные масштабы.

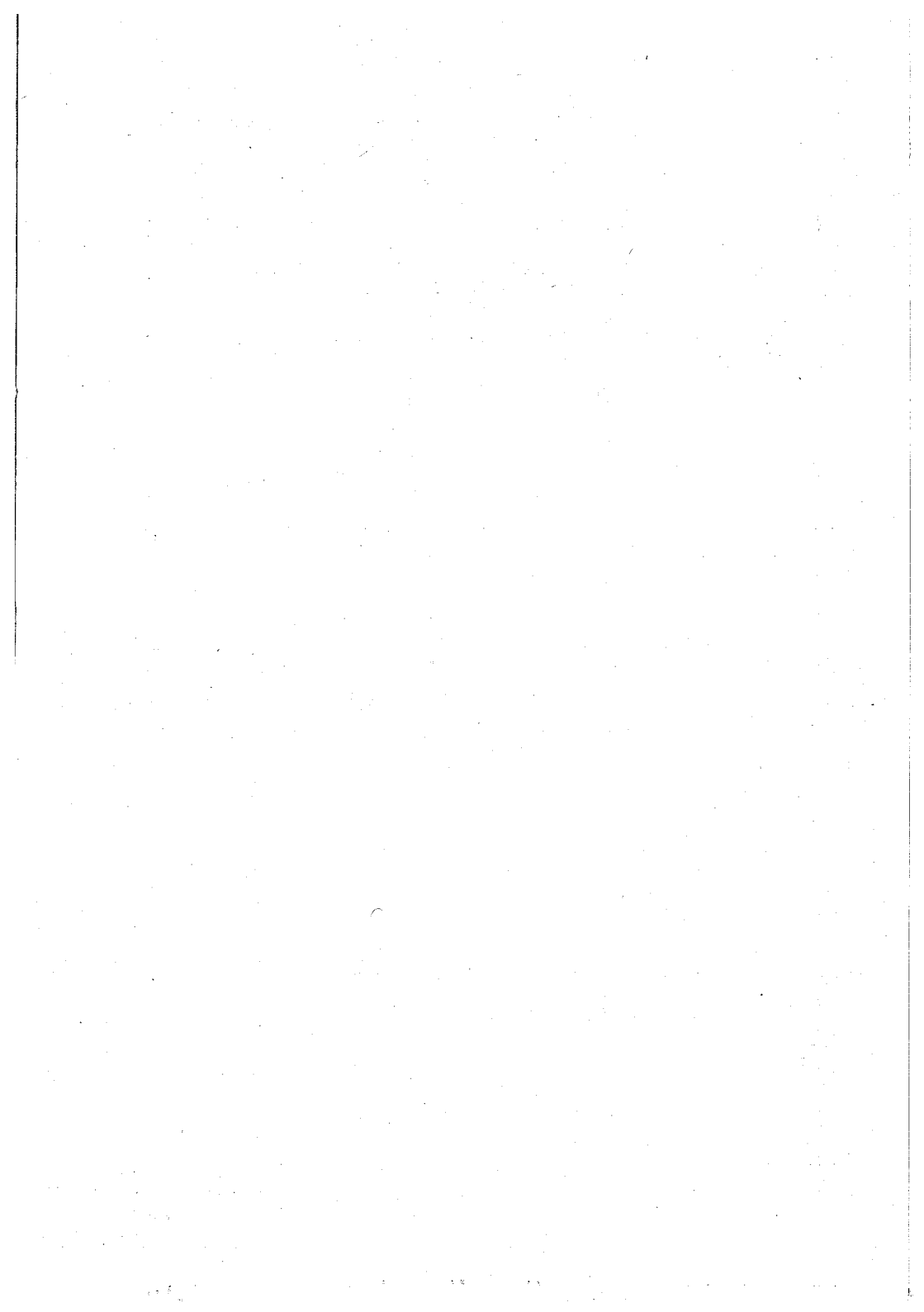
Табл. 2. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 551.507.362.2

Некоторые характеристики облачности над акваторией Тихого океана, полученные по данным метеорологических спутников. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 104 (ЛГМИ).

Приводятся основные результаты статистической обработки ежедневных спутниковых данных о количестве облаков над акваторией Тихого океана (северное полушарие) и прилегающими районами материков за зимние и летние месяцы 1965—1971 гг. Анализируются сезонные карты распределения среднего количества облаков и повторяемости двух градаций количества облаков (>65 и $<35\%$).

Ил. 6. Библ. 12.



УДК 551.521.31

Особенности пространственного распределения суммарной радиации на Европейской территории СССР летом 1976 г. на основе спутниковой информации об облачности. Захарова Т. В., Несмелова Е. И. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 115 (ЛГМИ).

Исследуется поле суммарной радиации за летний период 1976 г., рассчитанное с помощью спутниковых фотографий облачного покрова.

Метод дает возможность быстро и с достаточной для практики точностью получать поле суммарной радиации для больших территорий в соответствии с распределением облачности на спутниковых снимках. Приводимые карты позволяют судить об особенностях пространственного распределения общего притока солнечной радиации и выявлять специфику отдельных месяцев или более коротких периодов.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 5.

УДК [551.4+681.883]:[519.251.8+629.78]

Проблемы классификации и оценки параметров земной поверхности при аэрокосмическом зондировании. Сидоров Ю. Е. Межвузовский сборник «Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений», изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 123 (ЛГМИ).

Рассматриваются проблемы оптимального статистического синтеза правил классификации и оценки параметров поверхности Земли по данным дистанционного зондирования с различных летательных аппаратов. Особое внимание уделено синтезу систем в условиях априорной неопределенности, проблеме выбора решения в многоальтернативных задачах и проблеме оценки эффективности решающих правил с помощью информационных критериев. Рассмотрены примеры синтеза устройств классификации сигналов и траекторий движения объектов при дистанционном исследовании Мирового океана. Сформулировано понятие имитационного машинного эксперимента в задачах обработки аэрокосмической информации и приведено определение новой области науки — аэрокосмической системотехники.

Библ. 26.

