

Развитие вычислительной техники позволяет применять в моделях все более высокое горизонтальное и вертикальное разрешение и более точные методы описания физических процессов.

Распределение характеристик земной поверхности — альbedo, параметра шероховатости и др. — имеют пространственную изменчивость несколько сотен метров. В связи с этим явное описание многих физических процессов невозможно даже при горизонтальном шаге сетки порядка 10 км. Поэтому в ряде мезометеорологических моделей применяется система вложенных сеток, в которых наилучшее разрешение по горизонтали составляет от 1 до 5 км. В этом случае проблемой является адекватное описание моделируемых физических процессов.

Характерным примером является включение в модель турбулентных процессов в атмосферном пограничном слое (АПС). В большинстве существующих в мире гидродинамических моделей прогноза погоды высокого разрешения обычно используются методы параметризации АПС, в то время как разработанные модели явного описания процессов в АПС [2, 3, 11] не применяются. Конечно, в подобных моделях необходимо вводить высокое разрешение по вертикали: от 10 м — в приземном подслое до 50 м — в свободном пограничном слое. Это диктуется вертикальным масштабом турбулентных вихрей (масштаб Колмогорова—Прандтля), который изменяется от 2–5 м при слабо развитой турбулентности до 50–60 м при ее интенсивном развитии. Аналогичные проблемы имеют место при моделировании микрофизических процессов, процессов конвекции и др. Использование высокого разрешения по горизонтали ставит проблему описания горизонтальной турбулентности. В этом случае шаги сетки по горизонтали (около 5 км) еще не сравнимы с шагами по вертикали (10–50 м), т.е. описываемая турбулентность остается неизотропной. Однако определение коэффициента турбулентности по горизонтали при шаге сетки 5–10 км является новой проблемой. В качестве подтверждения необходимости высокого разрешения в работе [12] показано, что лишь при существенном улучшении прогноза интенсивных осадков (10–20 мм за 12 ч и более).

Разработанная совместная модель является логическим продолжением реализованных ранее моделей [4, 5, 6, 10], в которых использован переход от использования одномерного пограничного слоя к

Л.В. Беркович, Ю.В. Качёва

СОВМЕСТНАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ И ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ ДЛЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ В ПУНКТАХ

Современный гидродинамический краткосрочный прогноз погоды (ГКПП) в пунктах — это предвычисление полей метеорологических величин на основе достижений геофизической гидродинамики, вычислительной математики и техники и эффективного учета в гидродинамической модели методов параметризации физических процессов. Успешность ГКПП определяющим образом зависит от точности и полноты исходной информации, т.е. от результатов многоэлементного анализа стандартной метеорологической информации. Уровень развития и успешности ГКПП таков, что он стал основным источником прогнозистической информации для прогнозов общего назначения.

Гидродинамический краткосрочный прогноз, рассчитанный с помощью моделей атмосферы разного масштаба, дает детальную по времени прогнозистическую метеоинформацию следующих характеристик и явлений погоды в пунктах: давление, температура, влажность, ветер, облачность и осадки, метель, гололед и др. Потребности оперативной практики в прогнозах температуры воздуха, относительной влажности, скорости и направления ветра, скорости ветра при порывах, количества облачных и конвективных осадков, в прогнозах верхнего, количества облачных и конвективных осадков, в прогнозах турбулентного режима в пограничном слое атмосферы для решения прикладных задач соответствуют современным возможностям науки о прогнозе погоды.

трехмерному, нестационарному АПС. Успешность получаемых прогнозов оценена и приведена в [1, 7, 8, 9].

В данной статье представлены результаты применения уточненных методов описания турбулентных процессов в пограничном слое.

Система уравнений совместной модели атмосферы и пограничного слоя

Ранее в системе уравнений модели пограничного слоя использовалась z -система координат [1, 2, 6]. В совместной модели применяется p -система. Переход от z -системы к p -системе в уравнениях производится с помощью уравнения статики, по формуле:

$$\partial p = -g\rho \cdot \partial z = -\frac{g\rho}{RT} \cdot \partial z,$$

т.е. для любой функции F , которая может обозначать u , v , T , q , b , ε , где u , v — компоненты вектора скорости ветра; T — температура; q — массовая доля водяного пара; b — кинетическая энергия турбулентности; ε — диссипация кинетической энергии турбулентности, выполняются соотношения:

$$\frac{\partial F}{\partial z} = c \cdot \frac{\partial F}{\partial p},$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial F}{\partial z} \right) = c^2 \cdot \frac{\partial}{\partial p} \left(K \cdot \frac{\partial F}{\partial p} \right),$$

где $c = -\frac{g \cdot p}{R \cdot T}$.

Уравнения совместной модели в p -системе имеют вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + A(u) + \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \frac{\partial m^2}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} - f \cdot v =$$

$$= m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} (K_L \cdot D_T) + \frac{\partial}{\partial y} (K_L \cdot D_S) \right] + g \frac{\partial \tau_x}{\partial p}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + A(v) + \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \frac{\partial m^2}{\partial y} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} + f \cdot u =$$

$$= m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} (K_L \cdot D_S) - \frac{\partial}{\partial y} (K_L \cdot D_T) \right] + g \frac{\partial \tau_y}{\partial p}, \quad (2)$$

$$m^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + A(T) - \frac{(\kappa - 1)T}{\kappa} \frac{\omega}{p} = m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} K_L \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_L \frac{\partial T}{\partial y} \right] + \frac{g}{c_p} \frac{\partial Q}{\partial p}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) = m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} K_L \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_L \frac{\partial q}{\partial y} \right] + c^2 \frac{\partial}{\partial p} K \frac{\partial q}{\partial p} + E, \quad (5)$$

$$T = -\frac{p}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial p}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = c^2 \cdot K \cdot \left[\left(\frac{\partial u}{\partial p} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial p} \right)^2 \right] + K_L \cdot (D_T^2 + D_S^2) +$$

$$+ \alpha_T \cdot c \cdot \frac{g}{\theta} K \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} + \alpha_b \cdot c^2 \cdot \frac{\partial}{\partial p} \left(K \cdot \frac{\partial b}{\partial p} \right) - \alpha_\varepsilon \cdot \frac{b^2}{K}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + A(\varepsilon) = \alpha_1 \cdot \frac{\varepsilon}{b} \cdot c \cdot K \cdot \left[\left(\frac{\partial u}{\partial p} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial p} \right)^2 \right] + K_L \cdot (D_T^2 + D_S^2) +$$

$$+ \alpha_4 \cdot c \cdot \frac{\varepsilon}{b} \cdot \frac{g}{\theta} K \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} + \alpha_2 \cdot c^2 \cdot \frac{\partial}{\partial p} \left(K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial p} \right) - \alpha_3 \cdot \frac{\varepsilon^2}{b}, \quad (8)$$

где $A(F) = m^2 \left(u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} \right) + \omega \frac{\partial F}{\partial p}$; m — масштабный множитель

для карты стереографической проекции; $\frac{\partial \tau_x}{\partial p} = c^2 \frac{\partial}{\partial p} K \frac{\partial u}{\partial p}$,

$\frac{\partial \tau_y}{\partial p} = c^2 \frac{\partial}{\partial p} K \frac{\partial v}{\partial p}$ — турбулентные пригоки импульса;

$\frac{\partial Q}{\partial p} = \left(\frac{\partial Q}{\partial p} \right)_T + \left(\frac{\partial Q}{\partial p} \right)_w + \left(\frac{\partial Q}{\partial p} \right)_R + \left(\frac{\partial Q}{\partial p} \right)_T = c^2 \frac{\partial}{\partial p} K \frac{\partial T}{\partial p}$ — турбулентный

приток тепла; $\left(\frac{\partial Q}{\partial p}\right)_w$ — приток тепла за счет конденсации;

$\left(\frac{\partial Q}{\partial p}\right)_R$ — радиационный приток тепла; E — изменение q вследствие крупномасштабной конденсации; K и K_L — коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена соответственно;

$$K = \alpha b^2/\varepsilon - \text{соотношение Колмогорова,} \quad (9)$$

$$K_L = \alpha_L \frac{\Delta s^2}{2} \sqrt{D_T^2 + D_S^2} - \text{соотношение Смагоринского;} \quad (10)$$

$D_T = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$, $D_S = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ — продольная и поперечная составляющие деформации.

Граничные условия по вертикали:

$$\text{при } z = z_0 \quad u = u_0, v = v_0, K \frac{\partial b}{\partial z} = \alpha_0 v_*^3, \varepsilon = \varepsilon_0, p = p_0, T = T_0, q = q_0;$$

$$\text{при } z = H_d \quad u = u_d, v = v_d, T = T_d, q = q_d, K \frac{\partial b}{\partial z} = 0, K \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0;$$

$$\text{при } p = 0 \quad \omega = 0.$$

Здесь t — время; u, v, ω — компоненты вектора скорости ветра вдоль координатных осей x, y, p ; Φ — геопотенциал; ρ — плотность воздуха; p — давление; c_p — теплоемкость при постоянном давлении; f — параметр Кориолиса; g — ускорение свободного падения; z_0 — параметр шероховатости; v_*^* — динамическая скорость; H_d — высота АПС (3 км); ΔS — горизонтальный шаг сетки; Δt — шаг по времени; α с индексами — безразмерные эмпирические константы К-теории турбулентности.

Для численной реализации производных по вертикали используются центральные разности. Введем обозначения для уровней $p + dp, p, p - dp$ через $k - 1, k, k + 1$, тогда

$$\frac{\Delta F}{\Delta z} = c \frac{\Delta F}{\Delta p} = c \frac{F(i, j, k - 1) - F(i, j, k + 1)}{p(k - 1) - p(k + 1)}. \quad (11)$$

Используя (11), запишем:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\Delta F}{\Delta p} \right) &= c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(K \frac{\Delta F}{\Delta p} \right) = c^2 \frac{\left(K \frac{\Delta F}{\Delta p} \right)_{k-1, k} - \left(K \frac{\Delta F}{\Delta p} \right)_{k, k+1}}{p(k-1) - p(k+1)} = \\ &= c^2 \frac{2}{(K(k-1) + K(k)) \cdot \frac{F(k-1) - F(k)}{p(k-1) - p(k)} - (K(k) + K(k+1)) \cdot \frac{F(k) - F(k+1)}{p(k) - p(k+1)}}. \end{aligned}$$

В начальный момент времени вертикальные профили искомого величин восстанавливаются во всех узлах расчетной области по одному номерному стационарному варианту модели пограничного слоя [2] с использованием данных стандартных наблюдений.

В одномерном по вертикальной координате варианте уравнение притока тепла вырождается, и поэтому вместо него задается вертикальный профиль температуры, вид которого определяется следующими внешними для АПС параметрами: скоростью геострофического ветра, стратификацией, параметрами Кориолиса и шероховатости.

Моделирование АПС осуществляется для Северного полушария, боковые граничные условия выбираются в соответствии со схемой прогноза крупномасштабных атмосферных процессов.

В пограничном слое выбраны следующие уровни (в сбар):

$$p = 100.0, 99.5, 99.0, 98.5, 98.0, 97.5, 97.0, 96.5, 96.0, 95.5, 95.0, 94.5, 94.0, 93.5, 93.0, 92.5, 92.0, 91.0, 90.0, 87.5, 85.0, 80.0, 70.0.$$

Уровни в свободной атмосфере (в сбар):

$$p = 50.0, 40.0, 30.0, 25.0, 20.0, 15.0, 10.0.$$

Замыкание системы уравнений модели пограничного слоя основано на К-теории [2, 11], которая является единственным эффективным подходом к определению вертикального и горизонтального коэффициентов турбулентности.

Для определения K применяется гипотеза А.Н. Колмогорова, согласно которой для расчета используются характерный масштаб турбулентных вихрей l и кинетическая энергия турбулентности b :

$$K = \alpha_k l \sqrt{b},$$

а затем вместо уравнения для l вводится уравнение для диссипации кинетической энергии турбулентности ϵ . Таким образом уравнения (7)–(8) представляют « b – ϵ »-замыкание.

Для горизонтального коэффициента турбулентного обмена K_L применяется формула Смагоринского (10).

Таким образом, на основе K -теории турбулентности осуществлено замыкание системы уравнений гидротермодинамики с учетом основных физических механизмов формирования турбулентного перемешивания в трехмерном пространстве.

Анализ полученных результатов расчетов

В табл. 1 и 2 представлены результаты расчета прогноза на 12 и 24 ч профилей температуры, скорости и направления ветра в АПС, коэффициента турбулентности, баланса кинетической энергии турбулентных пульсаций и ее диссипации, полученные по совместной модели по исходным данным 26 августа 2009 г. 00 ч МСВ, г. Москва. Прогноз на 12 ч соответствует времени интенсивного развития турбулентности, а на 24 ч – минимального.

Как видно из таблиц, в дневные часы наблюдаются наибольшие величины K , b , ϵ при максимальной турбулентности в атмосфере. Так, K достигает величины $25 \text{ м}^2/\text{с}$ на высотах 260–300 м, убывая до нулевых значений на высоте 900 м. В результате интенсивного перемешивания ветер в пограничном слое близок по скорости и направлению к геострофическому ветру. При этом стратификация атмосферы в пограничном слое слабонеустойчивая.

В ночные часы при ослаблении турбулентности при устойчивой стратификации турбулентные характеристики принимают наименьшие значения, а угол отклонения приземного ветра от геострофического составляет 20–40 град. Это обусловлено устойчивой стратификацией в ночные часы.

На рис. 1 приведено изменение во времени в течение 48 ч коэффициента турбулентности K на высоте 300 м в г. Ставрополе. График демонстрирует ярко выраженный суточный ход K . Максимальные величины K наблюдаются около 15 ч в оба дня и составляют 37 и $48 \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно.

Таблица 1

Прогноз на 12 ч профилей метеорологических величин и турбулентных характеристик в АПС 12 ч МСВ 26 августа 2009 г., г. Москва

Высота z (м)	t (°С)	θ (К)	Геострофический ветер		Прогностический ветер		Параметры турбулентности				
			U^g (м/с)	V^g (м/с)	U (м/с)	V (м/с)	K (м ² /с)	b (м ² /с ²)	ϵ^*100 (м ² /с ³)		
0	16,0	289,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0	1,5	0,75	2,96	
20	15,8	289,0	1,9	-3,5	331	1,7	-2,9	330	3,2	0,75	1,43
60	15,4	288,9	2,0	-3,5	330	1,8	-3,0	329	6,8	0,75	0,67
100	14,9	288,9	2,0	-3,5	330	1,8	-3,1	329	15,8	0,75	0,28
140	14,5	288,9	2,0	-3,5	330	1,9	-3,1	329	19,8	0,68	0,19
180	14,0	288,9	2,0	-3,5	330	2,0	-3,2	329	22,6	0,63	0,14
220	13,7	288,9	2,0	-3,5	330	2,0	-3,3	329	24,3	0,58	0,11
260	13,3	289,0	2,0	-3,6	331	2,0	-3,4	329	25,3	0,53	0,09
300	13,0	289,1	2,0	-3,6	331	2,1	-3,4	329	25,0	0,47	0,07
350	12,7	289,2	2,0	-3,7	331	2,1	-3,5	329	23,9	0,42	0,06
400	12,5	289,4	2,0	-3,7	331	2,1	-3,5	329	21,9	0,36	0,05
450	12,2	289,6	2,1	-3,7	331	2,1	-3,5	329	19,0	0,31	0,04
500	12,0	289,8	2,1	-3,9	331	2,1	-3,6	330	15,4	0,25	0,03
550	11,7	289,9	2,1	-3,9	331	2,1	-3,6	330	11,4	0,19	0,03
600	11,4	290,1	2,1	-4,0	332	2,1	-3,7	330	7,3	0,15	0,02
650	11,1	290,3	2,2	-4,0	332	2,1	-3,7	331	4,1	0,11	0,02
700	10,8	290,4	1,5	-4,4	342	2,0	-3,8	332	2,3	0,08	0,02
750	10,5	290,5	1,5	-4,5	342	2,0	-3,8	333	1,2	0,05	0,02
800	9,8	290,6	1,5	-4,6	342	1,9	-3,8	333	0,1	0,01	0,01
900	8,6	290,8	1,4	-4,6	343	1,7	-3,7	335	0,0	0,00	0,00
1200	6,9	291,0	1,4	-4,9	344	1,5	-4,0	339	0,0	0,00	0,00
1500	4,9	291,3	1,3	-5,1	345	1,3	-4,9	345	0,0	0,00	0,00
2000	2,7	294,0	1,5	-5,9	346	1,9	-6,9	345	0,0	0,00	0,00
3000	0,5	303,0	2,8	-9,1	343	4,1	-9,8	337	0,0	0,00	0,00

Прогноз на 24 ч профилей метеорологических величин и турбулентных характеристик в АПС 00 ч МСВ 27 августа 2009 г., г. Москва

Высота z (м)	t (°С)	θ (К)	Географический ветер			Протностический ветер			Параметры турбулентности		
			U (м/с)	V (м/с)	dd (град)	K (м ² /с)	dd (град)	K (м ² /с)	b (м ² /с ²)	ϵ^* (100 м ² /с ³)	
0	9,8	282,8	0,0	0,0	0	0,0	0,0	0	0,8	0,57	3,29
20	9,9	283,0	2,7	-0,7	284	3,4	0,4	264	1,6	0,57	1,57
60	10,1	283,7	2,7	-0,7	285	3,4	0,2	267	3,6	0,57	0,71
100	10,3	284,2	2,7	-0,7	285	3,4	0,0	270	9,1	0,57	0,28
140	10,4	284,8	2,7	-0,8	286	3,4	-0,1	272	10,4	0,48	0,17
180	10,6	285,4	2,7	-0,9	287	3,3	-0,3	275	10,2	0,39	0,12
220	10,8	286,0	2,7	-0,9	288	3,3	-0,4	277	9,0	0,31	0,09
260	10,9	286,5	2,8	-1,0	290	3,2	-0,5	279	7,2	0,24	0,07
300	11,0	287,1	2,8	-1,1	291	3,2	-0,7	282	4,9	0,18	0,05
350	11,1	287,6	2,8	-1,1	292	3,1	-0,8	284	2,8	0,13	0,05
400	11,2	288,1	2,8	-1,2	293	3,2	-0,9	286	1,4	0,09	0,05
450	11,3	288,6	2,8	-1,2	294	3,0	-1,0	288	0,8	0,06	0,03
500	11,3	289,1	2,8	-1,4	296	2,9	-1,0	290	0,5	0,03	0,02
550	11,2	289,4	2,8	-1,4	297	2,8	-1,1	292	0,2	0,02	0,01
600	11,1	289,7	2,8	-1,5	298	2,7	-1,2	295	0,1	0,01	0,01
650	10,8	289,9	2,9	-1,6	299	2,5	-1,4	300	0,0	0,00	0,00
700	10,5	290,0	2,4	-2,0	310	2,4	-1,8	307	0,0	0,00	0,00
750	10,0	290,1	2,4	-2,1	311	2,3	-1,9	310	0,0	0,00	0,00
800	9,2	290,2	2,4	-2,2	313	2,2	-2,0	313	0,0	0,00	0,00
800	9,2	290,2	2,4	-2,2	313	2,2	-2,0	313	0,0	0,00	0,00
900	8,2	290,5	2,4	-2,3	315	2,0	-2,2	317	0,0	0,00	0,00
1200	7,0	291,1	2,4	-2,7	319	1,9	-2,6	324	0,0	0,00	0,00
1500	5,8	292,4	2,3	-3,2	324	1,8	-3,5	333	0,0	0,00	0,00
2000	4,5	296,0	2,5	-4,0	328	2,2	-5,0	337	0,0	0,00	0,00
3000	3,4	306,2	3,7	-6,7	331	3,8	-7,1	332	0,0	0,00	0,00

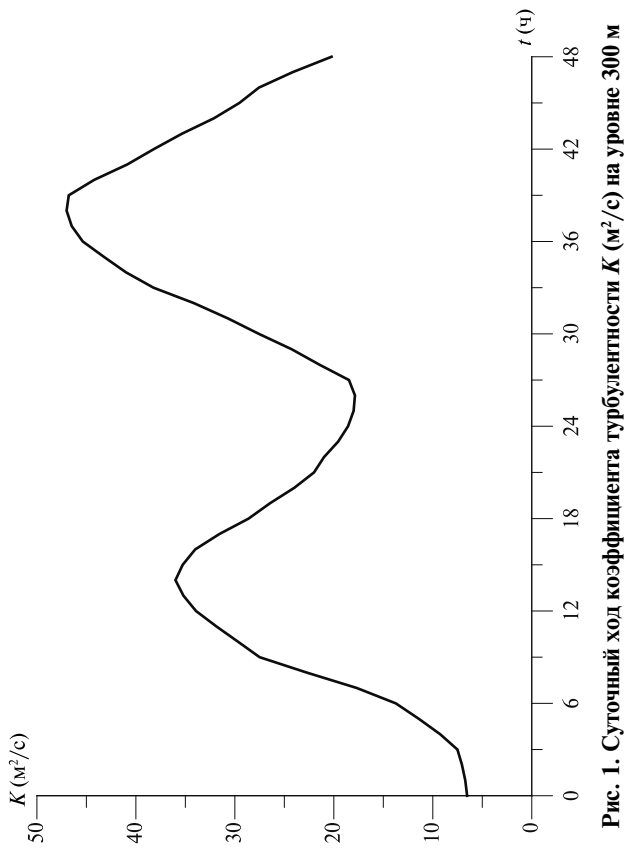


Рис. 1. Суточный ход коэффициента турбулентности K (м²/с) на уровне 300 м в г. Ставрополе

На рис. 2 представлены графики вертикальных профилей K в граничном слое через каждые 6 ч по времени. Из этого рисунка можно видеть, что наибольшая интенсивность турбулентности (максимальные величины K на всех высотах) наблюдается в послеполуденные часы, соответственно, в ночные часы интенсивность турбулентности минимальна.

На рис. 3 представлен прогноз приземного давления для большей части территории Европы на 12 ч МСВ 26 августа 2009 года. В центральной части располагается антициклон с давлением в центре 1020 гПа, на северо-западе и юго-востоке территории – неглубокие ложбины с давлением 1010 гПа. Это обуславливает малооблачную погоду в области антициклона и развитие турбулентных процессов в дневные часы.

На рис. 4 представлен прогноз на 12 ч МСВ поля коэффициента турбулентности K на высоте 300 м. В этот срок K достигает максимальной величины в период интенсивного развития турбулентных процессов – 40–60 м²/с. В сроки 00 и 24 ч МСВ величины K в тех же частях

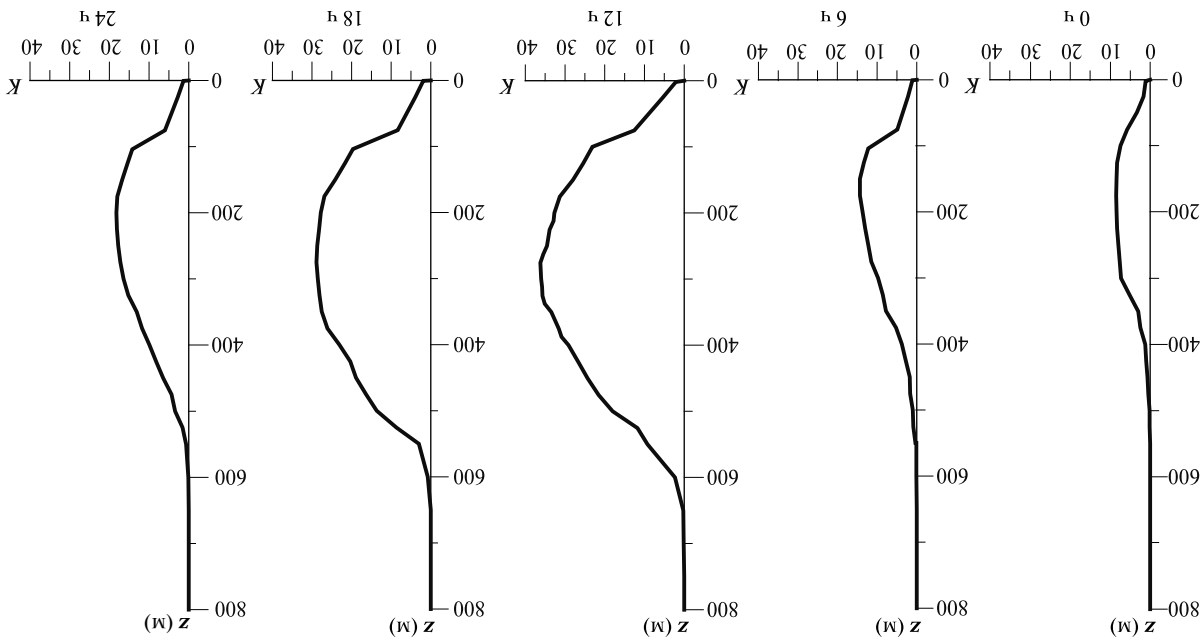


Рис. 2. Суточный ход вертикального профиля коэффициента турбулентности K (m^2/s) в г. Ставрополе

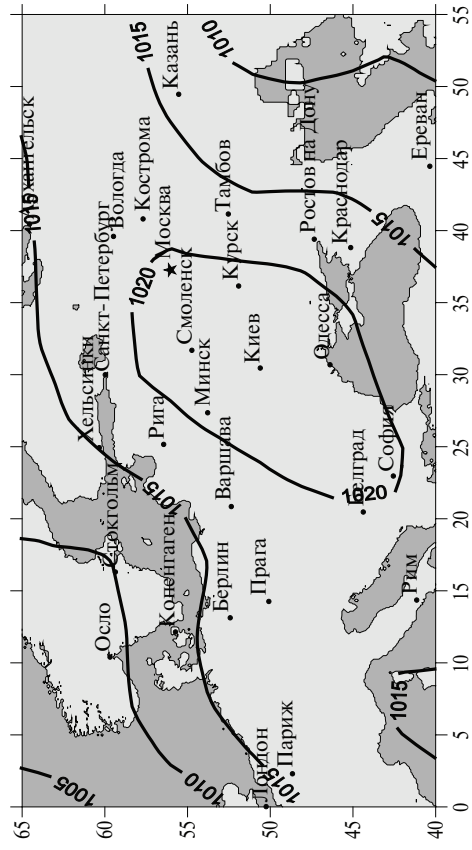


Рис. 3. Прогноз на 12 ч приземного давления P_0 (гПа)

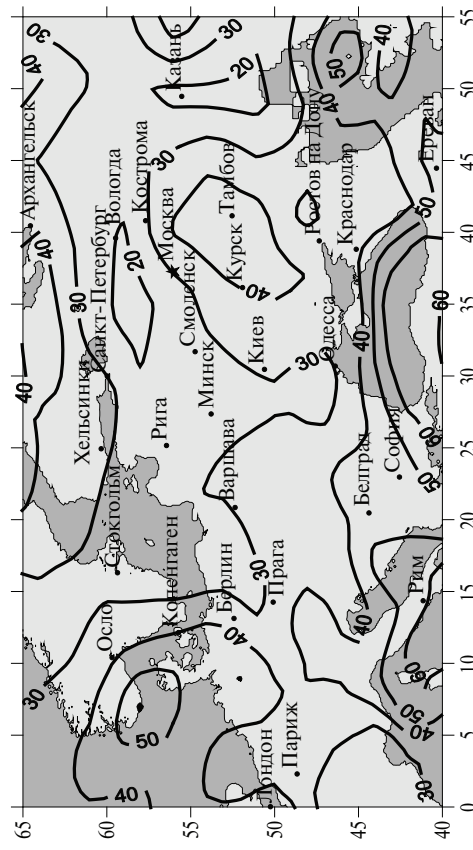


Рис. 4. Прогноз на 12 ч коэффициента турбулентности K (m^2/s) на высоте 300 м

территории равны $5-10 \text{ м}^2/\text{с}$. Особенности распределения поля K заключаются в том, что при скорости геострофического ветра $V_g 10 \text{ м/с}$ и более величина K может достигать $30 \text{ м}^2/\text{с}$ во все сроки.

На рис. 5 приведены поля фрикционных скоростей $\omega_{фр}$ на 12 ч. Эта характеристика существенно зависит от дивергенции ветра в пограничном слое. В рассматриваемой ситуации в дневные часы $\omega_{фр}$ отрицательны (восходящие скорости) и достигают $50 \text{ гПа}/12 \text{ ч}$ и более в области циклонических образований. В области антициклона наблюдаются положительные $\omega_{фр}$ (нисходящие скорости) величиной $20-30 \text{ гПа}/12 \text{ ч}$. Представленное распределение в полях $\omega_{фр}$ согласуется с развитием процессов в пограничном слое. Особенно важен эффект восходящих $\omega_{фр}$, которые существенно влияют на эволюцию облачности и выпадения осадков. Соответственно, нисходящие $\omega_{фр}$ вносят свой вклад в размывание облачности и уменьшение осадков.

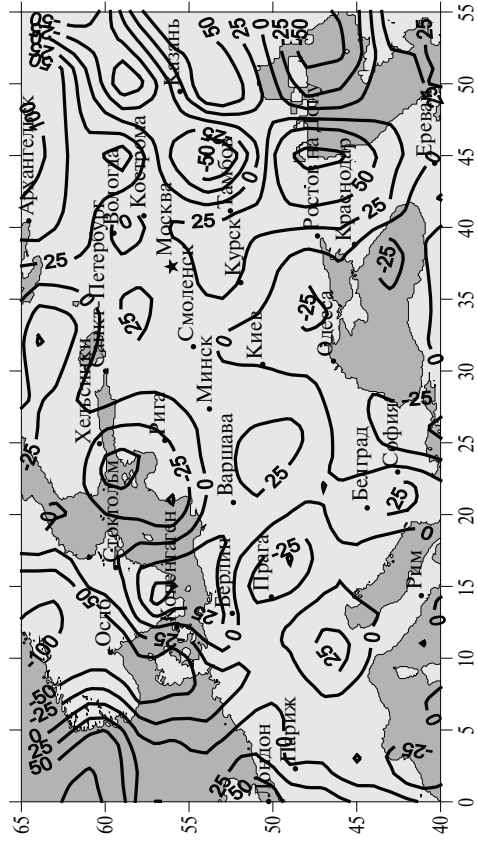


Рис. 5. Прогноз на 12 ч фрикционной скорости $\omega_{фр}$ (гПа/12 ч)

На рис. 6 представлено поле масштаба длины l — вертикального масштаба турбулентных вихрей, а на рис. 7 — поле высоты пограничного слоя $H_{лс}$ в срок 12 ч МСВ 26 августа 2009 года.

Распределение характеристик l и $H_{лс}$ в определенной степени симметрично. Наибольшие размеры турбулентных вихрей наблюдаются

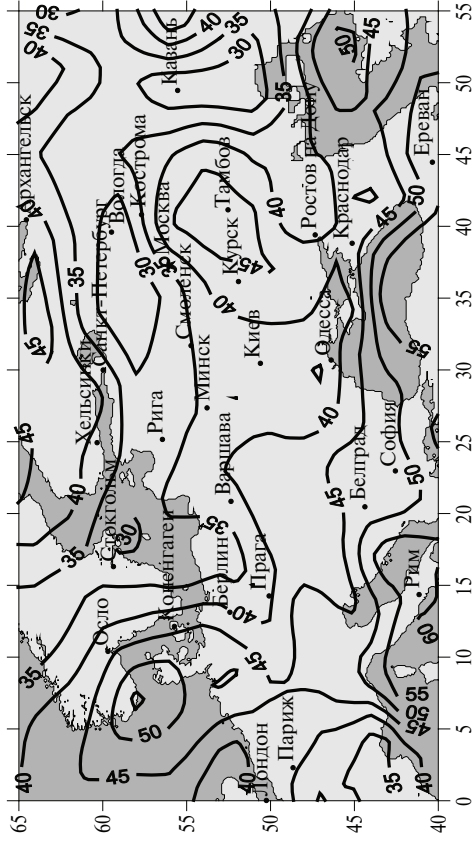


Рис. 6. Прогноз на 12 ч масштаба длины l (м)

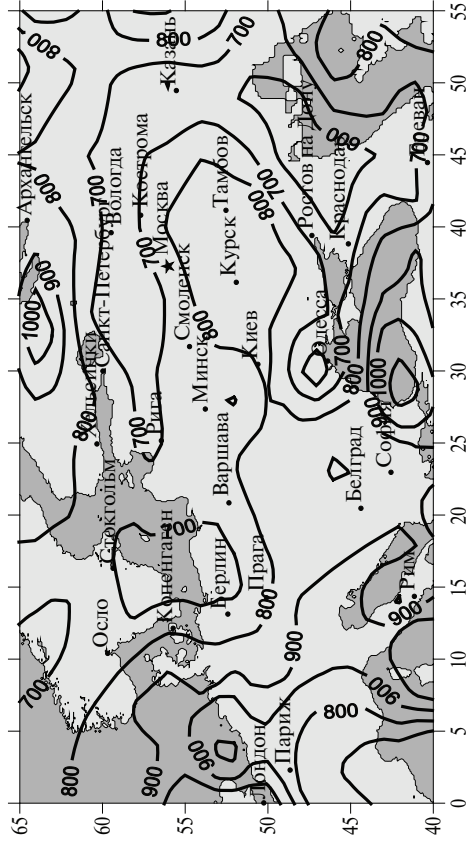


Рис. 7. Прогноз на 12 ч высоты пограничного слоя атмосферы $H_{лс}$ (м)

в тех частях территории, где более интенсивны турбулентные процессы и где обычно отмечается наибольшая высота пограничного слоя. В срок 12 ч МСВ наибольшая величина l составляет 40–60 м, а высота пограничного слоя – 800–1000 м. В сроки 0 и 24 ч МСВ эти характеристики существенно меньше, кроме отдельных частей территории, где сохраняется значительная турбулентность, обусловленная распределением геострофического ветра.

Изложенные в статье расчеты турбулентных притоков тепла, влаги и количества движения позволяют осуществить эффективный учет турбулентных потоков в суммарном балансе неадиабатических эффектов, включенных в совместную модель.

Результаты прогнозов погоды в пунктах с использованием модели атмосферного пограничного слоя представлены в [6].

Эти результаты, полученные на оперативных данных, показывают, что включение в прогностическую модель трехмерной модели АПС позволяет успешно прогнозировать приземные метеорологические величины в пунктах. Применение гидродинамических методов в оперативной работе в Гидрометцентре России является предпосылкой к созданию и внедрению в практику системы детализированного прогноза по времени и пространству метеовеличин и характеристик погоды в пунктах на территории России.

Список литературы

1. Багров А.Н. Сравнительная оценка успешности прогнозов элементов погоды на основе ряда отечественных и зарубежных моделей атмосферы различного масштаба // Информационный сборник № 35. – 2008. – С. 3–20.
2. Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайман В.А. Гидродинамическая модель атмосферного и океанического пограничных слоев // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 7. – С. 40–52.
3. Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайман В.А. Опыт восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя по оперативной метеорологической информации // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 7. – С. 31–42.
4. Беркович Л.В., Белоусов С.Л., Ткачева Ю.В. Краткосрочный гидродинамический прогноз метеорологических величин в пунктах на территории России и прилетающих стран // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 4. – С. 18–32.

5. Беркович Л.В. и др. Оперативный гидродинамический краткосрочный прогноз метеовеличин и характеристик погоды в пунктах // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 2. – С. 14–26.

6. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Оперативный гидродинамический краткосрочный прогноз погоды в пунктах // Метеорология и гидрология. – 2010 (в печати).

7. Горлач И.А., Веселова Г.К., Шаколько Е.Н., Малинская Г.В. Сравнительный анализ оправдываемости прогнозов осадков и температуры воздуха, получаемых на основе рекомендованных к внедрению методов и составленных прогностами-синоптиками по центральный части Европейской территории России, Москве и Московской области // Информационный сборник № 35. – 2008. – С. 21–44.

8. Веселова Г.К., Беркович Л.В. О результатах испытания гидродинамического прогноза облачности по Москве на срок до 42 ч // Информационный сборник № 26. – 2000. – С. 18–22.

9. Веселова Г.К., Беркович Л.В., Шаколько Е.Н. О результатах оперативных испытаний гидродинамического краткосрочного прогноза погоды по Москве на основе полусферной неадиабатической модели атмосферы // Информационный сборник № 25. – 1999. – С. 21–33.

10. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. The hydrodynamic short-range of local weather forecasting // Research Activity in Atmospheric and Oceanic Modeling. – 2003. – N 33. – P. 5.1–5.2.

11. Беркович Л.В., Шнайман В.А., Ткачева Ю.В. Operational forecast of the meteorological and turbulence characteristics of the boundary layer // Research Activity in Atmospheric and Oceanic Modeling. – 2004. – N 34. – P. 5.17–5.18.

12. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Forecast of strong precipitation for locations of the European territory of Russia // Research Activity in Atmospheric and Oceanic Modeling. – 2005. – N 35. – P. 5.3–5.4.