ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. Ю. МЕЛКАЯ

ПРАКТИКУМ ПО КУРСУ "ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ"

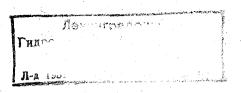
Учебное пособие

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД 1980

Одобрено Ученым советом Ленинградского гидрометеорологического института

Практикум содержит 16 лабораторных работ по основным разделам динамической метеорологии в соответствии с учебной программой. Некоторые работы имеют широкое прикладное значение и могут быть использованы при курсовом и дипломном проектировании, а также в УИРС.



Ирина Юрьевна Мелкая ПРАКТИКУМ ПО КУРСУ «ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ»

Редактор *И. Н. Базилевская* Корректор *Л. В. Ломакина*

M-33814	Сдано в набор 29,	И 80 г.	Подписано к	печати 6/VI 80 г.
Зак. 92.	Формат $60 \times 90^{1}/_{16}$.	Бум а га	тип. № 3.	Тираж 800 экз.
Объем 5.5 п.	л.	Учизд. л. Б	5,6.	Цена 20 к.
Темплан 1980	г., поз. 465.			

Издание ЛПИ имени М. И. Калинина, 195251, Ленинград, Политехническая, 29 Типография ВОК ВМФ

[©] Ленинградский гидрометеорологический институт, 1980.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий лабораторный практикум предназначен для студентов III и IV курса для углубления знаний по динамической метеорологии и выработки навыков самостоятельной работы.

Практикум содержит 16 лабораторных работ по основным разделам динамической метеорологии в соответствии с учебной программой. Лабораторные работы № 14 и 16 имеют широкое прикладное значение и могут быть использованы при курсовом и дипломном проектировании, а также в УИРС.

В каждом задании даются теорепические сведения, необходимые для его выполнения, предлагается рациональный метод решения (аналитический или численный) и порядок выполнения работы. В конце работы приводится основная литература, позволяющая изучить данный вопрос. Необходимые справочные материалы и программы расчета на ЭВМ приведены в приложении.

По исходным данным студент должен выполнить расчеты одного варианта задания и ответить на контрольные вопросы.

В пособие включены лабораторные работы (№№ 1, 4, 5, 13), подготовленые преподавателями кафедры теоретической физики атмосферы и применяемые в течение ряда лет в учебной работе кафедры. Лабораторные работы № 12 и № 16 подготовлены сотрудником НИС'а С. М. Пономаревой на основе научных разработок, проводимых на кафедре. Автор выражает искреннюю благодарность А. В. Исаковой и Е. М. Яковлевой за техническую помощь.

Список основных обозначений

- х, у, г координаты, г вертикальная;
 - \underline{m} масса частицы воздуха;
 - f, f метеорологические харажтеристики индивидуальной частицы и среды соответственно;
- $U,\ V,\ W$ составляющие скорости воздушного потока;
- $G,\, U_g\,,\,\, V_g$ модуль и составляющие скорости геострофического ветра;
 - ρ плотность воздуха;
 - Т, θ абсолютная и потенциальная температура воздуха соответственно;

P, P₀ — атмосферное давление на высоте и у поверхности земли соответственно;

q — удельная влажность воздуха;

 $R, R_n = 1,6 R$ — универсальная газовая постоянная и постоянная водяного пара;

g — ускорение свободного падения;

 $l=2 \omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса;

ω — угловая скорость вращения Земли;

 c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;

L — скрытая теплота парообразования;

и — постоянная Кармана;

 z_0 — шероховатость подстилающей поверхности;

k — коэффициент турбулентного обмена;

$$V_* = \sqrt{\tau/\rho}$$
 — скорость трения;

 $b = V \overline{U'^2 + V'^2 + W'^2}$ — кинетическая энергия турбулентных пульсаций;

 $P_{\scriptscriptstyle T}$ — турбулентный поток тепла у подстилающей поверхности;

 E_0 — испарение с подстилающей поверхности;

 $\gamma_a = \frac{\mathbf{g}}{c_B}$ — сухоадиабатический градиент температуры;

 $\gamma,\ \gamma_q$ — градиент температуры и удельной влажности соответственно;

$$R_0 = \frac{G}{lz_0}$$
 — число Россби;

σ — постоянная Стефана-Вольцмана.

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- 1. Годунов С. К., Рябенький В. С. Введение в теорию разностных схем. М., Физматгиз, 1962. 340 с.
 - 2. Динамическая метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 607 с.
- 3. Задачник по динамической метеорологии, Л., Гидрометеоиздат, 1967. 217 с.
- 4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1976. 876 с.

5. Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1962. 700 с.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1

РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМИКА С УЧЕТОМ ЭФФЕКТА ВОВЛЕЧЕНИЯ

Цель работы

Решение уравнений притока тепла и движения поднимающегося термика. Расчет профилей температуры и кинетической энергии термика и анализ влияния вовлечения и температурной стратификации среды на указанные характеристики.

Теоретические сведения

При подъеме перегретой воздушной частицы-термика происходит вовлечение в частицу окружающего воздуха. Поскольку свойства среды отличаются от свойств термика, то в результате вовлечения изменяется не только масса, но и температура, вертикальная скорость и другие характеристики термика. Если предположить, что приток тепла обусловлен только эффектом вовлечения, то из первого начала термодинамики можно получить следующее уравнение, описывающее изменение с высотой температуры термика:

$$\frac{dT}{dz} + \alpha T = \alpha \overline{T} - \gamma_a, \qquad (1)$$

где $\alpha = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz}$ — коэффициент вовлечения. Он предполагается независящим от высоты.

Уравнение движения термика с учетом вовлечения можно записать в виде:

$$\frac{d}{dt} (m W) - m\beta (T - \overline{T}). \tag{2}$$

Здесь $\beta = \frac{g}{T}$ —параметр плавучести.

Уравнение (2) можно преобразовать к виду:

$$\frac{de_h}{dz} + 2 \alpha e_h = \beta \left(T - \overline{T} \right), \tag{3}$$

где $e_k = \frac{W^2}{2}$ — удельная кинетическая энергия термика.

Порядок выполнения работы

1. Получить решение линейного уравнения (1) для политропной атмосферы $\overline{T}(z) = \overline{T}_0 - \overline{\gamma} z$, используя граничное условие

$$T(z)/_{z=0}=T_0.$$

2. С помощью полученного выражения для T(z) решить уравнение (3) при следующем граничном условии $e_h(z)/z=0=0$.

3. Из общего решения получить формулу для $e_k(z)$ без учета

эффекта вовлечения.

4. Найти уровень, где кинетическая энергия термика достигает максимального значения (с учетом и без учета эффекта вовлечения).

5. Найти величину максимальной кинетической энергии тер-

мика с учетом и без учета эффекта вовлечения.

6. Вычислить профили удельной кинетической энергии при заданных значениях коэффициента вовлечения, температурного градиента среды и построить соответствующий график.

7. Построить вертикальный профиль температуры термика при

тех же условиях.

Контрольные вопросы

1. Как влияет вовлечение на профиль температуры термика? Почему?

2. Изменяется ли сила плавучести под влиянием эффекта во-

влечения:

3. Что такое уровень обращения термика?

- 4. Как зависит уровень обращения от коэффициента вовлечения?
- 5. Когда больше влияет вовлечение на уровень конвекции термика — при большом или малом его перегреве?
 - 6. Как зависят рассматриваемые характеристики термика от стратификации атмосферы?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 57-63.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 2

УЧЕТ ЭФФЕКТА ВОВЛЕЧЕНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

Цель работы

Ознакомление с математическим описанием процессов, приводящих к конденсации водяного пара в условиях вертикальной неустойчивости атмосферы при наличии вовлечения. Расчет уровня конденсации при заданных значениях коэффициента вовлечения и градиентов температуры и удельной влажности в атмосфере.

Теоретические сведения

Поднимающийся за счет начального перегрева термик, попадая в слои низкого атмосферного давления, расширяется. Это сопровождается понижением его температуры. При достаточно большой высоте подъема водяной пар достигает состояния насыщения, после чего начинается конденсация водяного пара, содержащегося в термике. Этот уровень начала фазовых переходов влаги определяет собой нижнюю границу кучевой облачности и называется уровнем конденсации.

Без обмена теплом и влагой между термиком и окружающей средой, т. е. при адиабатическом подъеме, градиент температуры в нем равен сухоадиабатическому ($\gamma_a = g/c_p$), а удельная влажность остается постоянной ($\gamma_a = 0$).

Вовлечение в термик некоторой массы окружающего воздуха вызывает отклонение градиентов температуры и влажности от указанных значений (в ту или другую сторону в зависимости от температурной и влажностной стратификации среды). Известно, что этот процесс можно описать следующими уравнениями:

$$\frac{dT}{dz} + \alpha T = \alpha \overline{T} - \gamma_a, \qquad (1)$$

$$\frac{dq}{dz} + \alpha q = \alpha \overline{q}. \tag{2}$$

Для простоты будем принимать, что температура и удельная влажность среды меняются линейно с высотой, т. е.

$$\overline{T}(z) = \overline{T}_0 - \overline{\gamma} \cdot z, \tag{3}$$

$$\overline{q}(z) = \overline{q}_0 - \overline{\gamma}_q \cdot z, \qquad (4)$$

где
$$\overline{\gamma} = -\frac{\partial \overline{T}}{\partial z}$$
, $\overline{\gamma}_q = -\frac{\partial \overline{q}}{\partial z}$ известны.

 $lpha=rac{1}{m}rac{dm}{dz}$ — коэффициент вовлечения не зависит от высоты.

В качестве граничных условий для уравнений (1) и (2) используем, например,

$$T(z)/_{z=0} = T_0, \quad q(z)/_{z=0} = q_0.$$
 (5)

Решение линейных дифференциальных уравнений (1) и (2) с учетом граничных условий (5) дает

$$T(z) = \overline{T}(z) + \Delta T_0 e^{-\alpha z} + \frac{\overline{\gamma}}{\sigma} (1 - e^{-\alpha z}), \tag{6}$$

$$q(z) = \overline{q}(z) + \Delta q_0 e^{-\alpha z} + \frac{\overline{\gamma_q}}{\alpha} (1 - e^{-\alpha z}). \tag{7}$$

Здесь

$$\Delta T_0 = T_0 - \overline{T}_0$$
, $\Delta q_0 = q_0 - \overline{q}_0$.

На уровне конденсации h_k водяной пар достигает состояния насыщения, т. е. его удельная влажность равна насыщающей при данных значениях температуры и давления. Поэтому равенство

$$q(h_h) = q_{\max} [T_h, P_h] = \frac{R}{R_n} \frac{E_{\max} [T(h_h)]}{P_h}$$
 (8)

можно использовать как условие для определения h_k . Выражения для q(z) и T(z) определяются соотношениями (6) и (7). В рам-ках принятого ранее предположения политропности среды (3) барометрическая формула, описывающая изменение давления с высотой (см. [2]), принимает вид:

$$P(z) = P_0 \left(1 - \frac{\overline{\gamma}z}{\overline{T}_0} \right)^{\frac{g}{R_1}}. \tag{9}$$

Порядок выполнения работы

1. По заданным значениям α , ΔT_0 , Δq_0 , γ , γ_q рассчитать по формулам (6) и (7) температуру и удельную влажность в поднимающемся термике как функции высоты.

2. Вычислить по формуле (9) давление воздуха (на тех же высотах).

Принять $P_0 = 1000$ г Па, g = 9.8 м/с², R = 288 дж/кг град.

3. По рассчитанным значениям T(z) и P(z) определить из соотношения (8) профиль максимальной удельной влажности. Принять $R_n = 1,6 R$. Упругость насыщения $E_{\max}(T)$ взять из таблиц (см. [3]).

4. Построить в одном масштабе вертикальные профили q(z) и

 $q_{\max}(z)$.

5. Определить уровень конденсации как точку пересечения кривых q(z) и $q_{\max}(z)$.

Контрольные вопросы

1. Почему вовлечение ореды влияет на уровень конденсации?

2. Как зависит уровень конденсации от распределения влажности в атмосфере?

3. Влияет ли стратификация влажности в атмосфере на уровень конденсации без эффекта вовлечения?

4. Как изменится вид расчетных графиков q(z) и $q_{\max}(z)$ без

эффекта вовлечения ($\alpha = 0$)?

5. Почему летним днем в период максимального развития облачности вовлечение сказывается лишь на изменении влажности поднимающегося термика?

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Динамическая метеорология, с. 57-63.
- 2. Задачник по динамической метеорологии, с. 130-131.
- 3. Тверской П. Н. Курс метеорологии, с. 91-101.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 3

РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ С УЧЕТОМ ЭФФЕКТА ВОВЛЕЧЕНИЯ

Цель работы

Анализ условий формирования конвективной облачности и расчет температуры и влажности в поднимающемся термике, а также границ кучевого облака и водности в нем.

Теоретические сведения

В условиях конвективной неустойчивости перегретые объемы воздуха — термики — получают возможность подниматься до больших высот. За счет работы расширения происходит постепенное

понижение их температуры до значения, при котором начинается конденсация водяного пара. Выше уровня конденсации подъем термика сопровождается конденсацией содержащегося в нем водя-

ного пара и, как следствие, выделением скрытого тепла.

Без обмена теплом и влагой с окружающей средой температура термика до уровня конденсации уменьшается по сухоадиабатическому закону, а удельная влажность остается постоянной; выше — температура уменьшается влажноадиабатически, а удельная влажность уменьшается с высотой за счет образования жидкой фазы. При этом некоторые термодинамические характеристики влажного термика остаются постоянными, независимо от фазовых переходов. В качестве таких консервативных характеристики используем потенциально-эквивалентную температуру

$$\theta_{\rm n} = \left(T + \frac{L}{c_P} q\right) \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{R}{c_P}} \tag{1}$$

и общее удельное влагосодержание

$$Q = q + \delta. \tag{2}$$

Здесь δ — содержание капельной влаги в единице массы влажного воздуха (водность).

Ниже уровня конденсации водность в термике отсутствует $(\delta = 0)$ и

$$Q = q \tag{2a}$$

есть удельная влажность, а потенциально-эквивалентная температура выражается как

$$\theta_{\rm II} = \left(T + \frac{L}{c_p}Q\right) \cdot \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{R}{c_p}}.\tag{1a}$$

Выше уровня конденсации воздух в термике находится в состоянии насыщения и содержит, кроме того, капли воды. На этой стадии

$$\theta_{\pi} = \left[T + \frac{L}{c_P} q_{\max}(T, P)\right] \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{R}{c_P}}, \tag{16}$$

$$Q = q_{\text{max}}(T, P) + \delta. \tag{26}$$

Напомним, что

$$q_{\max}(T, P) = \frac{R}{R} \frac{E_{\max}(T)}{P}, \qquad (2B)$$

а $E_{\max}(T)$ — упругость насыщения при температуре T приведена в таблице (см. работу [2]).

Вовлечение некоторой массы окружающего воздуха в поднимающийся термик приводит к изменению рассматриваемых консервативных характеристик термика согласно уравнениям:

$$\frac{d\theta_{\pi}}{dz} = -\alpha (\theta_{\pi} - \overline{\theta}_{\pi}) = \alpha (\overline{\theta}_{\pi} - \theta_{\pi}), \qquad (3)$$

$$\frac{dQ}{dz} = -\alpha(Q - \overline{Q}) = \alpha(\overline{Q} - Q). \tag{4}$$

Здесь $\alpha = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz}$ — коэффициент вовлечения — характеризует

относительное изменение массы поднимающегося термика. В общем случае он является функцией высоты, но для простоты в дальнейшем заменим его некоторым средним по высоте значением α.

Обработка данных самолетного зондирования показала, что а возрастает с ростом градиента псевдопотенциальной температуры среды, которую в данном случае можно отождествить с потенциально-эквивалентной.

Так, при

$$0 \leqslant -\frac{\partial \overline{\theta}_{\pi}}{\partial z} < 8 \cdot 10^{-3} \text{ K/m}, \qquad \overline{\alpha} = -0.04 \frac{\partial \overline{\theta}_{\pi}}{\partial z}, \frac{1}{\text{m}},$$

а при

$$8 \cdot 10^{-3} \leqslant -\frac{\partial \overline{\theta}_{\pi}}{\partial z} < 10^{-2} \text{ K/m}, \qquad \overline{\alpha} = -0.1 \frac{\partial \overline{\theta}_{\pi}}{\partial z} - 0.3 \cdot 10^{-2}, \ \frac{1}{\text{m}} \cdot \frac{1}{2} = -0.1 \cdot 10^{-2}$$

Уравнения (3), (4) будем решать в предположении, что потенциально-эквивалентная температура и удельная влажность безоблачной среды являются линейными фукциями высоты:

$$\overline{\theta}_{\pi}(z) = \overline{\theta}_{\pi}(0) - \overline{\gamma}_{\theta} z, \qquad (5)$$

$$\overline{Q}(z) = \overline{q}(0) - \overline{\gamma}_{q} z, \tag{6}$$

где
$$\overline{\gamma}_q = - rac{\partial \overline{q}}{\partial z}$$
 , $\overline{\gamma}_{\theta} = - rac{\partial \overline{\theta}_{\Pi}}{\partial z}$.

Выразим $\overline{\gamma}_{\theta}$ через градиенты молекулярной температуры $\overline{\gamma}$ и удельной влажности $\overline{\gamma}_{\alpha}$.

Для случая линейного изменения температуры с высотой (1) можно переписать в виде:

$$\overline{\theta}_{n} = \left(\overline{T} + \frac{L}{c_{p}}\overline{q}\right) \left(\frac{\overline{T}_{0}}{\overline{T}}\right)^{g/\gamma c_{p}} = f(\overline{T}, \overline{q}). \tag{7}$$

Тогла

$$\frac{\partial \overline{\theta}_{n}}{\partial z} = \frac{\partial \overline{\theta}_{n}}{\partial \overline{q}} \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{\theta}_{n}}{\partial \overline{T}} \frac{\partial \overline{T}}{\partial z}$$
 или с учетом (7)

$$\frac{\partial \overline{\theta}_{\Pi}}{\partial z} = -\left(1 - \frac{\overline{\gamma}z}{T_0}\right)^{-g/\overline{\gamma}c_p} \left[\overline{\gamma} + \frac{L}{c_p}\overline{\gamma}_q - \frac{g}{c_p}\frac{\overline{T} + \frac{L}{c_p}\overline{q}}{\overline{T}}\right]. \quad (8)$$

 $rac{\overline{T} + rac{L}{c_P}\overline{q}}{\overline{T}}$ мало отличается от 1

$$\left(\frac{\overline{T} + \frac{L}{c_P} \dot{\overline{q}}}{\overline{T}} = 1 + \frac{2,5 \cdot 10^3 \cdot 10^{-3}}{250} \approx 1\right).$$

Величину $\left(1-\frac{\overline{\gamma z}}{\overline{T_0}}\right)^{-g/\overline{\tau c_P}}$ заменим некоторым средним по высоте значением. Поэтому

$$\overline{\gamma}_{0} = -\frac{\partial \overline{\theta}_{\pi}}{\partial z} = \left(1 - \frac{\overline{\gamma} z_{cp}}{T}\right)^{-g/\overline{\gamma}c_{p}} \left(\overline{\gamma} + \frac{L}{c_{p}} \overline{\gamma}_{q} - \frac{g}{c_{p}}\right)$$
(9)

есть некоторый средний по высоте градиент потенциально-эквивалентной температуры.

Используя в качестве граничных условий значения

$$\theta_{\substack{n \ z=0}} = T_0 + \frac{L}{c_p} q_0, \qquad Q_{\substack{z=0}} = q_0,$$
 (10)

решение уравнений (3), (4) получаем в виде:

$$\theta_{\rm m}(z) = \overline{\theta}_{\rm m}(z) + \Delta \theta_0 e^{-\overline{\alpha}z} + \frac{\overline{\gamma}_{\theta}}{\overline{\alpha}} \left(1 - e^{-\overline{\alpha}z} \right), \tag{11}$$

$$Q(z) = \overline{Q}(z) + \Delta Q_0 e^{-\overline{a}z} + \frac{\gamma_q}{\overline{a}} \left(1 - e^{-\overline{a}z}\right). \tag{12}$$

Здесь

$$\Delta\theta_0 = \theta_{\rm m}(0) - \overline{\theta}_{\rm m}(0) = \Delta T_0 + \frac{L}{c_{\rm p}} \Delta q_0, \quad \Delta Q_0 = q_0 - \overline{q}_0.$$

Расчет значений молекулярной температуры T(z), удельной влажности q(z), водности облака $\delta(z)$ и его границ $h_{\rm H}$, $h_{\rm B}$ (совпадающих с уровнем конденсации и конвекции соответственно) по полученным $\theta_{\rm H}(z)$ и Q(z) из (11) и (12) можно сделать на основании соотношений (1), (1a), (1b), (2), (2a), (2b).

До уровня конденсации

$$\delta(z) = 0, \qquad q(z) = Q(z),$$

$$T(z) = -\frac{L}{c_P} Q(z) + \theta_{\Pi}(z) \left(\frac{P}{1000}\right)^{\frac{R}{c_P}}, \qquad (13)$$

где для политропной атмосферы

$$P = \left(1 - \frac{\overline{\gamma z}}{\overline{T_0}}\right)^{g/R_1^{-}}.$$

Уровень конденсации как высоту, где термик достигает насыщения, можно определить из условия

$$Q(h_h) = q_{\text{max}}(T, h_h). \tag{13a}$$

Для температуры термика выше уровня конденсации из соотношения (16) получаем

$$T(z) = \theta_{\rm m} \left(\frac{P}{1000}\right)^{\frac{R}{c_P}} - \frac{L}{c_P} q_{\rm max} [T(z), z].$$
 (14)

Это трансцендентное уравнение, его удобно решить итерационным методом. Зададим в качестве начального приближения соотношение

$$q_{\text{max}}^{(0)}[T(z), z] = Q(z).$$

Из выражения (14) можно получить первое приближение для $T^{(1)}(z)$. Определим из соотношения (2в) следующее приближение для $q_{\max}^{(1)}\left[T^{(1)}\left(z\right),z\right]$ и из (14) для $T^{(2)}\left(z\right)$. С достаточной степенью точности это приближение $T^{(2)}\left(z\right)$ можно принять за истинное значение температуры.

В облачном термике (выше уровня конденсации) справедливо:

$$q(z) = q_{\text{max}} [T^{(2)}(z), z],$$

И

$$\delta(z) = Q(z) - q_{\max}[T^{(2)}(z), z].$$

Верхняя граница облачности, совпадающая с уровнем конвекции, определяется как высота, где выравниваются температуры термика и среды, т. е. из условия

$$T(h_{\mathrm{B}}) = \overline{T}(h_{\mathrm{B}}).$$

Порядок выполнения работы

1. По заданным значениям Δq_0 , ΔT_0 , $\overline{\gamma}$ и $\overline{\gamma}_q$ определить величины $\Delta \theta_0$, ΔQ_0 , $\overline{\gamma}_{\rm f}$, α .

Принять $z_{cp} = 5$ км.

2. По формулам (11) и (12) на заданных высотах рассчитать Q(z) и $\theta_{\pi}(z)$.

3. Рассчитать профиль температуры T(z), справедливый до

высот ниже уровня конденсации, из соотношения (13).

4. По таблицам (см. [2]) и рассчитанным значениям T(z) определить $E_m(T)$.

5. Из формулы (13а) рассчитать вертикальный профиль

 $q_{\max}(T, z)$.

- 6. Определить уровень конденсации (нижней границы облака) как точку пересечения кривых $q_{\max}(T, z)$ и Q(z), построенных в одном масштабе.
- 7. Рассчитать из соотношения (14) профиль температуры $T^{(2)}$ (z) облака выше уровня конденсации.
 - 8. По формуле (13a) рассчитать $q_{\text{max}} [T^{(2)}(z), z]$.
- 9. Определить уровень конвекции как точку пересечения кривых $T^{(2)}(z)$ и $\overline{T}(z)$, построенных в одном масштабе.

10. Вычислить водность облака и построить график.

11. Изобразить графически вертикальное распределение метеорологических характеристик в атмосфере при наличии кучевого облака для рассматриваемого случая.

Контрольные вопросы

1. Почему устойчивая стратификация атмосферы препятствует развитию кучевой облачности?

2. Влияет ли стратификация атмосферы на вертикальные раз-

меры облака в случае отсутствия вовлечения? Почему?

- 3. Как влияет перегрев термика на положение нижней и верхней границ облака?
- 4. Қақ зависят вертикальные размеры облака от интенсивности вовлечения?
- 5. Зависит ли влияние вовлечения на мощность облачности от температурной и влажностной стратификации среды?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 57-63.

2. Задачник по динамической метеорологии, с. 130-131.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 4

РАСЧЕТ ПОТОКОВ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ ПРИ ЯСНОМ И ОБЛАЧНОМ НЕБЕ

Цель работы

Ознакомление с методом расчета потоков длинноволновой радиации по радиационной диаграмме. Расчет потоков для конкретных условий.

Теоретические сведения

Радиационная диаграмма, предложенная Ф. Н. Шехтер, схематически изображена на рис. 1.

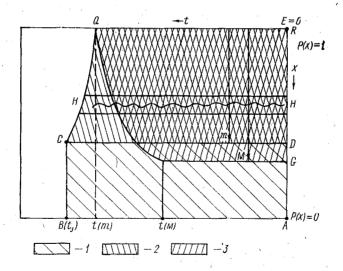


Рис. 1. Схема расчета потоков длинноволновой радиации при ясном небе:

I — излучение земной поверхности; 2 — восходящее излучение инжележаних слоев ятмосферы; 3 — нисхолящее излучение вышележаних слоев атмосферы

По оси абсцисс радиационной диаграммы справа налево отложены значения σT^4 , а цифрами отмечены соответствующие значения температуры t в градусах Цельсия.

По оси ординат отложены значения интегральной функции пропускания p(x), а надписаны соответствующие значения поглощающей массы x. Поглощающие массы возрастают сверху вниз от 0 до ∞ , а интегральные функции пропускания при этом убывают от 1 до 0. Поэтому элемент площади на радиационной диаграмме соответствует приращению потока радиации $S = E \, dP$. Масштабы выбраны так, что 1 см² площади соответствует потоку $0.35 \, \text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \, \text{c}^{-1}$.

В данной работе приняты следующие обозначения:

 $E = \sigma T^4$ — интепральный поток излучения абсолютно черного тела при температуре T;

p(m) — интегральная функция пропускания для потока длинноволновой радиации, аппроксимируемая формулой Шехтер:

$$p(m) = 0.471 e^{-0.696 \sqrt{m}} + 0.529 e^{-8.94 \sqrt{m}}; (1)$$

m, u — эффективная поглощающая масса слоя воздуха отличается от действительной учетом зависимости коэффициента поглощения от давления, а именно:

$$m = \int_{0}^{z} \rho_{n} \frac{P}{P_{cr}} dz = \int_{P_{cr}}^{P} q \frac{P}{P_{cr}} \frac{(-dP)}{g} \approx \frac{1}{P_{cr} g} \sum_{i=0}^{n} \overline{q_{i}} P_{i} (-\Delta P_{i}).$$
 (2)

Пусть М — эффективная поглощающая масса всей атмосферы

$$M = \int_{0}^{\infty} \rho_{\Pi} \frac{P}{P_{cT}} dz = \frac{1}{P_{cT}} \sum_{i=0}^{N} \overline{q_{i}} P_{i}(-\Delta P_{i}), \qquad (2a)$$

$$P_{cT} = 1000 \text{ rHa}; \qquad \overline{q_{i}} = \frac{q_{i} + q_{i+1}}{2};$$

$$\overline{P}_{i} = \frac{P_{i} + P_{i+1}}{2}; \qquad -\Delta P_{i} = P_{i} - P_{i+1},$$

где $n,\ N$ — число слоев от поверхности земли до уровня z и до верхней границы атмосферы соответственно.

Если поглощающую массу (*u*) выразить в г/см², удельную влажность в г/кг, давление в гектопаскалях, то из (1) можно получить следующую расчетную формулу для массы:

$$u = 1,020 \cdot 10^{-6} \sum_{i=1}^{n} \overline{q_i} \overline{P_i} (-\Delta P_i).$$
 (26)

- 1. Расчет потоков длинноволновой радиации при ясном небе.
- а) Восходящий поток на произвольном уровне m(z) выражается следующей формулой:

$$F^{\uparrow}(m) = E(T_3) p(m) + \int_0^m E[T(u)] dp(m-u).$$
 (3)

Первый член описывает излучение подстилающей поверхности, дошедшее до рассматриваемого уровня m(z):

$$\sigma T_3^4 p(m)$$
.

На диаграмме (см. рис. 1) этот член представляет собой площадь прямоугольника ABCD с абсциссой σT_3^4 и ординатой p(m), где m — оптическая макса слоя воздуха от поверхности земли до уровня расчета.

Второй член описывает восходящее излучение нижележащих слоев атмосферы. Для элементарного слоя оно представляется площадью $\sigma T^4(u) dp \ (m-u)$ элементарной полоски H-H с абсциссой от 0 до $\sigma T^4(u)$ и ординатами от p(m-u) до p(m-u-du). Сумма таких полосок дает интеграл от земли до уровня расчета m, для которого p(m-u)=p(0)=1. На диаграмме этот интеграл представляется площадью CQRD (см. рис. 1).

б) Нисходящий поток можно записать в виде

$$F^{\downarrow}(m) = \int_{M}^{m} E[T(u)] d\rho(u - m) \tag{4}$$

и представить на радиационной диаграмме (см. рис. 1) площадью QRG.

в) Результирующий поток (радиационный баланс) выражается следующим образом:

$$F(m) = F^{\uparrow}(m) - F^{\downarrow}(m) = E(T_3) p(m) +$$

$$+ \int_0^m E[T(u)] dp(m-u) - \int_M^m E[T(u)] dp(u-m).$$
 (5)

На рис. 1 это соответствует площади ABCQG.

2: Расчет потоков длинноволновой радиации при наличии облачности.

$$F^{\uparrow}(m) = E(T_{00}) p(m - m_{00}) + \int_{m_{00}}^{m} E[T(u)] dp(m - u),$$
 (6)

$$F^{\downarrow}(m) = E(T_{06}) p(m_{06} - m) + \int_{m_{06}}^{m} E[T(u)] dp(m - u).$$
 (7)

Здесь T_{00} и m_{00} обозначают соответствующие значения температуры и поглощающей массы на границах облачных слоев, ближайших к уровню расчета m (рис. 2).

Для восходящей радиации это верхняя граница нижележащего облака, а для нисходящей— нижняя граница выщележащего облака.

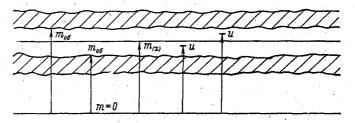


Рис. 2. Схема расчета оптических масс для облачных условий

Если ниже уровня расчета m(z) нет облачных слоев, то восходящий поток оказывается таким же, как и при ясном небе (см. формулу (3)); нисходящий поток при отсутствии вышележащих облачных слоев описывается формулой (4).

На рис. 3 и 4 изображены стратификационные кривые T(u) для уровней расчета m_1 и m_2 , расположенных соответственно ниже и выше облачного слоя, находящегося на уровне m_{00} .

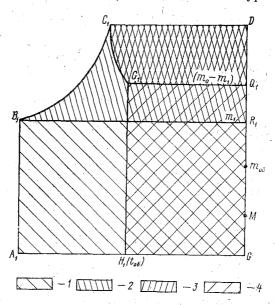


Рис. 3. Схема расчета потоков длинноволновой радиации при облачном небе в подоблачном слое $(0 < m_1 < m_{06})$

1 — излучение земной поверхности;
 2 — восходящее излучение нижележащих слоев атмосферы;
 3 — нисходящее излучение вышележащих слоев атмосферы;
 4 — нисходящее излучение облака, дошедшее до уровня т.

а) Восходящий поток.

Если уровень расчета расположен в подоблачном слое, восходящий поток определяется точно так же, как и при безоблачном небе (площадь $A_1B_1C_1DG$ на рис. 3). В том же случае, когда уровень расчета лежит выше облачного слоя, расчеты восходящего излучения отличаются от расчетов при ясном небе только тем, что роль подстилающей поверхности играет верхняя граница облачности (площадь $A_2B_2C_2DG$ на рис. 4).

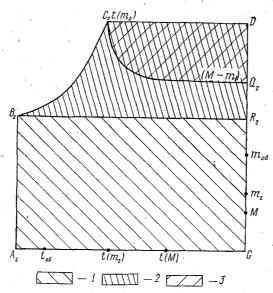


Рис. 4. Схема расчета потоков длинноволновой радиации при облачном небе в надоблачном слое $(m_{06} < m_2 < M)$

I — восходящее излучение облака, дошедшее до уровня m_2 ; 2 — восходящее излучение нижележащих слоев атмосферы; 3 — нисходящее излучение вышележащих слоев атмосферы

б) Нисходящий поток.

Ниже облачного слоя нисходящий поток складывается из нисходящего собственного излучения атмосферы (площадь $C_1DQ_1G_1$ на рис. 3) и излучения облака (площадь $G_1Q_1GH_1$ на рис. 3).

Выше облачного слоя нисходящий поток вычисляется точно так же, как и при ясном небе (площадь $C_2DQ_2C_2$ на рис. 4).

Порядок выполнения работы

1. На основании исходных данных о вертикальном распределении давления и удельной влажности рассчитать эффективные 2*

поглощающие массы слоев воздуха (u) от земли до заданного уровня, а также разности поглощающих масс (m-u) между заданным уровнем расчета и всеми остальными. Пример расчета приведен в табл. 1 (расчетных уровень z=5000 м).

Таблица 1

		1	·	<u> </u>		<u> </u>			i uonugu 1
z _M	<i>Р</i> гПа	t°C	q₁ г/кг *	\overline{q}	P	$-\Delta P$	Δu	u	m-u
225 500 1000 1500 2000 2500 3000 4000 5000 6000 7000 8000 9000 10000	977 946 888 835 784 738 692 608 534 467 407 352 305 262	10,4 8,8 4,0 0 3 - 3 2 - 6,0 - 6,7 -10,2 -15,5 -22,2 -29,5 -37,9 -43,0 -48,7	5,4 5,2 4,3 3,7 3,1 2,9 2,5 1,9 1,2 0,7 0,3 0,2	5,3 4,8 4,0 3,4 3,0 2,7 2,2 1,6 0,95 0,50 0,25 0,15 0,05	962 917 862 810 761 715 650 571 500 437 380 328 284	31 58 53 51 46 46 84 74 67 60 55 47	0,161 0,260 0,186 0,143 0,107 0,091 0,122 0,059 0,032 0,013 0,005 0,002 0,001	0 0,161 0,421 0,607 0,750 0,857 0,948 1,070 1,139 1,171 1,184 1,189 1,191	1,139 0,978 0,718 0,532 0,380 0,282 0,191 0,069 0 0,032 0,045 0,050 0,052
		1 1 1 1				1	1.		

2. На чистом бланке радиационной диаграммы карандашом построить две стратификационные кривые — множества точек с абсциссой T(u) и ординатой (m-u) — для нижележащих слоев или (u-m) — для вышележащих слоев.

3. Вычислить требуемые площади (в см²), полученные значе-

ния умножить на масштабный множитель.

4. Рассчитать нисходящий, восходящий и результирующий потоки длинноволновой радиации.

5. Выполнить аналогичные расчеты для облачных условий (при заданном местоположении облачного слоя).

Контрольные вопросы

- 1. Что такое интегральная функция пропускания? Как она зависит от поглощающей массы и давления? В каких пределах она изменяется?
- 2. Почему в формулу для функции пропускания входит эффективная масса поглощающего вещества?
- 3. Чем объясняется зависимость коэффициентов поглощения от давления?

- 4. Как изменяются с высотой рассматриваемые потоки длинноволновой радиации?
- 5. Как влияет облачность на распределение потоков и притоков длинноволновой радиации в атмосфере?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая матеорология, с, 144-171.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 5

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОФИЛЯ ГЕОСТРОФИЧЕСКОГО ВЕТРА В ТЕМПЕРАТУРНО-НЕОДНОРОДНОЙ ПО ГОРИЗОНТАЛИ АТМОСФЕРЕ

Цель работы

Рассчитать и построить годограф геострофического ветра в пункте, расположенном на широте ϕ , если на приземной синоптической карте изобары расположены на расстоянии Δn_1 см друг от друга, а единичные изотермы проходят под углом α к изобаре и удалены друг от друга на Δn_2 см.

Теоретические сведения

Геострофическим называется стационарное движение, скорость которого определяется равновесием двух сил — силы барического градиента и силы Кориолиса. Модуль геострофического ветра определяется соотношением:

$$G = \frac{1}{\rho l} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} \,. \tag{1}$$

Горизонтальный градиент давления $\frac{\partial P}{\partial n}$, как видно из уравнения

статики, пропорционален горизонтальному градиенту температуры. Для случая линейного падения температуры с высотой — $T(z) = T_0 - \gamma z$ — составляющие скорости геострофического ветра изменяются с высотой по закону:

$$U_{g}(z_{2})-U_{g}(z_{1})=-\frac{g}{lT_{0}}\cdot\frac{\partial T_{0}}{\partial y}\Delta z=U_{T}, \qquad (2)$$

$$V_{g}(z_{2}) - V_{g}(z_{1}) = \frac{g}{lT_{0}} \cdot \frac{\partial T_{0}}{\partial x} \Delta z = V_{r}.$$
 (3)

Здесь члены в правой части есть составляющие вектора термического верта. Модуль термического ветра определяется как

$$G_{\rm r} = \frac{g}{lT_0} \cdot \frac{\partial T_0}{\partial n_1} \, \Delta z. \tag{4}$$

Порядок выполнения работы

- 1. По исходным данным вычислить скорость геострофического ветра у земли G_0 . Плотность воздуха принять равной 1,3 кг/м³. Масштаб карты $1:10^7$.
- 2. Рассчитать значения термического ветра $G_{\mathbf{r}}$ в слоях от поверхности земли до высот z=0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0 км, если T_0 =273 K, масштаб карты 1:107.
- 3. Для каждого из заданных уровней z построить вектор геострофического ветра G(z), графически суммируя G_0 и $G_{\rm r}(z)$ (с учетом направления градиентов давления и температуры).
- 4. Построить годограф геострофического ветра. Для этого из одной точки отложить полученные в п. 1 и 3 значения G(z) и соединить концы этих векторов плавной линией.
- 5. Проанализировать результаты вычислений и написать краткое резюме, в котором отразить, как изменяются с высотой скорость и направление геострофического ветра.

Контрольные вопросы

- 1. Как влияет знак адвекции тепла на распределение ветра с высотой?
- 2. При каких значениях с горизонтальная температурная неоднродность атмосферы наиболее сильно влияет на поле ветра?
- 3. Что такое уровень обращения? При каких значениях α он существует?
- 4. Почему поворот геострофического ветра с высотой (правый или левый) свидетельствует о температурной неоднородности атмосферы?
- 5. Как расчитать адвективные изменения температуры воздуха по вертикальному профилю скорости геострофического ветра?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 231—242.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 6

КОЛЕБАНИЯ ЧАСТИЦЫ ВОЗДУХА В ПОЛЕ СИЛЫ КОРИОЛИСА

Цель работы

Вывод формул, описывающих колебания частицы в поле горизонтального градиента давления и силы Кориолиса, возникающие под влиянием мгновенного импульса. Расчет характеристик колебательного процесса по конкретным данным.

Теоретические сведения

Основными действующими силами в свободной атмосфере являются сила барического градиента и сила Кориолиса.

Пусть в начальный момент времени воздушная частица находится в покое и с некоторого момента начинает действовать сила барического градиента. Тогда в поле силы Кориолиса частица начинает совершать колебательные движения.

При наличии силы трения этот процесс можно описать уравнениями:

$$\frac{dU}{dt} = lV - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + F_{\text{Tp},x},$$

$$\frac{dV}{dt} = -lU - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + F_{\text{Tp},y}.$$
(1)

В качестве граничных условий используем следующие:

$$U_{t=0} = V_{t=0} = 0. (2)$$

Направим ось OX по изобаре. Тогда

$$\frac{\partial P}{\partial x} = 0; \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = -lG.$$

Здесь G — заданная скорость геострофического ветра. Будем полагать, что сила трения пропорциональна скорости частицы. Тогда уравнения (1) можно записать в виде

$$\frac{dU}{dt} = lV - a^2U,$$

$$\frac{dV}{dt} = -l(U - G) - a^2V.$$
(3)

где a^2 — некоторая постоянная.

Полученные уравнения (3) с граничными условиями (2) можно легко решить заменой

$$C = U + i V$$
, где $i = \sqrt{-1}$.

Для этого второе из уравнений (3) умножим на i и сложим с первым. Получим линейное дифференциальное уравнение относительно С. Решение его позволит определить модуль (С) и составляюшие скорости U, V колеблющейся частицы. Координаты частицы (х. у) находятся путем интегрирования полученных выражений.

Порядок выполнения работы

1. Используя предлагаемую замену, найти решение уравне-

ний (3) с граничными условиями (2).

2. Получить выражение и выполнить расчет для всех характеристик колебательного процесса (скорости и ее составляющих, ускорения и его составляющих и координат частицы воздуха) для моментов времени:

$$t=0.5^h$$
, 1^h , 2^h , 4^h , 6^h , 8^h , 10^h , 12^h .

3. Построить соответствующие графики.

расчета определить период и амплитуду 4. По результатам колебаний частицы.

Контрольные вопросы

1. Как в процессе колебаний скорости устанавливается геострофический ветер?

2. От каких параметров атмосферы зависит время установле-

ния геострофического ветра?

3. Как различаются параметры колебаний частицы в низких и высоких широтах?

4. Зависит ли от широты время затухания колебаний?

5. Какой параметр определяет скорость затухания колебаний?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 261-265.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 7

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА И СИЛ, **ПЕИСТВУЮЩИХ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ**

Цель работы

Изучение изменения с высотой сил, действующих на воздушную частицу в пограничном слое. Расчет скорости ветра и действующих сил на конкретных уровнях по заданному полю давления.

Теоретические сведения

Стационарное однородное по горизонтали движение воздуха в пограничном слое обусловлено равновесием действующих сил—барического градиента F_P , силы Кориолиса F_K и трения $F_{{
m TP}}$, т. е.

$$0 = F_{Px} + F_{Kx} + F_{TP.x},$$

$$0 = F_{Py} + F_{Ky} + F_{TP.y}.$$
(1)

Здесь индексы x и y означают проекции сил на соответствующие оси координат.

Если в уравнения (1) подставить выражения соответствующих сил, отнесенных к единице массы, то для случая k(z) = const, получим

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + lV + k \frac{d^2 U}{dz^2},$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - lU + k \frac{d^2 V}{dz^2}.$$
(2)

Направим ось OX вдоль изобары (т. е. вдоль геострофического ветра).

Тогда

$$F_{Px} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = 0,$$

$$F_{Py} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = lG.$$
(3)

Составляющие силы Кориолиса соответственно равны

$$F_{Kx} = lV,$$

$$F_{Ky} = -lU.$$
(4)

Из соотношений (1), (3), (4) можно определить составляющие силы трения:

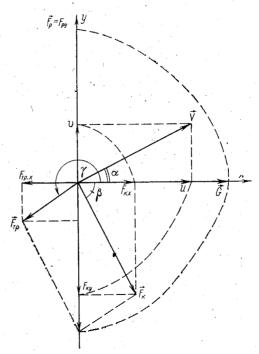
$$F_{\text{Tp. }x} = -F_{\text{K }x} = lV,$$

$$F_{\text{Tp. }y} = -(F_{Py} + F_{\text{K }y}) = -l(G - U).$$
(5)

Направление сил на некотором уровне наглядно иллюстрируется рисунком, из которого видно, что сумма сил Кориолиса и трения должна быть направлена по оси OY и в точности уравновешивать силу барического градиента. Сила трения направлена под углом $\gamma - \alpha \neq \pi$ к скорости ветра. Распределение скорости ветра в пограничном слое описывается спиралью Акерблома — Экмана, являющейся решением уравнений (2):

$$U = G(1 - e^{-az} \cdot \cos az),$$

$$V = G \cdot e^{-az} \cdot \sin az.$$
(6)



Соотношение сил, действующих в пограничном слое атмосферы

Здесь
$$G = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial P}{\partial n}$$
 скорость геострофического ветра, $a = \sqrt{\frac{\omega_z}{k}}$

Модули скорости ветра, сил Кориолиса и трения, а также углы их отклонения от геострофического ветра определяются формулами:

$$C = \sqrt{U^2 + V^2}, \quad \text{tg } \alpha = \frac{V}{U};$$
 (7)

$$F_{K} = \sqrt{F_{Kx}^{2} + F_{Ky}^{2}}, \quad \text{tg } \beta = \frac{F_{Ky}^{2}}{F_{Kx}}; \quad (8)$$

$$F_{\text{Tp}} = \sqrt{F_{\text{Tp.}x}^2 + F_{\text{Tp.}y}^2}, \quad \text{tg } \gamma = \frac{F_{\text{Tp.}y}}{F_{\text{Tp.}x}}.$$
 (9)

Для расчета скорости ветра в пограничном слое надо знать значение среднего в пограничном слое коэффициента турбулентности k. Использование уравнения баланса кинетической энергии турбулентных пульсаций дало возможность получить следующее соотношение для k:

$$k = \frac{G^2}{l \left[8c_1 \left(\frac{g}{T_0} \right) \frac{1}{l^2} \left(\gamma_a - \overline{\gamma} \right) + \frac{m}{2c_1^3} \right]}. \tag{10}$$

Здесь $\frac{1}{\gamma}$ — градиент температуры в свободной атмосфере, $c_1 = 2 \ln \frac{1}{\epsilon}$, ϵ — малая величина, равная отношению касательного

напряжения у верхней границы пограничного слоя к наземному, m — некоторая постоянная, определяемая из опытных данных.

Для расчета скорости геострофического ветра удобно пользоваться выражением

$$G = \frac{5,4}{\sin \varphi} \, \Delta P,\tag{11}$$

где ΔP — изменение давления по горизонтали в г $\Pi a/100$ км, ϕ — географическая широта пункта.

Порядок выполнения работы

1. По формуле (11) для заданного поля давления рассчитать скорость геострофического ветра G.

2. Вычислить на основании формулы (10) по заданному значению градиента температуры $\bar{\gamma}$ коэффициент турбулентности k. Принять: $c_1 = 2.3$; $m = 2.1 \cdot 10^6$; $T_0 = 300$ K; $\varphi = 60^\circ$ с. ш.

3. Рассчитать составляющие скорости и сил, а также их модули и углы α , β , γ на заданных высотах: $\frac{z}{H}=0.1;\ 0.2;\ 0.3;\ 0.5;\ 0.6;\ 0.8;\ 1.0$ (при этом удобно воспользоваться равенством

 $\frac{z}{H} = \frac{az}{aH} = \frac{az}{\pi}$, тогда при $\frac{z}{H} = 0.1$, az = 0.1 и т. д.). Результаты вычислений целесообразно представить в виде таблицы:

z/H	<i>az,</i> рад	e ^{az}	<i>az</i> , град	cos az	sin az	U	v	α
					* 5		 	

Продолжение

F_{Kx}	$F_{\mathrm{K} \mathrm{y}}$	$F_{ m K}$	β	$F_{\mathrm{rp.} x}$	F _{rp. y}	F_{rp}	γ ;
· .		-	·			•	
	•				'	5 5 5	

- 4. Построить годограф скорости (спираль Акерблома Экмана) по рассчитанным значениям скорости.
- 5. Проиллюстрировать равновесие сил на заданных уровнях (рисунок, аналогичный приведенному). Контролем правильности расчетов при этом должны быть перпендикулярность силы Кориолиса вектору ветра и сила трения, направленная под некоторым углом к направлению потока.

Контрольные вопросы

- 1. Как изменяются с высотой силы, действующие в пограничном слое?
- 2. Различаются ли между собой значения высоты пограничного слоя атмосферы, определенной как уровень, где ветер впервые совпадает с геострофическим по направлению, и как уровень, где ветер впервые совпадает с геострофическим по величине?

Проиллюстрировать ответ на годографе скорости.

- 3. Какой параметр определяет высоту пограничного слоя атмосферы? Какие факторы на него влияют?
- 4. Как меняется направление ветра с высотой в пограничном слое и почему?
 - 5. Как влияет географическая широта на годограф скорости?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 334-344.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 8

РАСЧЕТ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ НА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Цель работы

Изучение интегральной модели пограничного слоя атмосферы и применение ее к расчету вертикальной скорости.

Теоретические сведения

Из уравнения неразрывности для несжимаемой жидкости следует выражение для вертикальной составляющей скорости ветра на верхней границе пограничного слоя:

$$W_{H} = -\int_{z}^{H} \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) dz. \tag{1}$$

Здесь $H=\pi$ $\sqrt{\frac{k}{\omega_z}}$ — высота пограничного слоя атмосферы.

В пределах пограничного слоя будем описывать вертикальный профиль скорости ветра спиралью Акерблома-Экмана:

$$U = U_{g}[1 - e^{-az} \cdot \cos az],$$

$$V = V_{g} \cdot e^{-az} \cdot \sin az.$$
(2)

Здесь U_g , V_g — составляющие скорости геострофического ветра, $a=\sqrt{\frac{\omega_z}{k}}$.

Подставив соотношения (2) в уравнение (1) и выразив составляющие геострофического ветра через поле давления, получим:

$$W_H = \frac{H}{2\pi} \cdot \frac{1}{\rho l} \Delta P. \tag{3}$$

Здесь $\Delta P = \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}$ — лаплассиан приземного давления.

Предположим, что давление в любом направлении по радиусу от центра барического образования меняется по закону

$$P = P_{\infty}^{*} - \delta P \cdot \cos(r/r_{*}). \tag{4}$$

Здесь P_{∞} — фоновое значение давления; r — расстояние от центра циклона (антициклона); $\delta P = P_{\infty} - P_0$; r_* — масштаб длины; P_0 — давление в центре циклона (антициклона).

Поскольку в полярной системе координат

$$\Delta P = rac{\partial^2 P}{\partial r^2} + rac{\partial P}{\partial r} \cdot rac{1}{r}$$
 , where ΔP

то из формулы (3) с помощью соотношения (4) можно получить следующее выражение:

$$W_H = \frac{H}{2\pi} \cdot \frac{1}{\rho l} \frac{\delta P}{r_*^2} \left[\cos(r/r_*) + \sin(r/r_*) \right]. \tag{5}$$

При этом для определения H надо знать величину среднего в пограничном слое коэффициента турбулентности. Привлекаем уравнение баланса кинетической энергии турбулентных пульсаций, откуда следует:

$$k = \frac{G^2}{l \left[\rho c_1 \left(\frac{g}{T_0}\right) \frac{1}{l^2} \left(\gamma_a - \overline{\gamma}\right) + \frac{m}{2c_1^3}\right]}.$$
 (6)

Для скорости геострофического ветра $G = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial P}{\partial n}$ из соотношения (4) можно получить выражение, справедливое для области $r > r_0$:

$$G = \frac{\delta P}{\rho l \, r_*} \sin \left(r / r_* \right).$$

Здесь $c_1 = 2 \ln \frac{1}{\varepsilon}$ — малая величина, равная отношению касательного напряжения у верхней границы пограничного слоя к наземному; r_0 , m — некоторые постоянные, определяемые из опытных данных.

Порядок выполнения работы

1. По заданным значениям δP , $\overline{\gamma}$, r рассчитать средний коэффициент турбулентности. При этом необходимо принимать следующие значения постоянных:

$$c_1 = 2,3; \quad m = 2,1 \cdot 10^6; \quad T_0 = 300 \text{ K};$$

 $\rho = 1,3 \text{ кг/м}^3; \quad \varphi = 60^\circ \text{ с. ш.}$

- 2. Используя вышеприведенные условия, рассчитать высоту пограничного слоя H.
- 3. По формуле (5) вычислить скорость вертикальных движений на верхней границе пограничного слоя.

Контрольные вопросы

1. Почему вертикальная составляющая скорости зависит от скорости геострофического ветра?

2. Через какой параметр сказывается влияние барического

поля на вертикальные движения?

3. Какова роль стратификации атмосферы в формировании поля вертикальной скорости?

4. Как различаются поля вертикальной скорости на разных

широтах при прочих равных условиях?

5. Какие упрощения использованы при выводе формулы (3)?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 331-344.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 9

РАСЧЕТ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ И ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ПО СТАНДАРТНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Цель работы

Ознакомление с нелинейной моделью приземного слоя атмосферы и применение ее для анализа суточного хода характеристик турбулентности.

Теоретические сведения

В пределах приземного слоя атмосферы (толщиной около 100 м) скорость ветра и температуру воздуха можно описывать следующими уравнениями:

$$k\frac{dU}{dz} = V_*^2 \,, \tag{1}$$

$$k_T \frac{d\theta}{dz} = -\frac{P_T}{\rho c_P} \,. \tag{2}$$

Здесь $k_T = \alpha_T k$, α_T — величина, обратная числу Прандтля.

Для нижнего слоя атмосферы диффузией энергии турбулентности можно пренебречь и уравнение баланса энергии турбулентности можно записать в виде:

$$k\left(\frac{dU}{dz}\right)^2 - k_T \frac{g}{\overline{T}} \frac{d\theta}{dz} - \frac{cb^2}{k} = 0.$$
 (3)

Для замыкания уравнений (1)—(3) используем гипотезу Колмогорова

$$k = \lambda \sqrt{b}$$
 (4)

и обобщенную на случай стратифицированного потока формулу для пути смещения

$$\lambda = -2 \kappa c^{14} \frac{\left(\frac{dU}{dz}\right)^2 - m \frac{g}{\overline{T}} \frac{k_T}{k} \frac{d\theta}{dz}}{\frac{d}{dz} \left[\left(\frac{dU}{dz}\right)^2 - m \frac{g}{\overline{T}} \frac{k_T}{k} \frac{d\theta}{dz}\right]}, \qquad (5)$$

где m, c — некоторые постоянные величины. Введем характерные масштабы:

$$k = \varkappa V_* L k_n, \quad b = c^{-\varkappa} V_*^2 b_n, \quad U = \frac{V_*}{\varkappa} U_n,$$

$$\theta = -\frac{P_T}{\rho c_p \varkappa V_*} \theta_n, \quad z = -\frac{V_*^3 \overline{T}}{\varkappa g P_T / \rho c_p} z_n = L z_n.$$
(6)

Тогда с их помощью систему уравнений (1)—(5) приводим к безразмерному виду:

$$k_n \frac{dU_n}{dz_n} = 1, (7)$$

$$\alpha_T k_n \frac{d\theta_n}{dz_n} = 1, \tag{8}$$

$$k_n = \lambda_n \sqrt{b_n} \,, \tag{9}$$

$$\lambda_{n} = -2 \frac{\left(\frac{dU_{n}}{dz_{n}}\right)^{2} - m\alpha_{T} \frac{d\theta_{n}}{dz_{n}}}{\frac{d}{dz_{n}} \left[\left(\frac{dU_{n}}{dz_{n}}\right)^{2} - m\alpha_{T} \frac{d\theta_{n}}{dz_{n}}\right]}.$$
 (10)

Решением системы уравнений (7)—(10) являются выражения:

$$k_n = 1 - y^4,$$
 (11)

$$b_n = y^2, \tag{12}$$

$$U_n = \ln \frac{|1 - y|}{1 + y} + 2 \operatorname{arctg} y + \frac{n}{2} \left(\ln \frac{ny + 1}{ny - 1} - 2 \operatorname{arctg} ny \right) + C_1$$
 (13)

$$\theta_n = \int \frac{dz_n}{\alpha_T k_n} + C. \tag{14}$$

Здесь $n^4 = \frac{m}{m-1}$; y — вспомогательная переменная, связанная

с безразмерной высотой следующим образом:

$$2 z_n = \Phi(y) - \Phi(1) = -\frac{4}{3} y^3 + \frac{n^4 - 1}{n^3} \left(\ln \frac{ny + 1}{ny - 1} - 2 \arctan y \right) - \Phi(1),$$
 (15)

 C_1 и C_2 — постоянные интегрирования.

Из выражения (15) следует, что при изменении z_n от ∞ до $-\infty$, y меняется от 1/n до ∞ . При $y \to 1/n$, $z_n \to \infty$ состояние приземного слоя приближается к предельно устойчивому. При этом, как следует из (11),

$$k_n|_{z_n \to \infty} \to 1 - \frac{1}{n^4} \,. \tag{16}$$

С другой стороны, k_n связано с потоковым числом Ричардсона

$$R_{F} = \frac{\overline{W'\theta'}}{\overline{U'W'}} \frac{dU}{dz} = \frac{g}{\overline{T}} \frac{k_{T} \frac{d\theta}{dz}}{k \left(\frac{dU}{dz}\right)^{2}} = k_{n}.$$
 (17)

Из соотношений (16) и (17) можно получить

$$1 - \frac{1}{n^4} = (R_F)_{\text{пред}} = \frac{1}{m} \,. \tag{18}$$

Анализ современных экспериментов показывает, что численные значения n заключены в интервале $0.93 \le 1/n \le 0.97$. При решении многих прикладных задач возникает необходимость определения турбулентных потоков, кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации. При этом часто имеется лишь стандартный комплекс метеорологических наблюдений. Необходимые расчетные формулы нетрудно получить из соотношений (6), (11)—(14):

$$\frac{P_T}{\rho c_P \varkappa^2 U \Delta \theta} = C_H = -\frac{1}{\Delta U_n \Delta \theta_n},$$

$$\frac{V_*}{\varkappa U} = C_U = \frac{1}{\Delta U_n},$$

$$\frac{k}{\varkappa^2 U z} = \frac{k_n}{z_n \Delta U_n},$$

$$\frac{\sqrt[4]{c} b}{\varkappa^2 U^2} = C_b = \frac{b_n}{\Delta U_n^2},$$

$$\frac{\varepsilon z}{\varkappa^2 U^3} = C_\varepsilon = \frac{b_n^2 z_n}{\Delta U_n^3 k_n},$$
(19)

где $\Delta U_n = U_n(z_{1n}) - U_n(z_{0n}), \ \Delta \theta_n = \theta_n(z_{2n}) - \theta_n(z_{3n}).$

Используя правые части соотношений (19), легко определить выражения C_H , C_U , C_b , C_ε из формул (11) — (15). При этом для $\alpha_T = \frac{k_H}{k}$ можно использовать какую-нибудь эмпирическую зависимость, например полученную Бузингером:

$$\alpha_T = \begin{cases} 0.74 (1 - 15 z_n)^{1/4} & \text{при } z_n \leq 0, \\ \frac{0.74 + 4.7 z_n}{1 + 4.7 z_n} & \text{при } z_n > 0. \end{cases}$$
 (20)

Из первых двух соотношений (19) можно получить следующее выражение:

$$L \frac{g}{\overline{T}} \frac{\Delta \theta}{U^2} = \frac{\Delta \theta_n}{\Delta U_n^2} . \tag{20}$$

Для оперативного расчета турбулентных потоков и характеристик турбулентности k, b, ϵ в приземном слое целесообразно построить номограмму. Процедура ее построения проста.

Для заданных значений L на известных высотах $z_1 = 10$ м, $z_2 = 2$ м, $z_3 = 0.5$ м и шероховатости z_0 , определив z_{1n} , z_{2n} , z_{3n} , z_{0n} , можно рассчитать y и безразмерные характеристики k_n , b_n , ΔU_n и $\Delta \theta_n$. Далее можно определить из выражений (19) C_H , C_U , C_b , C_ε . Затем удобно рассчитать величину g/T $\frac{\Delta \theta}{U^2}$.

Выполненные расчеты позволяют построить номограмму для определения коэффициентов C_H , C_U , C_b , C_{ϵ} по стандартным измерениям скорости ветра на флюгере и разности температуры на двух высотах 0,5 и 2 м (см. рисунок).

Порядок выполнения работы

- 1. По заданным значениям скорости ветра и разности температуры на двух высотах (0,5 и 2 м) во все сроки определить по номограмме (см. рисунок) C_H , C_U , C_b , C_ε , $\frac{k}{\varkappa^2 Uz}$.
- 2. Выполнить расчеты потоков тепла и характеристик турбулентности в соответствующие сроки на основе левых частей соотношений (19).
- 3. Построить суточный ход величины U_{10} , $\Delta\theta$, $P_T/\rho c_P$, V_* , b, k, ϵ .

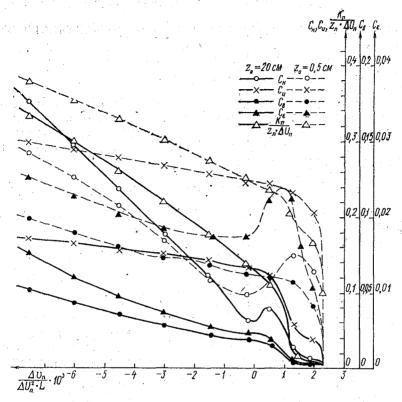


График для расчета турбулентных потоков и характеристик турбулентности по стандартным метеорологическим наблюдениям

Контрольные вопросы

1. Как зависят характеристики турбулентности от скорости

ветра и градиента температуры?

2. Какой фактор определяет возникновение энергии турбулентности при равновесных условиях? В какие сроки в Вашем примере это имеет место?

3. Как ведет себя с высотой диссипация энергии турбулент-

ности? Почему?

4. Почему существенно различаются решения уравнений (7) и (8), описывающих распределение скорости ветра и температуры воздуха в приземном слое атмосферы?

5. Каков физический смысл параметра а,?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 306-331.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 10

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПЛАНЕТАРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ над сушей

Цель работы

Приложение нелинейной модели стационарного горизонтальнооднородного пограничного слоя для расчета и анализа вертикального профиля действующих сил, касательного напряжения, скорости ветра и характеристик турбулентности по внешним параметрам пограничного слоя.

Теоретические сведения

Исходная система уравнений и граничные условия а также гипотезы замыкания подробно изложены в работе [1]. Численное решение этой системы выражается в виде набора универсальных функций от безразмерной высоты z_n , зависящих от одного параметра $\mu_0 = -\varkappa^2 g/T_0 \frac{P_T/\rho c_P}{IV^2}$, который характеризует стратификацию атмосферы у земли (µ0<0 соответствует неустойчивой стратификации, $\mu_0 \geqslant 0$ — устойчивой и безразличной).

В табл. 1—3 (см. приложение 1) для некоторых значений параметра стратификации μ_0 помещены вертикальные профили энергии турбулентности b_n , коэффициента турбулентности k_n , касательного напряжения $\eta_n = k_n \frac{dU_n}{dz}$ составляющих

 $\sigma_n = k_n \frac{dV_n}{d\tau}$ и их производных по высоте η'_n и σ'_n .

Как следует из уравнений движения для пограничного слоя (с учетом принятых в модели упрощающих предположений), η_n и σ'_n характеризуют профиль скорости ветра для заданных μ_0 и безразмерной шероховатости подстилающей поверхности z_{0n} $=z_0 \cdot l/\varkappa V_\star$. Расчет компонент скорости при этом выполняется по формулам:

$$U_n = \sigma'_n(z_n) - \sigma'_n(z_{0n}),$$

$$V_n = \eta'_n(z_{0n}) - \eta'_n(z_n).$$
(1)

Переходя к размерным характеристикам U, V, k, b, η, σ , следует безразмерные функции умножить на соответствующие масштабы:

$$U=rac{V_*}{lpha}\,U_n$$
, $V=rac{V_*}{lpha}\,V_n$, $k=lpha\,V_*L\,k_n$, $\eta=V_*^2\eta_n$, $\sigma=V_*^2\sigma_n$, (2)

Скорость трения у поверхности земли $V_* = \varkappa G \chi(R_0, \mu_0)$ и угол между направлением геострофического ветра и касательного напряжения $\alpha = \arctan \operatorname{tg}(-\eta_n'/\sigma_n')_{z_n=z_{0n}}$ являются функцией геострофического ветра G, параметра Россби $R_0 = \frac{G}{lz_0}$ и параметра стратификации μ_0 . Эта зависимость представлена в табл. 4 (приложение 2).

Порядок выполнения работы

- 1. Для безразмерных высот z_n (0,0005; 0,001; 0,005; 0,01; 0,05; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4) по значению μ_0 из таблиц выбрать вертикальный профиль следующих безразмерных характеристик: k_n , b_n , η_n , σ_n , η_n' , σ_n' .
 - 2. По заданным значениям z_0 и G вычислить параметр R_0 .

3. Из приложения 2 по значениям Ro и заданному μ_0 найти χ , α и определить скорость трения $V_* = \varkappa \chi G$.

4. Рассчитать на основании выражений (2) масштабы всех ха-

рактеристик.

5. Определить безразмерную шероховатость $z_{0n} = z_0/L$ и по формулам (1) вычислить безразмерные профили составляющих скорости ветра U_n , V_n .

6. Получить распределение с высотой размерных величин:

$$U, V, C = \sqrt{U^2 + V^2}, k, b, \eta, \sigma, \tau = \sqrt{\eta^2 + \sigma^2}.$$

7. Построить графики U(z), V(z), C(z), k(z), b(z), $\tau(z)$.

8. Рассчитать две составляющие и результирующие сил, действующих в пограничном слое.

а)
$$F_{Px} = -lVg$$
, б) $F_{Kx} = l \cdot V(z)$, в) $F_{\text{тр}\,x}(z) = -(F_{Px} + F_{Kx})$, $F_{Py} = lUg$; $F_{Ky} = -lU(z)$; $F_{\text{тр}\,y}(z) = -(F_{Py} + F_{Ky})$, где Ug , Vg — составляющие геострофического ветра, $Ug = G \cdot \cos \alpha$; $Vg = G \cdot \sin \alpha$.

9. Рассчитать распределение с высотой составляющих баланса энергии турбулентности и построить соответствующие графики:

прод.
$$=\frac{\eta^2+\sigma^2}{k}$$
, плав. $=-g/T_0\left[k\frac{P_T}{\rho c_P \varkappa V_* z}-(\gamma_a-\gamma_p)\cdot k\right],$ дисс. $=\frac{cb^2}{k}$, дифф. $=-($ прод. $+$ плавуч. $)+$ диссип.

10. Выяснить влияние стратификации и геострофического ветра на профиль скорости и характеристик турбулентности.

Контрольные вопросы

- 1. Каковы условия, при которых справедлива данная модель пограничного слоя? Укажите принципиальные ее отличия от других моделей.
- 2. Кажие измерения необходимы для расчета касательного напряжения и турбулентного потока тепла у поверхности земли на основании данной модели?
- 3. Какие данные необходимы для определения угла полного поворота ветра в пограничном слое α?

4. Как по результатам выполненных расчетов оценить высоту

пограничного слоя атмосферы?

5. Как по профилю au(z) оценить толщину приземного слоя атмосферы?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 345-353.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 11

применение нелинейной модели пограничного слоя Атмосферы для расчета скорости вертикальных движений

Цель работы

По известному полю давления и шероховатости поверхности рассчитать вертикальную составляющую скорости потока на верхней границе пограничного слоя атмосферы W_H на основе нелинейной модели.

Теоретические сведения

Известно, что вертикальные движения являются главным механизмом взаимодействия пограничного слоя и свободной атмосферы. Кроме того, в процессах вертикального переноса различных субстанций (влаги, тепла, пыли и т. д.), особенно при облакообразовании, важную роль играет вертикальная составляющая скорости потока W.

Принципиальные трудности экспериментального определения W требуют создания надежных методов расчета вертикальной скорости. Исходная формула для расчета W_H на верхней границе по-

граничного слоя может быть получена при интегрировании уравнения неразрывности:

$$W_{H} = -\int_{0}^{H} \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) dz. \tag{1}$$

Здесь H — вы**с**ота пограничного слоя атмосферы.

Из уравнения (1) видно, что W_H определяется полем скорости

ветра.

Нелинейная модель, основанная на численном решении системы уравнений динамики горизонтально-однородного пограничного слоя, позволяет связать поле ветра с внешними условиями (см. работу [1]), к которым относятся поле давления, стратификация атмосферы и шероховатость поверхности в разных точках пространства. Результаты расчетов профилей скорости ветра по данной методике [1] представлены в виде таблиц (см. приложение 1—2). Входными параметрами при этом являются— число

Россби
$$Ro = \frac{G}{lz_0}$$
 и параметр стратификации $\mu_0 = \kappa^2 g/T_0 \cdot \frac{P_T/\rho c_P}{lV_*^2}$.

Используя эти характеристики, получим рабочую формулу для расчета W_H . Для этого из уравнений движения найдем производные от составляющих скорости по горизонтали:

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial V}{\partial z} \right) + \frac{\partial U_g}{\partial x},
\frac{\partial V}{\partial x} = -\frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{\partial V_g}{\partial y}.$$
(2)

Далее, подставив выражение (2) в уравнение (1) и интегрируя по высоте от земли до верхней границы пограничного слоя H, получим:

$$W_{H} = \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial V}{\partial z} \right)_{z=0} - \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial U}{\partial z} \right)_{z=0} - \left(\frac{\partial U_{g}}{\partial x} + \frac{\partial V_{g}}{\partial y} \right) \cdot H.$$
 (3)

Если δ — угол между вектором касательного напряжения $\overset{\rightarrow}{\tau}$ и осью ox, то

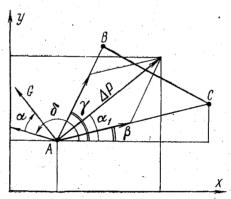
$$\left(k\frac{\partial U}{\partial z}\right)_{z=0} = V_{*}^{2} \cdot \cos \delta, \quad \left(k\frac{\partial V}{\partial z}\right)_{z=0} = V_{*}^{2} \cdot \sin \delta.$$

Здесь V_* — скорость трения.

Рассмотрим задачу о формировании поля вертикальной скорости только под влиянием горизонтальной неоднородности касательного напряжения у поверхности земли. Дивергенцией крупномасштабных движений $\frac{\partial U_g}{\partial x} + \frac{\partial V_g}{\partial y}$ пренебрежем. Формула (3) для такого случая принимает вид

$$W_H = \frac{1}{l} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(V_*^2 \cdot \sin \delta \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(V_*^2 \cdot \cos \delta \right) \right\} = \frac{1}{\rho l} \operatorname{rot} \tau. \tag{4}$$

При практическом использовании выражения (4) производные по горизонтали естественно заменить конечными разностями. Тогда для расчета W_H надо знать V_* по крайней мере в трех пунктах A, B, C (см. рисунок). Поскольку $V_* = \varkappa G \chi(Ro, \mu_0)$, то для расчета скорости трения нужно знать геострофический ветер G, определяемый по полю давления, параметр шероховатости z_0 , зависящий от типа поверхности, а также параметр стратификации (например, из стандартных метеорологических наблюдений).



Выбор координат для расчета скорости вертикальных движений

Из рисунка следует, что производные по горизонтали определяются соотношениями:

$$\frac{\partial f_{y}}{\partial x} = \frac{\partial f_{y}}{\partial n} \left[\cos \beta \right] \sqrt{1 - \frac{(f_{yB} - f_{yA})^{2} \cdot \sin^{2}(\gamma - \beta)}{\left(\frac{\partial f_{y}}{\partial n}\right)^{2} \cdot (AB)^{2}}} + \frac{(f_{yB} - f_{yA}) \cdot \sin(\gamma - \beta)}{\frac{\partial f_{y}}{\partial n} \cdot AB} \right], \tag{5}$$

$$\frac{\partial f_{x}}{\partial y} = \frac{\partial f_{x}}{\partial n} \left[\sin \beta \right] \sqrt{1 - \frac{(f_{yB} - f_{yA})^{2} \cdot \sin^{2}(\gamma - \beta)}{\left(\frac{\partial f_{x}}{\partial n}\right)^{2} \cdot (AB)^{2}}} + \cos \beta \frac{(f_{xB} - f_{xA}) \cdot \sin(\gamma - \beta)}{\frac{\partial f_{x}}{\partial n} \cdot AB} \right].$$
(6)

Здесь $f_y = V_*^2 \sin \delta$, $f_x = V_*^2 \cos \delta$.

Буквенный индекс означает, что соответствующая функция относится к пункту A, B или C (см. рисунок).

При этом

$$\frac{\partial f}{\partial n} = \sqrt{\frac{(f_C - f_A)^2}{(CA)^2} + \frac{(f_B - f_A)^2}{(AB)^2} + 2\frac{f_C - f_A}{CA} \cdot \frac{f_B - f_A}{AB} \cos(\gamma - \beta)}.$$
 (7)

Порядок выполнения работы

1. По данным о давлении в пунктах A, B, C из формулы (7) найти градиент давления и вычислить из геострофического соотношения скорость геострофического ветра G.

2. По полученному значению G и заданным величинам z_0 рас-

считать параметр Ro в пунктах A, B, C.

3. Используя значения Ro и μ_0 по табл. 4 (см. приложение 2), определить геострофический коэффициент трения $\chi(Ro, \mu_0) = \frac{V_*}{\varkappa G}$ и угол полного поворота ветра в пограничном слое α во всех пунктах.

4. Рассчитать $V_* = \varkappa \chi G$, δ (см. рисунок 1).

5. По формулам (5), (6), (7) вычислить производные по горизонтали от составляющих касательного напряжения.

6. Определить W_H .

Контрольные вопросы

- 1. При каких допущениях справедливо соотношение (1)?
- 2. Какие особенности воздушного потока не описываются выражением (2)?
- $^{\circ}$ 3. Для какой области (см. рисунок) справедливы полученные значения W_{H} ?
- 4. Как учесть горизонтальную неоднородность геострофического ветра при расчете W_H по данной методике?
- 5. Как меняется с высотой W(z) в слое от земли до верхней границы пограничного слоя?

1. Динамическая метеорология, с. 345-353.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 12

РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ТЕМПЕРАТУРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Цель работы

Ознакомление с современной методикой определения параметров стратификации по сетевым аэрологическим данным. Расчет по стандартной программе для ЭВМ «М-222» коэффициента и средней энергии турбулентности, скорости диссипации энергии пульсаций в тепло, вертикальных потоков тепла и количества движения на разных высотах в атмосфере.

Теоретические сведения

Предлагаемый метод основан на замкнутой нелинейной модели температурно-стратифицированного планетарного пограничного слоя, описанной подробно в работе [1].

Система осредненных уравнений движения для стационарных горизонтально-однородных условий, дополненная уравнением для турбулентной энергии,

$$\frac{d}{dz} k \frac{dU}{dz} + 2 \omega_z V = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, \qquad (1)$$

$$\frac{d}{dz} k \frac{dV}{dz} - 2 \omega_z U = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial u}, \qquad (2)$$

$$k\left[\left(\frac{dU}{dz}\right)^{2}+\left(\frac{dV}{dz}\right)^{2}\right]-\frac{g}{T}k_{T}\frac{d\theta}{dz}+\frac{d}{dz}k_{b}\frac{db}{dz}-\frac{cb^{2}}{k}=0$$
 (3)

обезразмеривается и переписывается в потоковом виде:

$$\frac{d^2\eta_n}{dz_n^2} + \frac{\sigma_n}{k_n} = 0, \tag{4}$$

$$\frac{d^2\sigma_n}{dz_n^2} - \frac{\eta_n}{k_n} = 0, \tag{5}$$

$$\frac{\eta_n^2 + \sigma_n^2}{k_n} - \beta_1 k_{Tn} \frac{d\theta_n}{dz_n} - \frac{b_n^2}{k_n} + \beta_2 \frac{d}{dz_n} k_n \frac{db_n}{dz_n} = 0.$$
 (6)

Эта система замыкается полуэмпирическими соотношениями для коэффициента

$$k_n = \lambda_n b_n^{1/2} \tag{7}$$

и масштаба турбулентности (см. работу [1])

$$\lambda_n = -\left(\frac{d}{dz_n} \ln \frac{b_n^2}{k_n^2}\right)^{-1}.$$
 (8)

У Краевые условия задаются в следующем виде:

при
$$z_n \to z_{0n} b_n \to 1$$
, $\eta_n \to 1$, $\sigma_n \to 0$;
при $z_n \to \infty \eta_n \to 0$, $b_n \to 0$, $\sigma_n \to 0$. (9)

Здесь обозначено

$$z_{n} = z/L_{1}; \quad L_{1} = \varkappa V_{*}/l; \quad \eta_{n} = \eta/V_{*}^{2}; \quad \sigma_{n} = \sigma/V_{*}^{2};$$

$$k_{n} = k l/\varkappa^{2}V_{*}^{2}; \quad b_{n} = b/V_{*}^{2}c^{-1/2}; \quad \eta = \frac{\tau_{x}}{\rho} = k \frac{\partial U}{\partial z}; \quad \lambda_{n} = \lambda l/\varkappa^{2}V_{*};$$

$$\beta_{n} = \alpha_{b} \varkappa^{2}/c^{-\frac{1}{2}}; \quad \beta_{1} = g/\overline{T} \quad \frac{\varkappa^{4}}{l^{2}}; \quad \sigma = k \frac{dV}{dz} = \frac{\tau_{y}}{\rho} .$$

Турбулентный поток тепла $P_T/\wp c_P$ в уравнении баланса заменен в соответствии с градиентной гипотезой произведением $-k_T \frac{d\theta}{dz}$, где $k_T = \alpha_T k$; α_T — величина, обратная турбулентному числу Прандтля (ниже принято α_T = const = 1).

Для решения сформулированной системы должно быть известно распределение по вертикали потенциальной температуры. Данные аэрологического зондирования позволяют определить профиль температурного градиента $\frac{dT}{dz}$. Искомое распределение градиента потенциальной температуры можно найти как

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \gamma_a. \tag{10}$$

Для получения безразмерного градиента потенциальной температуры $\frac{d\theta_n}{dz_n}$ в уравнении (6) следует знать параметр. Кориолиса $l=2\omega\sin\phi$, шероховатость поверхности и скорость трения $V_*=\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$. Скорость трения V_* полагаем известной, что удобно

в случае обработки экспедиционных аэрологических материалов, когда напряжение трения у земли τ_0 обычно измеряется. Если значение V_* неизвестно, то его можно оценить приближенно по найденной из аэрологических данных скорости геострофического ветра. Для этого служит таблица (см. приложение 2), где приведены значения V_* , соответствующие разным значениям скорости геострофиче-

ского ветра и числа Россби $Ro = \frac{G}{lz_0}$ при различной температурной

стратификации приземного слоя. Характер стратификации (устойчивая, нейтральная, неустойчивая) можно приближенно оценить по исходному распределению температуры. Величину параметра шероховатости z_0 можно найти для каждого типа подстилающей поверхности из соответствующей таблицы (см. приложение 3).

Система уравнений (4)—(8) с граничными условиями (9) решается численно итерационным способом. Для решения используется комбинированный метод матричной и простой прогонки с применением итераций по величине k_n . Итерационный процесс продолжается до тех пор, пока значения коэффициента турбулентности во всех точках сетки, полученные в результате двух последних итераций, не совпадут с точностью до 1%.

При этом уравнения движения интегрируются методом матричной факторизации, а линеаризированное уравнение турбулентной энергии, в котором b_n^2 заменено на произведение $b_n \cdot b_n^{(i-1)}$, где $b_n^{(i-1)}$ — результат расчета на предыдущем итерационном шаге, методом прогонки. Весь расчет ведется по безразмерной сетке переменной $z_n = z/L_1$:

Нижнее граничное условие для энергии турбулентности $b_n=1$ ставится на уровне шероховатости z_{0n} , верхнее — при некотором конечном значении безразмерной высоты $z_{\infty n}=N$. Последняя выбирается на основе численных экспериментов и составляет $2\div 4$ (для неустойчивых) и $1\div 2$ (для устойчивых и нейтральных условий).

В среднем итерационный процесс сходится после 20—30 итераций, хотя при сложном температурном профиле, например при наличии инверсионных слоев значительной мощности на некоторых уровнях, число итераций может быть и несколько большим. Весь процесс трансляции программы, записанной на языке «АЛГОЛ-60», и решение задачи для одного температурного профиля при 20—30 итерациях требует на ЭВМ класса «М-222» не более 10—15 минут.

Текст программы приведен в приложении 4.

Исходный материал вводится в ЭВМ вслед за программой на трех перфокартах (каждая с блостером). На первой набиты 11 значений «констант» задачи в следующем порядке: $ct_1 = z_{0n} = z_0/L$ — безразмерная шероховатость подстилающей по-

верхности; $cr_2 = e = 0.07 - точность$ задания z_0 ; $cr_3 = ek = 0.01 - 1.00$ точность расчета коэффициента турбулентности; $ct_4 = ea = 1 \cdot 10^{-7}$ точность разбивки сетки; ст₅=l=2 $\omega \cdot \sin \varphi$ параметр Кориолиса; $ct_6 = \kappa = 0.40 - постоянная Қармана; <math>ct_7 = c^{1/2}$, где c = $=V_{*}^{4}/b^{2}=0.046$ — эмпирическая константа; ст₈= $\alpha b=k_{b}/k=0.45$ эмпирическая константа; ст9=10 — основание десятичных логарифмов; $c_{10} = 0.7 \div 4 = N$ — верхний предел интегрирования в безразмерном виде. Эта величина выбирается в зависимости от стратификации так, что в неустойчивых случаях она составляет от 2 до 4. При устойчивой же стратификации — от 0,7 до 2. При условиях, близких к нейтральным, предпочтительно выбрать Л равным 2.

Наконец, последнее, одиннадцатое значение — $\mathrm{ct_{11}} = V_*$. Динамическая скорость, как уже отмечалось выше, задается из наблюдений или находится приближенно по табл. 4.

Далее, на второй перфокарте вводятся 12 значений градиента $\frac{dT}{dz}$, соответствующих 12 слоям, внутри каждого из которых гра-

диент полагается постоянным, указанным в метрах на третьей

перфокарте.

В первом блоке программы присваиваются числовые значения константам N, α_b , c, κ , ek, ea и внешним параметрам задачи z_{0n} , l, V.. После того как в память машины введены сведения о промежутке интеприрования $(z_{0n} + N)$, выбираем расчетную сетку из 200 узлов. Сетка неравномерная: в приземной части шкала высот логарифмическая, выше — шаг сетки задается постоянным.

В следующем блоке программы обрабатывается исходная информация о распределении по высоте температуры (или темпе-

ратурного градиента).

После ввода данных температурного зондирования, т. е. профилей $\frac{dT}{dz}$ (z) в 12 точках, вычисляются значения градиента по-

тенциальной температуры $\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \gamma_a$ во всех узлах сетки. Если

известны значения градиента $\frac{dT}{dz}$ по слоям, то каждой точке

сетки значение $\frac{dT}{dz}$ просто присваивается в программе в зависи-

мости от положения точки (т. е. данного уровня) на шкале высот. Если начальные данные содержат информацию о значениях температуры в опорных точках, то температурные градиенты в узлах сетки находятся методом линейной интерполяции.

обработки температурных данных алгоритм дусматривает переход к интегрированию уравнений движения. При этом должен быть известен профиль коэффициента турбулентности $k_n(z_n)$. Вначале задаем профиль энергии турбулентности в виде

$$b_n^{(0)}(z_{nj}) = (z_{n \ 200} - z_{nj})/z_{n \ 200}. \tag{11}$$

Далее, в каждой *j*-ой точке рассчитываем начальное распределение коэффициента турбулентности:

$$k_n^{(0)}[z_{nj}] = b_{nj}^{(0)}[z_{n0}] + \int_{z_{n0}}^{z_{nj}} \frac{d\tilde{z}_n}{\sqrt{b_{nj}^{(0)}(\tilde{z}_n)}}.$$
 (12)

Формула (12) получается, если выражение для масштаба (8) подставить в соотношение (7) и решить уравнение:

$$\frac{dk_n}{dz_n} - \frac{k_n}{b_n} \frac{db_n}{dz_n} - \sqrt{b_n} = 0.$$
 (13)

Значения полученных в результате решения уравнений движения профилей $\eta_n(z_n)$, $\sigma_n(z_n)$ подставляются в уравнения баланса, откуда находится профиль энергии турбулентности $b_n(z_n)$. Далее отыскивается масштаб l_n по формуле (8) и первое приближение для коэффициента $k_n^{(1)}(z_n)$, после чего весь процесс повторяется снова.

После того, как в процессе итераций с заданной точностью $e=1\,\%$ получен искомый профиль коэффициента турбулентности k(z), а также профиль средней энергии $b(z)=(U'^2+V'^2+W'^2)/_2$ и масштаба турбулентности λ , вычисляются составляющие уравнения баланса: $k\left[\left(\frac{dU}{dz}\right)^2+\left(\frac{dV}{dz}\right)^2\right]=\Gamma_{\rm I\!\!I}$, где $\Gamma_{\rm I\!\!I}$ — продукция энергии турбулентности за счет среднего движения, $k_T\frac{g}{T}\frac{d\theta}{dz}=\Gamma_T$, где Γ_T — продукция энергии турбулентности за счет силы плавучести, $cb^2/k=diss$ — скорость диссипации энергии в теплоту и $\frac{d}{dz}$ k_b $\frac{db}{dz}=diff$ — диффузионный приток энергии турбулентности. По рассчитанным профилям компонент напряжения трения η_T и σ_T вычисляются их производные и далее составляющие скорости ветра:

$$U = \frac{V_*}{\kappa} \left(\frac{d\sigma_n}{dz_n} + G \cdot \cos \alpha \right),$$

$$V = \frac{V_*}{\kappa} \left(\frac{d\eta_n}{dz_n} + G \cdot \sin \alpha \right)$$
(14)

$$C = \sqrt{U^2 + V^2}. (15)$$

Также выдаются на печать найденные по значениям $d\eta_n/dz_n$ и $d\sigma_n/dz_n$ при $z_n=z_{n0}$ модуль геострофического ветра G и угол полного поворота ветра α в пограничном слое:

$$G = \frac{V_*}{x} \sqrt{\left(\frac{d\eta_n}{dz_n}\right)^2 + \left(\frac{d\sigma_n}{dz_n}\right)^2} \bigg|_{z_n = z_{0n}}, \tag{16}$$

$$\alpha = \operatorname{arctg}\left(-\frac{\frac{d\eta_n}{dz_n}}{\frac{d\sigma_n}{dz_n}}\right). \tag{17}$$

По этим величинам несложно рассчитать важные характеристики пограничного слоя — параметр Россби $Ro = \frac{G}{lz_0}$ и геострофический коэффициент трения $\chi = V_*/\varkappa G$. Высота пограничного слоя H определяется в программе как уровень, на котором напряжение трения становится достаточно малым, так что, начиная с H, величина $\sqrt{\eta_n^2 + \sigma_n^2} \leqslant 0.01$.

Выдача результатов на печать идет в размерном виде в следующем порядке (см. приложение 5): сетка высот z, м 0 \div 200; три массива исходных данных —

$$\bar{x}$$
, $z 2[1:12]$, $ct [1:11]$.

Рассчитанное распределение величины $\frac{g}{T} \frac{\kappa^2}{\lambda^2} \frac{d\theta}{dz} = A \frac{d\theta}{dz}$; счетчик числа итераций ρh ; высота пограничного слоя H, м; параметр стратификации $\mu_0 = -\frac{V_*^3}{\kappa \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_P}}$; компоненты уравнения ба-

ланса — Γ_T , Γ_{π} , diss, diff; угол поворота ветра — α° ; модуль скорости геострофического ветра G, м/с; модуль средней скорости ветра C, м/с; средняя энергия турбулентности b, м²/с²; коэффициент турбулентности k, м²/с, а также величины и положение максимумов b и k.

Йрофили величин Γ_T , $\Gamma_{\rm H}$, diss, diff, c, b, k, а также значений z и A $\frac{d\theta}{dz}$ содержат 40 точек, что предусмотрено процедурой специальной «короткой» печати. В массиве C(z) значащими являются только первые 20 значений, так как расчет выполнялся по 100 точкам сетки.

Порядок выполнения работы

- 1. Изучить $A\Pi\Gamma O\Pi$ программу для расчета характеристик турбулентности (см. приложение 4).
- 2. Для конкретных значений внешних параметров выполнить численный расчет.
- 3. Проанализировать результаты. Построить соответствующие графики.

Контрольные вопросы

- 1. Какое распределение температуры и коэффициента турбулентности с высотой характерно для ясного летнего дня?
- 2. Что является источником энергии турбулентности в пасмурную погоду? Почему?
- 3. Қақ влияет наличие инверсионных слоев на вертикальный профиль коэффициента турбулентности?
- 4. Как связан вертикальный профиль скорости ветра с распределением температуры воздуха в пограничном слое атмосферы? Почему?
 - 5. Как связаны скорость трения и скорость ветра между собой?

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Динамическая метеорология с. 345—353.
- 2. Годунов С. К., Рябенький В. С. Введение в теорию разностных схем, с. 176—186.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 13

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Цель работы

Рассчитать характеристики суточных колебаний температуры воздуха и проследить их изменение с высотой.

Теоретические сведения

Причиной суточных изменений температуры воздуха являются колебания поступающего к поверхности земли потока лучистой 48

энергии, вызывающие колебательный режим температуры поверхности.

Радиационный баланс деятельной поверхности как функцию времени будем аппроксимировать косинусоидой:

$$R(t) = \overline{R} + R_1 \cdot \cos \omega t. \tag{1}$$

Здесь \overline{R} — среднее суточное значение радиационного баланса у поверхности, R_1 — амплитуда его суточных колебаний, $\omega = 2\pi/24$, ч⁻¹ — частота колебаний. Испарение с поверхности будем полагать пренебрежимо малым. Коэффициент турбулентности принимаем постоянным (он заменен средней величиной).

С учетом принятых допущений решение уравнений теплопроводности в почве и притока тепла дает следующее выражение для

амплитуды колебаний температуры воздуха:

$$A(z) = A(0) e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2k}} \cdot z}, \qquad (2)$$

где

$$A(0) = A(z) \Big|_{z=0} = \frac{R_1}{\sqrt{\omega} \left(\rho c_P \sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}\right)}$$
(3)

есть амплитуда колебаний температуры поверхности,

 $\rho_1 \, c_1$ — объемная теплоемкость почвы, a — коэффициент температуропроводности почвы.

Порядок выполнения работы

1. По заданным значениям амплитуды радиационного баланса и коэффициента турбулентности вычислить амплитуду суточного хода температуры у поверхности земли A (0). Принять $\rho_1 c_1 =$

$$=1.61 \frac{\Pi \text{ж}}{\text{см}^3 \cdot \text{град}}, a=0.0049 \text{ cm}^2/\text{c}.$$

2. Рассчитать амплитуду суточных колебаний температуры и отклонение температуры от среднесуточной по формуле

$$\tau(t, z) = A(z) \cdot \sin\left(\pi/4 + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2k}} \cdot z\right),$$

а также актуальное значение температуры воздуха:

$$T(z, t) = \overline{T}(z) + \tau(t, z).$$

Расчет целесообразнее выполнять в таблице:

	<i>t</i> , ч		2	4	 12
	ωt				
ω	$\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{4} - \sqrt{\frac{\omega}{2k}}$	- z			
sin ($\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\pi}{2}}$	$\frac{\overline{\omega}}{2k} z$			
	$\tau(t, z)$				
	T(t, z)	/////			

3. Оценить время наступления максимального отклонения температуры $\tau(z, t)$ от среднесуточной на заданных высотах.

4. По результатам расчетов построить график суточных изменений температуры воздуха T(z, t) на заданных высотах.

Контрольные вопросы

1. Қак влияет на амплитуду суточных колебаний температуры испарение с подстилающей поверхности?

2. До каких высот распространяются суточные колебания тем-

пературы?

3. Как сказывается на суточных колебаниях температуры воздуха усиление турбулентного обмена?

4. Как влияет на суточные колебания температуры теплопро-

водность почвы?

5. На каких широтах ярче выражены суточные колебания температуры воздуха? Почему?

ЛИТЕРАТУРА

1: Динамическая метеорология, с. 388-400.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 14

ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВБЛИЗИ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Цель работы

Ознакомление с методикой расчета турбулентных потоков и метеорологических характеристик вблизи подстилающей поверх-

ности по известным прогностическим значениям их в свободной атмосфере.

Теоретические сведения

В настоящее время существуют и применяются в оперативной практике методы прогноза полей ветра и температуры в свободной атмосфере, в том числе и вблизи верхней границы пограничного слоя. Прогноз соответствующих характеристик вблизи подстилающей поверхности может быть основан на модели пограничного слоя, для которой результаты численного прогноза метеовеличин вблизи верхней границы пограничного слоя являются внешними. Используем с этой целью квазистационарную модель однородного по горизонтали пограничного слоя. Данная модель основана на решении замкнутой системы уравнений (см. работу [1]).

Уравнения движения:

$$\frac{d\tau_1}{dz} + l \left(V - V_g \right) = 0,$$

$$\frac{d\tau_2}{dz} - l \left(U - U_g \right) = 0.$$
(1)

Здесь $\tau_1 = k \frac{dU}{dz}$, $\tau_2 = k \frac{dV}{dz}$ — составляющие касательного напряжения.

Уравнение баланса энергии турбулентности:

$$\frac{\tau_1^2 + \tau_2^2}{k} + \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_P} - c \frac{b^2}{k} + \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz} = 0.$$
 (2)

Гипотезы замыкания:

$$k = \lambda \sqrt{b}$$
, (3)

$$\lambda = -\widetilde{\kappa} \, \frac{\psi}{d\psi} \,, \tag{4}$$

где

$$\phi = \frac{\tau_1^2 + \tau_2^2}{k^2} + \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_P k} m,$$

т — некоторый параметр.

Профиль температуры и влажности аппроксимированы следующими формулами:

$$\frac{d\theta}{dz} = -\frac{P_T}{\rho c_P \varkappa V_* z} + (\gamma_a - \overline{\gamma}), \qquad (5)$$

$$\frac{dq}{dz} = -\frac{E_0}{\sigma_X V_{*Z}} - \overline{\gamma}_q. \tag{6}$$

Здесь $\overline{\gamma}$ и $\overline{\gamma_q}$ — градиенты температуры и влажности в свободной атмосфере.

Система уравнений (1)—(5) в работе [1] решена при обыч-

ных для этих задач граничных условиях:

при $z=z_0$

$$au_1 \! = \! V_*^2, \qquad au_2 \! = \! 0, \qquad b = c^{-1/2} V_*^2, \qquad k \! = \! \varkappa V_* z_0$$
 ,

при $z \to \infty$

$$\tau_1 \rightarrow \tau_2 \rightarrow b \rightarrow 0, \qquad \theta \rightarrow \theta_H.$$

Результаты численного решения системы уравнений (1)—(5) представлены в виде набора универсальных безразмерных функций при разных значениях параметра стратификации

$$\mu_0 = -\kappa^2 \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_P l V_*^2} .$$

Цель локального прогноза — рассчитать эначение скорости ветра на уровне флюгера ($z=10~\mathrm{m}$), температуры и влажности воздуха в психрометрической будке ($z=2~\mathrm{m}$), сдвига скорости ветра и разности температуры воздуха в некотором слое ($z_1 \div z_2$) турбулентных потоков влаги, тепла и количества движения у поверхности земли по известным из прогноза значениям температуры, влажности и скорости ветра на верхней границе пограничного слоя (θ_H , q_H , U_g , V_g).

Проинтегрируем уравнения (5) и (6) по высоте в пределах от z до H, где H — высота пограничного слоя атмосферы.

Тогда

$$\theta_H - \theta(z) = -\frac{P_T}{\rho c_D x V_*} \ln \frac{H}{z} + (\gamma_a - \overline{\gamma}) (H - z), \tag{7}$$

$$q_H - q(z) = \frac{E_0}{\sigma z V_{\infty}} \ln \frac{H}{z} - \overline{\gamma}_q (H - z).$$
 (8)

Разность температуры и удельной влажности на двух уровнях выражается соответственно:

$$\Delta T = T(z_2) - T(z_1) = -\frac{P_T}{\rho c_P \kappa V_*} \ln \frac{z_2}{z_1} - \overline{\gamma}(z_2 - z_1), \quad (7a)$$

$$\Delta q = q(z_2) - q(z_1) = -\frac{E_0}{\rho \kappa V_*} \ln \frac{z_2}{z_1} - \overline{\gamma}_q(z_2 - z_1). \tag{8a}$$

Скорость ветра на флюгере с достаточной точностью можно опрелелить из логарифмического закона:

$$U_{\phi\pi} = \frac{V_*}{\kappa} \ln \frac{z_{\phi\pi}}{z_0} \tag{9}$$

и соответственно сдвиг скорости ветра

$$\Delta U = U(z_2) - U(z_1) = \frac{V_*}{\kappa} \ln \frac{z_2}{z_1}$$
 (9a).

Для расчета искомых величин $\theta(z)$, q(z) и $U_{\Phi\pi}$ надо знать турбулентные потоки у поверхности земли $\left(\frac{P_T}{qc_-},\ V_*,\ \frac{E_0}{qc_-}\right)$ и значения температуры и влажности у подстилающей поверхности $(\theta_0 = T_0, q_0).$

Решение системы уравнений (1)—(4) (см. работу [1]) позволяет определить скорость трения V_{*} .

$$V_* = \kappa G \chi \ (Ro, \ \mu_0). \tag{10}$$

В качестве дополнительных уравнений для определения $\frac{E_0}{p}$ и $\frac{P_T}{pc_B}$ привлечем уравнение теплового баланса и условие для влажности на деятельной поверхности:

$$P_{T} + LE_{0} = S - E_{3\phi} - B_{0}, \tag{11}$$

$$q_0 = r_0 \, q_{\text{max}}(T_0). \tag{12}$$

Раскладывая $q_{\max}(T_0)$ в ряд, получим

$$q_{\text{max}}(T_0) = q_{\text{max}}(T_H) + \frac{\partial q_{\text{max}}}{\partial T} \Big|_{T=T_H} (T_0 - T_H), \qquad (12a)$$

S — баланс коротковолновой радиации, зависящий от астрономических факторов и свойств подстилающей поверхности $(S=S_0 (1-a)); S_0$ — суммарная радиация. Для широты 60° ее ежечасные значения приведены в таблице (см. приложение 6); a — альбедо подстилающей поверхности; r_0 — известная характеристика увлажненности почвы; $\hat{B_0}$ — поток тепла в почву — тоже известная величина (например, из решения уравнения теплопро-

водности в почве;
$$q_{\max}(T_0) = \frac{R}{R_v} \frac{E(T_0)}{P_0}$$
 — известная функция

водности в почве;
$$q_{\max} (T_0) = \frac{R}{R_v} \frac{E(T_0)}{P_0}$$
 — известная функция температуры поверхности, $\frac{i\partial q_{\max}}{\partial T} \Big|_{T=T_H} = \frac{R}{R_v} \frac{E'(T_H)}{P_0} \approx 10^{-4}$, град $^{-1}$.

Величину $E_{\text{вф}}$ (T_0 , q_0) разложим в ряд Тейлора:

$$E_{\vartheta\Phi} (T_0, q_0) = E_{\vartheta\Phi} (T_H, q_H) + \frac{\partial E_{\vartheta\Phi}}{\partial T} \Big|_{T=T_H} (T_0 - T_H) + \frac{\partial E_{\vartheta\Phi}}{\partial q} \Big|_{q=q_H} (q_0 - q_H).$$

$$(13)$$

При этом для определения $\hat{E}_{\partial \Phi}$ (\hat{T}_H , \hat{q}_H) используем эмпирическую формулу Брента:

$$E_{a\phi} (T_H, q_H) = \sigma T_H^4 (0.4 - 2.68 \sqrt{q_H}).$$
 (14)

В итоге получим систему уравнений (7)—(14) для определения неизвестных q_0 , T_0 , $\frac{P_T}{\rho c_P}$, $\frac{E_0}{\rho}$, $U_{\Phi\pi}$, V_* , $E_{\partial\Phi}$, ΔU , $\Delta \theta$, Δq , $q(z)|_{z=2\,\mathrm{M}}$, $T(z)|_{z=2\,\mathrm{M}}$.

Порядок выполнения работы

- 1. Решить уравнение (при z=0) (7) и (8) относительно $\frac{P_T}{\rho c_P}$ и $\frac{E_0}{\rho}$ соответственно.
- 2. Соотношение (12 а) подставить в полученное ранее выражение для $\frac{E_0}{\rho}$, а также в уравнение (13).
 - 3. Выражение для потоков $\left(\frac{E_0}{\rho}, \frac{P_T}{\rho c_P}\right)$ подставить в уравне-

ние (11) и решить его относительно T_0 .

- 4. Используя заданные значения шероховатости поверхности и спрогнозированное значение геострофического ветра G, по таблицам, приведенным в приложении 2, определить геострофический коэффициент трения $\chi = \chi$ (Ro, μ_0); при этом на данном этапе полагаем, что $\mu_0^{(0)} = 0$. Определить $V_* = \varkappa G \chi$.
- 5. Из таблицы (см. приложение 6) найти прогностическое значение S_0 и по известному a вычислить S.
- 6. По значениям S, B_0 , r_0 , a и спрогнозированным величинам q_H , T_H с помощью формул (13), (14) рассчитать T_0 из выражения, выведенного Вами в п. 3.
- 7. Из соотношений, полученных Вами в п. 1 и 2, рассчитать тур-булентные потоки $\frac{P_T}{\rho c_P}$, $\frac{E_0}{\rho}$.

- 8. Определить следующее приближение параметра $\mu_{o}^{(ij)} \Longrightarrow$ $=-\kappa^2 \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_D l V_*^2}$ и с этим значением $\mu_0(1)$ определить, как указано в п. 4 — 6 следующие приближения потоков V_* , $\frac{P_T}{c}$, $\frac{E_0}{c}$.
- 9. Из уравнений (7)—(8а) по этому приближению потоков рассчитать $q(z)|_{z=2\,\mathrm{M}}$, $T(z)|_{z=2\,\mathrm{M}}$, Δq , ΔT .
 10. Из выражений (9)—(9а) рассчитать прогностические зна-
- чения $U_{\phi,\pi}$ и ΔU .

Контрольные вопросы

- 1. Каков механизм влияния солнечной радиации на профили температуры и ветра?
- 2. Почему увлажненность почвы влияет на расчетные величины?
- 3. На каких высотах (малых или больших) сильнее выражена нестационарность процесса?
- 4. Как учитывается нестационарность процесса в используемой стационарной модели пограничного слоя?
- 5. Какие ограничения применяемой методики прогноза являются основными?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 345—353.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 15

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИМЕСИ, СОЗДАВАЕМОЙ непрерывно действующим высотным источником

Цель работы

Ознакомление с методами расчета разовой концентрации примеси. Расчет среднегодового и среднесезонного поля концентрации по заданной розе ветров.

Теоретические сведения

Поведение пассивной примеси в атмосфере можно уравнением баланса массы

$$U\frac{\partial \tilde{q}}{\partial x} + V\frac{\partial \tilde{q}}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \tilde{q}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{V'\tilde{q'}}.$$
 (1)

Пусть ось ОХ совпадает с направлением ветра; тогда в уравнении (1) V = 0.

Экспериментальные данные указывают, что рассеяние примеси по горизонтали в направлении, перпендикулярном ветру, описывается формулой Гаусса. Поэтому будем искать концентрацию примеси $\tilde{q}(x, y, z)$ в следующем виде:

$$\widetilde{q}(x, y, z) = \frac{e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}}}{\sqrt{2\pi\sigma_y^2}} \cdot S(x, y).$$
(2)

Здесь σ_y^2 — горизонтальная дисперсия частиц примеси; очевидно, что σ_y^2 характеризует среднюю ширину облака в направлении OY. В соответствии с этим горизонтальная дисперсия σ_y^2 должна зависеть от расстояния до источника.

Используем с этой целью полуэмпирическую зависимость

$$\sigma_y = 0.2 \, x^{0.9}, \tag{3}$$

где величину х следует подставлять в метрах.

Функцию S(x,z) будем называть плоской концентрацией. Она характеризует суммарную концентрацию примеси в единичном столбе воздуха, бесконечно протяженном вдоль оси OY. Решим самую простую задачу, когда k и u не зависят от высоты и могут быть заменены некоторыми средними значениями.

Если подставить в уравнение (1) выражение (2) и проинтегрировать по y от $-\infty$ до ∞ , получим уравнение для S в виде

$$U\frac{\partial S}{\partial x} = k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \,. \tag{4}$$

Пусть непрерывно действующий точечный источник находится на высоте h. Тогда граничные условия можно записать в виде

$$S \bigg| = \frac{\gamma}{U} \delta (z - h), \tag{5}$$

где ү — мощность выброса,

$$\delta (z-h) = \begin{cases} 0 & z \neq h \\ \infty & z = h \end{cases} - \text{дельта-функция}$$

$$S \underset{z \to \infty}{|} \to 0,$$
 (6)

$$k \frac{\partial S}{\partial z} \bigg|_{z \to 0} \to 0. \tag{7}$$

Для решения уравнения (4) умножим обе части уравнения на $\cos \lambda z$ и проинтегрируем по высоте от нуля до бесконечности.

$$\int_{0}^{\infty} S \cdot \cos \lambda z \, dz = S_{*}(\lambda, x), \tag{8}$$

уравнение (4) перепишем в виде:

$$U\frac{dS_*}{dx} = -\lambda^2 k S_*. \tag{9}$$

Решением его является выражение

$$S_* = C(\lambda) e^{-\frac{k}{U} \lambda^2 x}. \tag{9a}$$

Поскольку $S(x,z) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty S_*(\lambda,x) \cos \lambda z \, dz$, то с учетом граничных условий (5)—(7) можно получить следующее соотношение для плоской концентрации:

$$S(x,z) = \frac{\gamma}{2\sqrt{\pi k} \ Ux} \left[e^{-\frac{U(h-z)^2}{4kx}} + e^{-\frac{U(h+z)^2}{4kx}} \right]. \tag{10}$$

Тогда разовая концентрация примеси может быть рассчитана по формуле:

$$\tilde{q}(x, y, z) = \frac{\gamma \cdot e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{2\pi\sqrt{2k} Ux \sigma_y^2} \left[e^{-\frac{U(h-z)^2}{4kx}} + e^{-\frac{U(h+z)^2}{4kx}} \right].$$
(11)

Для приземной концентрации соответственно получаем

$$\widetilde{q}(x, y, 0) = \frac{\gamma \cdot e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{\pi \sqrt{2kUx\sigma_y^2}} \left(e^{\frac{U \cdot h^2}{4kx}} \right). \tag{11a}$$

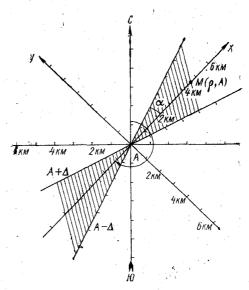
Выражение (11) показывает, что концентрация примеси в данной точке зависит от метеорологических условий, выражающихся через скорость ветра U и коэффициент турбулентности k.

Влияние этих факторов сказывается в том, что на некотором расстоянии от источника наблюдается зона повышенной концентрации примеси q_{\max} , которая является важной характеристикой уровня загрязнения. Кроме того, при строительстве промышленных объектов и планировании застроек на окружающей территории важно знать не только фактическую концентрацию примеси при определенных метеорологических условиях, но и средние многолетние концентрации, которые существенно зависят от повторяе-

мости ветров разных направлений и метеоусловий (в данном случает U, k), характерных для каждого направления. Пусть требуется найти среднюю концентрацию в точке M (ρ , A) (см. рисунок). Вклад в суммарную концентрацию, который дают все случаи направления ветра в пределах от A до A+dA, как следует из рисунка, равен

 $d\overline{q} = \widetilde{q} (x_A, y_A, h, k, U) N_A dA.$ (12)

Здесь N_A — вероятность направлений ветра в пределах от A до A+dA.



Выбор координат при расчете средней концентрации примеси

Функцию распределения повторяемости направлений ветра можно связать с многолетней розой ветров. Поскольку роза ветров дает повторяемость в пределах 45° , то

$$N_A = \frac{4n_A}{\pi} \,,$$

где n_A — повторяемость ветра данного румба. Из анализа формулы (11) следует, что концентрация примеси в направлении, перпендикулярном ветру, быстро падает. Фактически основной вклад дают направления ветра из некоторого сектора 2Δ . Поэтому средняя концентрация представляет собой интеграл

$$\bar{q} = \frac{4}{\pi} \int_{A-\Delta}^{A+\Delta} n_{\varphi} \, \tilde{q} \, (x_{\varphi}, y_{\varphi}, h, k, U) \, d\varphi. \tag{13}$$

При выполнении расчетов по формуле (13) можно принять $2\Delta = 25^\circ$; разбивая интеграл (13) на пять интервалов, получим

$$\overline{q} = \frac{5}{45} \left(n_{-10} \ \widetilde{q}_{-10} + n_{-5} \ \widetilde{q}_{-5} + n_0 \ \widetilde{q}_0 + n_5 \ \widetilde{q}_5 + n_{10} \ \widetilde{q}_{10} \right). \tag{14}$$

Здесь $\widetilde{q_i}$ — концентрация, полагаемая постоянной в пределах пятиградусного интервала, n_i — повторяемость соответствующих направлений ветра.

Поскольку рассеяние примеси в направлений, перпендикулярном ветру, происходит симметрично, то $\widetilde{q}_{-10} = \widetilde{q}_{+10}$, $\widetilde{q}_{-5} = \widetilde{q}_{+5}$. На этом основании

$$\overline{q} = \frac{1}{9} \left[n_0 \, \widetilde{q}_0 + (n_{-5} + n_{+5}) \, \widetilde{q}_5 + (n_{-10} + n_{+10}) \, \widetilde{q}_{10} \right]. \tag{15}$$

Расчет поля средней климатической концентрации примеси позволяет выяснить зоны вокруг промышленных объектов, наиболее опасные в смысле уровня загрязнения.

Порядок выполнения работы

1. Выбираем сеть точек для расчета поля концентрации по схеме, представленной на рисунке.

2. Для данного направления ветра (с азимутом A) во всех расчетных точках от 1 до 5 км выполнить нижеуказанные расчеты:

- 1) вычислить по заданным значениям U, k для данного направления величину разовой концентрации $\frac{q_0}{\gamma}(x, U, k)$ по формуле (11). При этом $x_0 = \rho$, $y_0 = 0$;
- 2) умножив $\frac{q_0}{\gamma}$ на n_0 , определить вклад в среднюю климатическую повторяемость ветра данного румба;
- 3) определить вероятность направления ветра, отклоняющегося от данного румба в ту или другую сторону на 5 и 10° ($A\pm 5^\circ$, $A\pm 10^\circ$).

Пусть вероятность данного румба и соседних есть n_A , n_{A-45} , n_{A+45} . Тогда, линейно интегрируя вероятность направления ветра между соседними румбами, получим:

$$n_{A-5} = n_A + \frac{(-n_A + n_{A-45})}{9} ,$$

$$n_{A+5} = n_A + \frac{(n_{A+45} - n_A)}{9} ,$$

$$n_{A-10} = n_A + \frac{2}{9} (n_{A-45} - n_A)$$
,
 $n_{A+10} = n_A + \frac{2}{9} (n_{A+45} - n_A)$;

4) для выбранных точек в данном направлении рассчитать среднюю концентрацию $\left(\frac{\overline{q}}{\gamma}\right)$ по формуле (15). При этом следует помнить, что

$$y_{\pm 5} = \rho \cdot \sin 5^{\circ};$$
 $y_{\pm 10} = \rho \cdot \sin 10^{\circ},$
 $x_{\pm 5} = \rho \cdot \cos 5^{\circ};$ $x_{\pm 10} = \rho \cdot \cos 5^{\circ}.$

 σ_y рассчитывается по формуле (3).

3. Выполнить расчеты, описанные в п. 2 для всех восьми направлений ветра.

4. Нанести рассчитанные значения средней концентрации примеси, нормированной на выброс $\left(\frac{\overline{q}(A,\rho)}{\gamma}\right)$, на фисунок, аналогичный приведенному.

5. Провести изолинии по полученному полю $\frac{q(A,\rho)}{\gamma}$ через 5 с/м³ · 10^{-9} . Выделить зоны наиболее высокого и низкого уровня загрязнения. Дать физическое объяснение полученным результатам.

Контрольные вопросы

1. Почему очаги наиболее опасного загрязнения не всегда совпадают с направлением господствующих ветров?

2. Как влияет усиление турбулентного обмена на поле концен-

трации?

- 3. Получите выражение максимальной разовой концентрации примеси и определите положение этого максимума $(\widetilde{q}_{\max}, x_{\max})$.
 - 4. Қақ зависит x_{max} и \tilde{q}_{max} от U и k?
- 5. Как может влиять высота источника на разовую и среднюю климатическую концентрацию примеси?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 564-574.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 16

РАСЧЕТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ ВЫБРОСАМИ НЕПРЕРЫВНО ДЕЙСТВУЮЩИХ ВЫСОТНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Цель работы

Ознакомление с методикой расчета загрязнения воздуха выбросами промышленных предприятий, разработанной в ЛГМИ.

Теоретические сведения

Турбулентная диффузия пассивной примеси в атмосфере при стационарных и горизонтально однородных условиях описывается следующим уравнением:

$$U(z) \frac{\partial S}{\partial x} - W \frac{\partial S}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z) \frac{\partial S}{\partial z} \right] + \lambda S = 0, \tag{1}$$

здесь U(z) — скорость ветра, k(z) — коэффициент вертикального турбулентного обмена, $W \geqslant 0$ — скорость гравитационного оседания, λ — постоянная радиоактивного распада (вводится для радиоактивной примеси). Объемная концентрация примеси $\widetilde{q}(x,y,z)$ связана с функцией S(x,z) соотношением:

$$\tilde{q} = \frac{\exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right)}{\sqrt{2\pi\sigma_y^2}} \cdot S. \tag{2}$$

Здесь $\sigma_y^2 = 0.04 \, x^{1.8}$ — горизонтальная дисперсия примеси. Решение уравнения (1) для источника, расположенного на высоте H, будем искать при следующих граничных условиях:

$$S(x, \infty) = 0, \tag{3}$$

$$\frac{dS}{dz}\bigg|_{z=0} = 0,\tag{4}$$

$$S(x, z) = S_0(x_0, z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi k_H U_H x_0}} \exp\left(-\frac{Wx_0}{4U_H k_H} - \frac{W(z-H)}{2k_H}\right) \times$$

$$\times \left[\exp\left(-\frac{U_H(z-H)^2}{4k_H x_0}\right) + \exp\left(-\frac{U_H(z+H)^2}{4k_H x_0}\right) \right]. \tag{5}$$

Функция $S_0(x, z)$, стоящая в правой части уравнения (5), есть решение уравнения (1) с постоянными коэффициентами $k_H = k(H)$ и $U_H = U(H)$, удовлетворяющее граничным условиям (3), (4) и

$$S_0(0, z) = \frac{Q}{U_H} \cdot \delta(z - H),$$
 (6)

где Q — мощность выброса.

Уравнение (1) будем решать численно: В процессе расчета все величины обезразмериваются. В настоящей работе с этой целью используются следующие масштабы: $\frac{V_*}{\kappa f}$ — горизонтальный масштаб длины; $\frac{\kappa V_*}{f}$ — вертикальный масштаб длины; κV_* — масштаб вертикальной составляющей скорости; $\frac{V_*}{f}$ — масштаб горизонтальной составляющей скорости; $\frac{1}{f}\left(\frac{V_*}{\kappa}\right)$ — масштаб коэффициента турбулентности; $\frac{f}{(V_*)^2 \cdot Q}$ — масштаб концентрации; $\frac{V_*}{\kappa f}$ — масштаб поперечной дисперсии.

Через V_* , \varkappa и f здесь обозначены соответственно динамическая скорость, постоянная Кармана ($\varkappa=0.04$) и параметр Кориолиса.

Решение сформулированной задачи ищется численным интегрированием с помощью односторонней конечно-разностной схемы

$$U_{i} \frac{(S_{i, j} - S_{i, j-1})}{\Delta x} - W \frac{(S_{i+1, j} - S_{i, j})}{\Delta z} + \lambda S_{i, j} - \frac{1}{2\Delta z^{2}} \times \\ \times \left[(k_{i+1} + k_{i}) (S_{i+1, j} - S_{i, j}) - (k_{i} + k_{i-1}) (S_{i, j} - S_{i-1, j}) \right] = 0$$
 (7) или иначе

 $A_{i} \cdot S_{i-1, j} + B_{i} S_{i, j} + C_{i} \cdot S_{i+1, j} = F_{i},$

где

62

 $A_{i} = -\frac{k_{i} + k_{i-1}}{2\Delta z^{2}},$ $B_{i} = \frac{U_{i}}{\Delta x} + \frac{W}{\Delta z} + \frac{1}{2\Delta z^{2}} (k_{i+1} + 2k_{i} + k_{i-1}),$

$$C_i = -\frac{1}{2\Delta z^2} (k_i + k_{i+1}) + \frac{W}{\Delta z}.$$

Индекс i задает равномерную с шагом Δz сетку по вертикали, индекс j — равномерную с шагом Δx сетку по горизонтали.

Граничные условия (3) и (4) записываются в виде

$$S_{H,j} = 0 \tag{8}$$

И

$$S_{i,j} - S_{0,j} = 0. (9)$$

где $S_{H, i}$ — концентрация на высоте пограничного слоя.

Решение системы неоднородных уравнений (7—9) будем искать методом прогонки [2], представив это решение в виде равенства:

$$S_{i-1, j} = S_{i, j} \times D_{i-1} + L_{i-1},$$
 (10)

где коэффициенты D_i и L_i определяются реккурентными соотношениями

$$D_i = -C_i / (B_i + A_i \times D_{i-1}),$$
 (11a)

$$L_{i} = (F_{i} - A_{i} \times L_{i-1}) / (B_{i} + A_{i} \times D_{i-1}), \tag{116}$$

причем $D_0 = 1$, $L_0 = 0$.

Для расчета одного варианта в машину вместе с программой (см. приложение 7) вводится четыре массива чисел. Первый массив состоит из числа, определяющего форму печати, равного 7, с контрольной суммой (приложение 8). Второй массив, также завершаемый контрольной суммой, включает в себя семь величин: p—исходное число точек, в которых заданы значения скорости ветра и коэффициентов турбулентности (в нашем примере p=15); n— число точек в массиве после интерполяции (в нашем случае n=250); l— определяет тип граничных условий на подстилающей поверхности (в нашем случае l=2); xs— безразмерный шаг по горизонтали (xs=0,0025); x тах— конечное безразмерное расстояние, до которого ведется расчет x тах=2); w— безразмерная скорость гравитационного оседания (в нашем примере взятая равной 0); t— отношение постоянной радиоактивного распада к параметру Кориолиса f (t=0).

Третий массив также с контрольной суммой состоит из следу-

юших величин:

xn — начальный шаг, на котором формулируется краевое условие (5) (xn = 0,005); ht — высота в метрах, на которой расположен источник ht = 100); альфа — начальный уровень в метрах (альфа = 9,7); vz — динамическая скорость в м/с (vz = 0,414).

Четвертый массив определяет исходные метеорологические условия. Он состоит из p значений высоты z и соответствующих ей p величин коэффициентов турбулентности k и скорости ветра U. После ввода этих массивов величины z, k и U выдаются на печать в виде единого массива из 3p точек. Так, в нашем примере число, стоящее в первой строке и третьем столбце, отвечает высоте 771 м, на которой ставится граничное условие (3). Значения коэф-

фициента турбулентности и скорости ветра на этой высоте равны соответственно 2,095 (пятый столбец, вторая строка) и 10,72 (по-

следний столбец, третье число).

В процессе расчета на ЭВМ (\sim 5 мин) на печать (см. приложение 8) выдаются значения приземной концентрации на оси струи q(x,0,0), причем они печатаются в точках xn, кратных 0,005 при xn < 0,002 и 0,025, в противном случае при этом под каждой строкой из семи расстояний (в м) до источника печатается семь соответствующих им значений концентраций q(x,0,0) и семь величин S(x,0,0).

Порядок выполнения работы

1. Изучить программу (см. приложение 7) расчета приземной

и плоской концентрации пассивной примеси.

2. По исходным данным о вертикальном распределении скорости ветра и коэффициента турбулентности подготовить исходный массив чисел.

3. Выполнить расчет и проанализировать результат.

Контрольные вопросы

1. Каков механизм влияния скорости ветра на поле пассивной примеси?

2. Как влияет стратификация атмосферы на величину и поло-

жение максимума приземной концентрации примеси?

3. Почему изменение высоты источника сказывается на уровне загрязнения атмосферы?

4. В какое время суток величина приземной концентрации при-

меси максимальна?

5. Какие метеорологические параметры следует учитывать для обоснования регулирования промышленных выбросов в целях охраны окружающей среды?

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология, с. 564—569.

2. Годунов С. К., Рябенький В. С. Введение в теорию разностных схем, с. 176—186.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Универсальные профили скорости ветра и характеристик

z_n	η_n	σ _n	γ'_n
1,0 · 10—6	1,0	− 0,133 · 10 − 4	-0,541 · 10
0,5 · 10-5	1,0	0,650 · 10-4	0,541 · 10
1,0 · 10—5	1,0	0,127 · 10-3	0,541 · 10
0,5 · 10-4	1,6	0,556 · 103	-0,541 · 10
1,0 · 10-4	1,0	0,104 · ± 0−²	0,541 · 10
0,5 · 10—3	0,997	0,441 · 10 ²	0,540 · 10
1,0 · 10 ⁻³	0,994	 0,810 ⋅ 10 2	−0,540 · 10
0,2 · 10-2	0,989	—0,142 · 10 ^{—1}	-0,539 · 10
0,5 10-2	0,972	$-0.323 \cdot 10^{-1}$	0,53 7 · 10
0,8 · 10-2 ·	0,957	$-0.473 \cdot 10^{-1}$	− 0,534 · 10
.1,0 ⋅ 10−2	0,940	-0,570 · 10 ⁻¹	0,534 · 10
0,2 · 10—1	0,894	0,980 · 10 ⁻¹	0,520 · 10 °
0 ,5 · 10 ¹	0,733	—0,188 · 10⁰	<i>-</i> -0,500 ⋅ 10
0,8 · 10-1	0,607	0,235 · 10°	— 0,473 ⋅ 10
0,1 · 100	0,488	$-0.262 \cdot 10^{0}$	<i>—</i> 0,440 ⋅ 10
0,2 · 100	0,136	0,233 · 10°	-0,271 · 10

Приложение 1

Ταблица 1 μ₀= +50

турбулентности пра разных условиях устойчивости атмосферы

$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	ı
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	ings to
$-0.223 \cdot 10$ $0.202 \cdot 10^{-1}$ 0.272	
	1
	1.7
$-0.138 \cdot 10$ $0.208 \cdot 10^{-1}$ 0.158	
$-0.075 \cdot 10^{\circ}$ 0.194 · 10 $^{-1}$ 0.940 · 10 $^{-1}$	
-0,117·10 0,109·10 ⁻¹ 0,150 ¹ 10 ⁻¹	

z_n	ηn	σ_{n}	η_n'
1,0 · 10—6	1,0	0,124 · 104	 0,443 ⋅ 10
0,5 · 10-5	1,0	0,608 · 10-4	− 0,443 · 10
1,0 · 10-5	1.0	0,116 · 10-3	0,443 · 10
0,5 · 10-4	1,0	0,506 ⋅ 10-3	-0,443 · 10
1,0 · 10-4	1,0	—0,942 · 10 ^{—3}	− 0,443 · 10
$0.5 \cdot 10^{-3}$	0,998	$-0,392 \cdot 10^{-2}$	0,442 · 10
1,0 · 10-3	0,996	0,710 · 10 ⁻²	-0,442 · 10
0,2 · 10-2	0,991	0,128 · 10 ⁻¹	$-0,441 \cdot 10$
0,5 · 10-2	0,978	0,274 · 10 ⁻¹	<i>−</i> -0,440 · 10
0,8 · 10-2	0,965	0,397 · 10 ⁻¹	-0,438 · 10
1,0 · 10-2	0,956	$-0,476 \cdot 10^{-1}$	-0,437 · 10
0,2 · 10-1	0,913	0,803 · 10 ¹	-0,432 · 10
0,5 · 10-1	0,784	$-0.154 \cdot 10^{\circ}$	0,418 · 10
0,8 · 10-1	0,617	0,210 · 10°	0,396 · 10
0,1	0,563	0,230 · 10°	0,387 - 10
0,2	0,227	0,242 · 10°	0,288 · 10
0,3	0,188 · 10-1	0,056 · 10°	-0,130 · 10
0,4	$-0,234 \cdot 10^{-1}$	$-0,151 \cdot 10^{-1}$	0

		μ0-0		
σ_n'	k _n	b_n		
0,131 · 10 ²	1,0 - 10-6	1,0		
$-0.114 \cdot 10^2$	0,5 · 10-5	1,0		
$-0.107 \cdot 10^2$	1,0 · 10-5	1,0		
-0,911 · 10	0,5, 10-4	1,0		
-0,841 · 10	1,0 · 10—4	1,0		
-0,677 · 10	0,5 ⋅ 10−3	1,0		
0,607 · 10	1,0 · 10-3	1,0		
0,537 · 10	0,199 · 10-2	1,0		
-0,443 · 10	0,490 · 10-2	0,974		
0,395 · 10	0,759 · 10-2	0,947		
0,372 · 10	0,939 · 10-2	0,927		
0,299 • 10	0,172 · 10-1	0,828		
0,195 · 10	0,315 · 10-1	0,549		
0,112 · 10	0,344 · 10-1	0,279		
0,883	0,329 · 10-1	0,217		
0,592	0,182 · 10-1	0,370 · 10-1		
0,140 · 10	0,749 · 10-2	0,565 · 10-2		
0,804	0,151 · 10-2	1,0 • 10-4		

z_n	Πn	σ _n /	η_n'
1,0 · 10-6	1,0	0,109 · 10-4	0,311 · 10
0,5 · 10-5	1,0	0,524 · 10-4	-0,311 · 10
1,0 · 10-5	1,0	-0,991 · 10-4	0,311 · 10
0,5 · 10-4	1,0	0,421 · 10 ⁻³	0,311 10
1,0 · 10-4	1,0	0,771 ⋅ 10-3	-0,311 · 10
0,5 · 10-3	0,998	-0,305 · 10 ⁻²	-0,311 · 10
1,0 · 10-3	0,997	0,539 · 10 ²	0,311 · 10
$0.2 \cdot 10^{-2}$	0,994	-0,939 · 10 ⁻²	0,310 · 10
0,5 · 10 ⁻²	0,984	0,191 · 10 ⁻¹	0,3 0 9 · 10
0,8 · 10-2	0,975	0,269 · 10 ¹	0,308 · 10
1,0 · 10-2	0 ,9 69	0,318 · 10 ¹	0,3 0 7 · 10
0,2 · 10-1	0,939	0,518 · 10 ¹	0,3 05 · 10
0,5 10-1	0,847	0,951 · 10 ⁻¹	0,301 - 10
0,8 · 10-1	0,725	0,136	0,295 · 10
0,1	0,684	0,147	-0, 294 · 10
0,2	0,404	0,193	0,276 · 10
0,3	0,157	0,177	-0,217·10
0,4	0 ,24 9 · 10 ⁻²	-0,878 · 10 ⁻¹	0,894
	1		

Таблица 3 µ₀= —50

σ_n	$k_{_{R}}$	b _n
$-0.114 \cdot 10^2$	1,0 - 10⊸6	1,0
0,972 · 10	0,50,3 · 10-5	0,101 · 10
-0,902·10	1,0 · 10-5	0,101 · 10
0,739 · 10	0,505 10-4	0,101 · 10
-0,669 · 10	1,0 · 10-4	0,101 · 10
-0,506·10	0,510 · 10-3	0,103 - 10
0,438 · 10	0,103 · 10-2	0,104 · 10
-0,370·10	0,211 · 10-2	0,108 • 10
-0,286 · 10	0,569 · 10-2	0,119 · 10
0,246 · 10	$0.955 \cdot 10^{-2}$	0,129 · 10
-0,228 · 10	0,124 · 10-1	0,135 · 1 0
0,177 · 10	0,273 · 10-1	0,157 · 10
0,118 · 10	0,702 ⋅ 10 ⁻¹	0,173 · 10
0,826	0,106	0,146 · 10
-0,737	0,111	0,131 • 10
0,205	0,711 · 10—1	0,355
0,578	0,182 · 10-1	0,355 · 10 ⁻¹
0,113 · 10	0,596 · 10-2	0,417 • 10-2

Геострофический коэффициент трения (χ) и слое ($\leftarrow \alpha$, град) і

			μ_0	**		
Ro	50		40	12.4	30	
	χ	α	χ	α	χ	α
104	0,129	44	0,132	44	0,136	44
105	0,105	35	0,108	34	0,111	34
10e	0,878 · 10 ⁻¹	· 2 9	0,890 · 10-1	28	0,910 · 10—1	28
107	0,760 · 10 ⁻¹	24	0,770 · 10-1	23	0,782 · 10—1	23
1'08	0,645 · 10-1	20	0,655 · 10-1	20	0,668 · 10-1	20
10 ⁹	0,570 · 10-1	18	$0,582 \cdot 10^{-1}$	18	0,593 · 10 ⁻¹	17.
[1	A *	-

			μ_0			
Ro —10		-20			-30	30
	χ]α	χ	_α	χ	α
104	0,160	43	0,169	43	0,179	42
105	0,126	32	0,131	32	0,137	31
106	0,102	26	0,106	25	0,110	24
107	0,857 · 10 ⁻¹	21	0,881 · 10-1	20	0,910 · 10-1	20
108	0,733 · 10-1	18	0,750 · 10-1	17	0,760 · 10-1	17
·109	0,642 · 10-1	16	0,657 · 10-1	15	0,663 · 10-1	14

ол полного поворота ветра в пограничном ависимости от Ro и μ_0

		۴0	μ0			
20		10		0		
X.	α	χ	<u>-a</u>	X.	a	
0,141	43	0,147	43	0,153	43	
0,114	34	0,118	33	0,122	33	
0,942 · 10-1	27	0,959 · 10-1	27	0,988 · 10-1	26	
0,797 · 10—1	23	0,814 · 10—1	22	0,835 10-1	22	
0,685 · 10-1	19	0,700 · 10-1	19	0,7 2 6 · 10 ⁻¹	18	
0,605 · 10—1	17	0,617 · 10—1	17	0,627 · 10 ⁻¹	16	

Продолжение прил. 2

μ_0	<u> </u>	
	50	
-α	χ,	-α
42	0,204	42
30	0,156	30
23	0,124	22
19	0,979 · 10 ⁻¹	18
16	0,797 · 10-1	15
14	0,710 · 10-1	13
	$-\alpha$ 42 30 23 19 16	$\begin{array}{ c c c c c }\hline & & & & & & & \\ \hline & -\alpha & & & \chi & & \\ \hline & 42 & & 0,204 & & \\ 30 & & 0,156 & & \\ 23 & & 0,124 & & \\ 19 & & 0,979 \cdot 10^{-1} & \\ 16 & & 0,797 \cdot 10^{-1} & \\ \hline \end{array}$

Шероховатость подстилающей поверхности z_0 (обобщение данных, имеющихся в литературе)

	A STOLEN TO STOLEN
Тип поверхности	20, CM
Очень гладкая (грязевое болото, лед) . ,	0,001
Гладкий снег на невысокой траве	0,005
Песок	0,01-0,05
Ровный мощный снежный покров, нивелирующий все особенности подстилающей поверхности	0,02-0,10
Пустыня	0,03
Естественная снежная поверхность	0,1-0,5
Слабый рыхлый снег, неровный снежный покров	0,5-2,0
Газон с травой высотой до 1 см	0,1
Ровная обнаженная площадка или площадка с низким травяным покровом	0,3-1,0
Паровое поле	0,5-2,0
Равнина, редкая трава высотой до 10 см	0,6-0,7
Скошенная трава высотой:	
1,5 cm	0,2
3,5 см	0.5 - 0.7
$4.5 \text{ cm } U_{2M} = 2 \text{ m/c}$	2,4
$U_{2M} = 6 \div 8 \text{ M/c}$. , . ,	1,7
Аэродром	2
Равнина с невысокой густой травой высотой до 5 см, степь	2-3
Полупустыня с отдельными кустиками ксерофитов высотой до 30 см	3-4
Пшеничное поле	3-7
Картофельное поле	47
Свекольное поле	6,0-6,5
Равнина с редкой травой высотой до 50 см	5
Равнина с густой травой высотой до 50 см	9—10
Гавнина с высокой травой (60—70 cm):	
$U_{2M} = 1.5 \text{ M/c}$	9,0
$U_{2M} = 3.3 \; M/c$	6,1
$U_{2\rm M} = 6.2~{ m M/c}$	3,7

```
begin procedure graf; begin
array a [0:200, 1:4], r [1:6], 1 [1:4];
array b [0:200]; integer imaxf, imaxg;
real kmaxf, kmaxg, maxf, maxg;
p 0737 (false, 1, b); for i := 0 step 1 until 200 do
a[i, 1] := b[i]; p 0737 (false, 2, b);
for i := 0 step 1 until 200 do
begin b [i] : = b [i] \times du \uparrow 2/an; a [i, 2] : = b [i] end;
nr(b); p 0737 (false, 3, b); for i: = 0 step 1 until 200 do
begin b [i] : = b [i] \times ka \uparrow 2 \times du \uparrow 2/la;
a[1, 3] := b[i] end; nr(b); maxf := 10 - 19;
maxg := {}_{10} - 19; for i := 0 step 1 until 200 do
begin if a [i, 2] > \max f then begin
\max f := a [i, 2]; \max f := i; \max f := a [i, 1] end,
if a [i, 3] > maxg then begin maxg := [a, 3];
imaxg: = i; kmaxg: = a[i, 1] end end;
p 1041 (maxf, kmaxf, maxg, kmaxg) end;
array ko, bo, z, t [0:200], dz [1:200], ct [1:12];
real n,, l, zo, e, ck, la, ka, ab, ac, am, an, a, c, bt;
real du; integer i, j, k, sh; real r, tl;
procedure nr (a); array a; begin array k [1:41];
integer i, i; i := 0; for i := 0 step 5 until 200 do
begin j := j + 1; k [j] := a [i] end; p 1041 (k) end;
m: sh: = 0; p 0042 (ct); zo: =, ct,[1]; e: = ct [2];
ek : = ct [3]; ea : = ct [4]; la : = ct [5]; ka : = ct [6];
an: = ct [7]; ab: = ct [8]; bt: = ab \times ka \uparrow 2/an;
am := ct [9]; a := ln (zo) + am \times zo; n := ct [10]; du := ct [11];
na:1:=du \times ka/la; 1:=du \times ka/la; ac:=ln(n) + am \times n;
ac := (ac - a)/200; z [0] := a; for j := 0
step 1 until 199 do z[j+1] := z[j] + ac; z[0] := zo;
begin array z = 1 [0:200]; for j := 0 step 1 until 199 do
begin mo: a: = \ln (zo) - z [j + 1] + am \times zo;
a := zo - a \times zo/(1 + am \times zo); if abs (a - zo) > ea then
begin zo := a; go to mo end;
z[j+1] := a; dz[j+1] := z[j+1] - z[j];
zo : = ct[1]; z1[j] := z[j] \times 1 end;
p 0737 (true, 1, z1); nr (z1) end; begin procedure pm1;
```

```
begin array x [1:12], z2 [1:12];
 real c, f, d, r1, r2; integer n;
 for i := 0 step 1 until 200 do
 bo [i] := (z [200] - z [i])/z [200]; c := 0;
 for i := 1 step 1 until 199 do begin
 c := c + 0.5 \times (1/\sqrt{bo[j-1]}) + 1/\sqrt{bo[j]}) \times dz[j];
 ko[i] := bo[i] \times (ct[1] + c) end;
 ko [200] := ko [199]; ko [0] := ct [1]; p 0042 (x, z2);
 p 1041 (x, z2, ct); for i: = 1 step 1 until 12 do
 z2[i] := z2[i]/1; k := 0; for i := 1 step 1 until 12 do
 for i := k, i + 1 while (z [i] + 0.0002) < z2 [i]
 do begin t[i] := x[i]; k := k + 1 end;
 t [200] := t [199]; for j := 0 step 1 until 200 do
 begin t[i] := 0.256 \times (-t[i] + 0.01)/(1a \uparrow 2 \times 285) end;
 nr (t) end; pm1 end; m2: begin array
 p, q [0:200]; procedure din (p. q); array p, q;
 begin array 111, 112, 113, 121, 122, 123 [1:200];
real g11, g12, g21, g22, h11, h12, h21, h22, t;
integer j, k; p [0] := 1; q [0] := 0;
111[1] := 112[1] := 121[1] := 122[1] := 123[1] := 0;
[113[1] := 1; k := 1; for j := 1 step 1 until 199 do
begin g11: = \frac{111 \left[ j \right]}{dz} \left[ j \right] - \left(\frac{1}{dz} \left[ j \right] + \frac{1}{dz} \left[ j + 1 \right] \right);
 g12 := \frac{112}{j} \frac{dz}{dz} \frac{dz}{dz} + \frac{dz}{dz} +
 g21 := \frac{121}{i} \frac{[i]}{dz} \frac{[i]}{-(dz)} + \frac{dz}{[i]} + \frac{dz}{[i+1]} \frac{[i+1]}{(2 \times ko)}
g22 := \frac{122 [j]}{dz [j]} - (\frac{1}{dz [j]} + \frac{1}{dz [j + 1]});
if abs (g11) < 10 then begin
if abs (g22) <_{10} 10 then do to q1 end;
h11: = 1/g11; h12: = h21: = 0; h22: = 1/g22;
go to q3; q1: if abs (g12) < 10 then begin
if abs (g21) < 10 10 then go to g2 end;
h11: = h22: = 0; h12: = 1/g21; h21: = 1/g12; go to q3;
g2:t:=g11 \times g22 - g12 \times g21; h11:=g22/t;
h12 := -g12/t; h21 := -g21/t; h22 := g11/t;
q3:111[j+1]:=-h11/dz[j+1];
112[i+1] := -h12/dz[i+1];
121[j+1] := -h21/dz[j+1];
122[i+1] := -h22/dz[i+1];
113[j+1] := -(h11 \times 113[j] + h12 \times 123[j])/dz[j];
123[i+1] := -(h21 \times 113[i] + h22 \times 123[i])/dz[i];
k := k + 1; if ko [i + 1] \le 10 - 13 then go to p1 end;
76
```

```
p1:p[k]:=0; q[k]:=0; for j:=k-1 step-1
until () do begin
p[j] := 111[j+1] \times p[j+1] + 112[j+1] \times q[j+1] + 113[j+1];
q[j] := 121[j+1] \times p[j+1] + 122[j+1] \times q[j+1] + 123[j+1]
end end; din (p, q); begin array b, b1, k1 [0:200];
procedure bal (p, q, b, b1, k1, k); array b, b1, k1, p, q;
integer j; integer k; begin array x, y [1:200];
real a, b, c, d; k := 1; x [1] := 0; y [1] := 1; b1 [0] := 1;
for j := 1 step 1 until 200 do begin
if t[j] \leq 0 then go to m3;
a := (ko[j] + ko[j+1])/(2 \times dz[j+1]);
c := (ko[j] + ko[j-1])/(2 \times dz[j]);
b := a + c + (dz[i + 1] + dz[i]) \times (bo[i] + t[i]) \times
      ko [j] \uparrow 2/bo [j])/(2 × bt × ko [j]);
d := (p [j] \uparrow 2 + q [j] \uparrow 2) \times (dz [j+1] +
      d\hat{z} [i])/(2 × bt × ko [j]); go to m4;
m3:a:=(ko[j]+ko[j+1])/(2\times dz[j+1]);
c := (ko[i] + ko[i-1])/(2 \times dz[i]);
b := a + c + (dz [j+1] + dz [j]) \times bo [j]/(2 \times bt \times ko [j]);
d := (p[j] \uparrow 2 + q[j] \uparrow 2 - t[j] \times ko[j] \times
ko[j]) × (dz[j+1] + dz[j])/(2 × bt × ko[j]);
m4: x[j+1]: = a/(b-c \times x[j]);
y[j+1] := (c \times y[j] + d) \times x[j+1]/a;
k := k + 1; if (ko [j + 1] \times bo [j + 1]) \le 10 - 16 then go to m5 end;
m5:b1[k]:=0,000001;
for j := k - 1 step - 1 until 1 do
b1[i] := x[j+1] \times b1[j+1] + y[j+1];
for j := k + 1 step 1 until 200 do
b1 [i]: = _{10} - 6; sh: = sh + 1; k1 [0]: = ct [1];
m6: begin k := 1; c := 0; for j := 1 step 1 until 200 do
begin c := c + 0.5 \times (1/\operatorname{sqrt} (b1 [i-1]) + 1/\operatorname{sqrt} (b1 [i])) \times
      dz[i];
k1[j] := b1[j] \times (ct[1] + c); k := k + 1;
if b1 [j+1] \leq_{10} — 6 then go to m7 end;
m7: for j := k step 1 until 200 do
k1[j] := k1[k-1] end end;
bal (p, q, b, bl, kl, k);
k := 0; for j := 1 step 1 until 200 do
if abs (ko[j]-k1[j]) \leq ek \times abs (ko[j])
then begin k := k + 1; p 1024 (1, k, ko, k1) end;
```

```
if k = 200 then go to m8 else begin
for j := 1 step 1 until 200 do begin
ko[j] := (ko[j] + k1[j])/2;
bo [j] := (bo[j] + b1[j])/2; bo [0] := 1 end;
go to m2 end; m8: p 1041 (sh);
begin array z2 [0:200]; real sq;
p 0737 (false, 1, z2); for i: = 0 step 1 until 200 do
begin sq: = sqrt (p [j] \uparrow 2 + q [j] \uparrow 2);
if sq \leq 0.01 then begin p 1041 (z2 [i]);
go to n1 end end end; n1: p 0737 (true, 2, b1);
p 0737 (true, 3, k1); e := t [0] \times k1 [0]; p 1041 (e);
for i := 0 step 1 until 198 do begin
ko [i]: = t [i] \times k1 [j] \times 60 000 \times la \times du \uparrow 2;
bo [i]: = (p [i] \uparrow 2 + q [i] \uparrow 2) \times 60000 \times la \times du \uparrow 2/k1 [j];
t[j] := b1[j] \uparrow 2 \times 60\,000 \times la \times du \uparrow 2/k1[j]  end;
nr (ko); nr (bo); nr (t);
for i := 1 step 1 until 198 do begin
ko[i] := ((k1[i+1] + k1[i]) \times (b1[i+1] - b1[i])/dz[i+1] -
      (k1 [i-1] + k1 [i]) \times (b1 [i] - b1 [i-1])/dz [i]) \times
      60\ 000 \times la \times du \uparrow 2 \times bt/(dz [i] + dz [i+1]) end; nr (ko);
begin procedure alfa (p, q, dz, t1);
real tl; array p, q, dz;
begin integer i; array ko, k1, t, b [0:100];
for i := 1 step 1 until 100 do begin
ko[j] := ((p[j+1]-p[j])/dz[j+1]-
(p[j]-p[j-1])/dz[j]) \times (-dz[j])/(dz
[j] + dz[j+1] + (p[j] - p[j-1])/dz[j];
k1[j] := ((q[j+1]-q[j])/dz[j+1]-
(q[j]-q[j-1])/dz[j]) \times (-dz[j])/(dz[j]+dz[j+1]) +
(q[j] - q[j-1])/dz[j]; t[1] := 1 \times la/0.16 \times sqrt(ko[1])
2 + k1 [1] \uparrow 2;
b[1] := 57.3 \times (-arctg (ko[1]/k1[1])) end;
p 1041 (t [1]); p 1041 (b [1]);
t1 := t[1]; for i := 2 step 1 until 100 do
begin t[j] := 2.5 \times du \times (k1[j] - k1[1]);
b[i] := 2.5 \times du \times (ko[1] - ko[j]);
q[i] := sqrt(b[i] \uparrow 2 + t[i] \uparrow 2) end;
t [0] := 0; b [0] := 0; q [0] := 0; nr (q) end;
alfa (p, q, dz, t1); r := t1 - ct[12];
if r > 0 \land r \le 1 then go to koh;
78.
```

if r > 0 then begin if r < 1 then go to koh else begin $du := du - 0.1 \times du$; go to na end end; if abs (r) < 1 then go to koh else begin $du := du + 0.1 \times du$; go to na end; koh: end end end; graf; go to m end

 $+.680_{10}+03$

(к лабораторной работе № 12)

Результаты расчета по программе ($l.=4\cdot 10^{-5}$, c⁻¹, $z_0=10^{-2}$ м, $v_*=0.225$ м/с, $L_1=2250$ м)

$$\begin{array}{c} z \; + \; 112_{10} - 01 \; + \; 266_{10} - 00 \; + \; 614_{10} + 01 \; + \; 971_{10} + 02 \; + \; 459_{10} + 03 \; + \; 997_{10} + 03 \; + \; 160_{10} + 04 \\ + \; 190_{10} - 01 \; + \; 450_{10} - 00 \; + \; 102_{10} + 02 \; + \; 137_{10} + 03 \; + \; 541_{10} + 03 \; + \; 109_{10} + 04 \; + \; 170_{10} + 04 \\ + \; 323_{10} - 01 \; + \; 762_{10} + 00 \; + \; 168_{10} + 02 \; + \; 187_{10} + 03 \; + \; 627_{10} + 03 \; + \; 119_{10} + 04 \; + \; 181_{10} + 04 \\ + \; 547_{10} - 01 \; + \; 128_{10} + 01 \; + \; 272_{10} + 02 \; + \; 245_{10} + 03 \; + \; 715_{10} + 03 \; + \; 129_{10} + 04 \; + \; 181_{10} + 04 \\ + \; 927_{10} - 01 \; + \; 217_{10} + 01 \; + \; 430_{10} + 02 \; + \; 310_{10} + 03 \; + \; 807_{10} + 03 \; + \; 139_{10} + 04 \; - \; 922_{10} + 19^* \\ + \; 157_{10} - 00 \; + \; 366_{10} + 01 \; + \; 658_{10} + 02 \; + \; 382_{10} + 03 \; + \; 202_{10} + 04 \; + \; 400_{10} - 04 \; + \; 225_{10} - 00 \\ + \; 800_{10} - 02 \; + \; 600_{10} - 02 \; + \; 100_{10} + 03 \; + \; 900_{10} + 03 \; - \; ct_{10} - 3^* \; + \; 400_{10} - 04 \; + \; 225_{10} - 00 \\ + \; 900_{10} - 02 \; + \; 479_{10} - 02 \; + \; 200_{10} + 03 \; + \; 130_{10} + 04 \; + \; 499_{10} - 05 \; + \; 214_{10} - 00 \\ + \; 900_{10} - 02 \; + \; 479_{10} - 02 \; + \; 200_{10} + 03 \; + \; 150_{10} + 04 \; + \; 100_{10} - 01 \; + \; 450_{10} - 00 \\ + \; 800_{10} - 02 \; + \; 500_{10} - 02 \; + \; 400_{10} + 03 \; + \; 150_{10} + 04 \; + \; 100_{10} - 01 \; + \; 450_{10} - 00 \\ + \; 800_{10} - 02 \; + \; 500_{10} - 02 \; + \; 500_{10} + 03 \; + \; 150_{10} + 04 \; + \; 100_{10} - 01 \; + \; 450_{10} + 00 \\ + \; 800_{10} - 02 \; + \; 650_{10} - 02 \; + \; 500_{10} + 03 \; + \; 190_{10} + 04 \; + \; 100_{10} - 06 \; + \; 900_{10} + 00 \\ + \; 800_{10} - 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 112_{10} + 04 \; + \; 112_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \\ + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 112_{10} + 04 \; + \; 112_{10} + 04 \; + \; 291_{10} + 04 \; + \; 280_{10} + 04 \\ + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10} + 04 \; + \; 224_{10}$$

		•		
прооолжение прил.	+. 26910-01 +. 26910-01 +. 26910-01 +. 18810-01 +. 78710-04	+. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 132 ₁₀ – 06	+. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 196 ₁₀ + 04 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 787 ₁₀ – 04	
	+. 215 ₁₀ -01 +. 280 ₁₀ -01 +. 280 ₁₀ -01 +. 280 ₁₀ -01 +. 280 ₁₀ -01	+. 345 ₁₀ – 08 +. 268 ₁₀ – 11 +. 185 ₁₀ – 14 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00	+. 000 ₁₀ – 00 +. 216 ₁₀ – 14 +. 000 ₁₀ – 00 +. 000 ₁₀ – 00	
	$\begin{array}{l} +. \ 100_{10} + 01 \\ +. \ 614_{10} + 00 \\ +. \ 353_{10} - 00 \\ +. \ 110_{10} - 00 \\ +. \ 145_{10} - 01 \\ +. \ 215_{10} - 01 \end{array}$	+. 997 ₁₀ +00 +. 613 ₁₀ +00 +. 353 ₁₀ -00 +. 110 ₁₀ -00 +. 376 ₁₀ -02 +. 389 ₁₀ -05	$+$. $650_{10} - 02$ $+$. $105_{10} - 02$ $+$. $114_{10} - 03$ $+$. $705_{10} - 05$ $+$. $707_{10} - 12$ $+$. $9000_{10} - 00$ $+$. $932_{10} - 02$ $+$. $172_{10} - 02$ $+$. $172_{10} - 02$ $+$. $253_{10} - 03$ $+$. $257_{10} - 04$ $+$. $450_{10} - 06$ $+$. $450_{10} - 11$	
	+. 504 ₁₀ +01 +. 396 ₁₀ +01 +. 138 ₁₀ +02 +. 158 ₁₀ +02 +. 125 ₁₀ +02 +. 347 ₁₀ +01	$\begin{array}{l} +. \ 445_{10} + 01 \\ +. \ 237_{10} + 01 \\ +. \ 536_{10} + 00 \\ +. \ 171_{10} - 00 \\ +. \ 142_{10} - 00 \\ +. \ 297_{10} - 00 \end{array}$	$+$. $683_{10} + 00$ $+$. $442_{10} - 00$ $+$. $846_{10} + 00$ $+$. $136_{10} + 01$ $+$. $799_{10} + 00$ $+$. $138_{10} - 00$ $+$. $126_{10} + 01$ $+$. $202_{10} + 01$ $+$. $141_{10} + 02$ $-$. $146_{10} + 02$ $+$. $132_{10} + 02$ $+$. $132_{10} + 02$ $+$. $132_{10} + 02$	
	+. 728 ₁₀ +00 +. 118 ₁₀ +01 +. 185 ₁₀ +01 +. 274 ₁₀ +01 +. 370 ₁₀ +01 +. 441 ₁₀ +01	+. 444 ₁₀ +02 +. 269 ₁₀ +02 +. 167 ₁₀ +02 +. 108 ₁₀ +02 +. 756 ₁₀ +01 +. 579 ₁₀ +01	+. 429 ₁₀ +02 +. 248 ₁₀ +02 +. 140 ₁₀ +02 +. 756 ₁₀ +01 +. 373 ₁₀ +01 +. 163 ₁₀ +01 775 ₁₀ +00 855 ₁₀ +00 855 ₁₀ +00 546 ₁₀ +00 546 ₁₀ +00 +. 260 ₁₀ -00	
	$+, 322_{10} - 01$ $+, 546_{10} - 01$ $+, 923_{10} - 01$ $+, 155_{10} - 00$ $+, 262_{10} - 00$ $+, 439_{10} - 00$	+. $102_{10} + 04$ +. $605_{10} + 03$ +. $357_{10} + 03$ +. $211_{10} + 03$ +. $125_{10} + 03$ +. $743_{10} + 02$	$+102_{10} + 04$ $+605_{10} + 03$ $+357_{10} + 03$ $+210_{10} + 03$ $+124_{10} + 03$ $+732_{10} + 02$ $269_{10} - 00$ $361_{10} - 00$ $361_{10} - 00$ $423_{10} - 00$ $523_{10} + 00$ $647_{10} + 00$	
$+.112_{10}-01$	$+. 136_{10} - 02$ $+. 231_{10} - 02$ $+. 391_{10} - 02$ $+. 663_{10} - 02$ $+. 112_{10} - 01$ $+. 190_{10} - 01$	+. 243 ₁₀ +05 +. 143 ₁₀ +05 +. 846 ₁₀ +04 +. 499 ₁₀ +04 +. 294 ₁₀ +04 +. 173 ₁₀ +04	+. 243 ₁₀ +05 +. 143 ₁₀ +05 +. 846 ₁₀ +04 +. 499 ₁₀ +04 +. 173 ₁₀ +04 +. 173 ₁₀ +04 +. 136 ₁₀ -02 184 ₁₀ -00 227 ₁₀ -00 236 ₁₀ -00	$+. 669_{10}+01$ $ 217_{10}+02$
0.F.	H	П	disf	b g

 $+.172_{10}+01$

+.20210+01

 $+.231_{10}+01$

 $+.261_{10}+01$

+.290 + 01

+.32010+01

+.349 + 01

 $+.378_{10}+01$

 $+.408_{10}+01$

+.437m+01

 $+.468_{10}+01$

 $+.501_{10}+01$

 $+.000_{10}-00$

 $+.237_{10}-00$ $+.535_{10}+00$

 $+.832_{10}+00$

+.11210+01

+.14210+01

 $-.325_{10}-16$

```
+.576_{10}+01
                                                     +.406_{10}-17
                  -.131_{10}-00
                                   -.405_{10}-07
+.598_{10}+01
                  -.747_{10} -01
                                   +.985_{10}-09
                                                     +.00010-00
-.155_{10}-00
                  -.164_{10} - 01
                                   -.207_{10}-10
                                                     +.000_{10}-00
-.163_{10}-00
                 +.155_{10}-02
                                   +.35210-12
                                                    -+.000_{10}-00
-.169_{10}-00
                  -.503_{10}-04
                                   -.369_{10}-14
                 +.468_{10} - 02
+.762_{10} --01
                                   +.505_{10}-14
                                                     +.000_{10}-00
                 +.148_{10}-02
+.769_{10}-01
                                   +.301_{10}-17
                                                     +.000_{10}-00
+.198_{10}-00
                 +.318_{10}-03
                                   +.000_{10}-00
                                                     +.000_{10} - 00
+.382_{10}-00
                  +.441_{10}-04
                                   +.000_{10}-00
                                                     +.000_{10}-00
+.260_{10}-00
                  +.507_{10}-08
                                   +.000_{10}-00
                                                     +.532_{10}-17
+.570_{10}-01
                 + 568_{10} - 11
                                   +.000_{10}-00
+.374_{10}+01
                 +.148_{10}+01
                                   +.160 - 01
                                                     +.160_{10}-01
+.587_{10}+01
                                   +.160_{10}-01
                  +.912_{10}+00
                                                     +.160 - 01
+.205_{10}+02
                 +.389_{10}-00
                                   +.160_{10}-01
                                                     +.160_{10}-01
+.469_{10}+02
                  +.121_{10}-00
                                   +.160_{10}-01
                                                     +.160_{10}-01
+.373_{10}+02
                 +.160_{10}-01
                                   +.160_{10}-01
                                                     +.160_{10}-01
+.103_{10}+02
                  +.160_{10}-01
                                   +.160_{10}-01
                      max k
                                                          z max k
       10 - 3*
                 +.490_{10}+02
                                            10-3*
                                                     +.27010+03
```

 $+.149_{10}-05$

 $-.165_{10}-00$

 $+.539_{10} + 01$

 S_0 , кал/см 2 · мин

2 3 4 5 6 7 8	I	0,00	0,00	0,06 0,18	0,00 0,07 0,18	0,00 0,03 0,10	0,02 0,08	VIII	IX	X	ΧI	XII
3 4 5 6		0,00			0,07	0,03		-				
3 4 5 6		0,00			0,07	0,03				,		
5 6		0,00				0,10	0.08					
6		0,00					0,00					
		0,00		0.18		0,25	0,22	0,09				
7		0,00		0,10	0,35	0,43	0,36	0,24	0,09			ı
	l		0,15	0,33	0,54	0,61	0,56	0,41	0,22	0,05		
8	i	0,06	0,32	0,55	0,73	0,78	0,74	0,59	0,40	0,17	0,02	
9 (0, 0 3	0,20	0,48	0,74	0,89	0,95	0,87	0,74	0,56	0,30	0,10	0,01
10 (0,11	0,31	0,60	0,85	1,00	1,09	0,98	0,84	0,68	0,39	0,18	0,08
	0,17	0,40	0,68	0,92	1,07	1,14	1,07	0,91	0,75	0,43	0,21	0,14
	0,19	0,44	0,72	0,96	1,09	1,16	1,11	0,95	0,78	0,44	0,22	0,16
	0,18	0,43	0,70	0,91	1,07	1,14	1,07	0,91	0,73	0,40	0,19	0,13
	0,13	0,34	0,60	0,81	0,98	1,05	0,98	0,82	0,64	0,32	0,13	0,08
1	0,06	0,23	0,48	0,68	0,85	0,92	0,86	0,69	0,52	0,21	. 0,06	0,00
	0,00	0,11	0,32	0,51	0,67	0,76	0,72	0,55	0,37	0,11	0,00	
17		0,00	0,17	0,39	0,49	0,58	0,56	0,40	0,20	0,00		
18			0,02	0.16	0,30	0,40	0,38	0,24	0,06			
19	-			0,05	0,16	0,25	0.20	0,10				
20					0,05	0,13	0,09	0,02				
21					0,00	0,05	0,02					ſ.
22						0,00					,	

```
begin integer p, i, i, l, n, m, kc;
m5: p\ 0042 \ (m); begin array y [1:m, 1:3];
kc := 0; begin array k, r1 [1:4];
real x, xs, x max, w, t, v, g, cp, tr, tq, ur;
p 0042 (p, n, 1, xs, x max, w, t);
p 1041 (p, n, 1, xs, x max, w, t); begin array u, r[1:n];
integer s: real xn, kn, un, ht, hg, xu, alfa, lx, lz,
kl. ul. vz; p 0042 (xn, ht, alfa, vz);
p 1041 (xn, ht, alfa, vz): 1z := 3174, 6 \times vz:
lx := lz/0.16; ur := lz \times 1.26 \times 10 - 4;
kl := ur \times lz; ul := 7.875 \times 10 - 4 \times lz;
tg := 6349/sgrt(2 \times 3.14159)/lz/lz;
begin array a1 [1:8], b1 [1:3 \times p], c1 [1:3 \times n];
p 0042 (b1); p 1041 (b1);
for i := 1 step 1 until p do begin
b1[i] := b1[i]/lz; b1[i+p] := b1[i+p]/kl;;
b1 [i + 2 \times p] := b1 [i + 2 \times p]/ul; end:
xu := (b1 [p] - b1 [1])/(n-1); ht := ht/lz;
p 1041(xu, lz); for i := 1 step 1 until n do
c1 [i] : = alfa/lz + xu \times (i - 1);
p 1071 (p, n, b1, c1, a1, 2, 1, false);
for i := 1 step 1 until n do begin
r[i] := c1[i+n]; u[i] := c1[i+2\times n] end end;
for i := 1 step 1 until 4 do k[i] := r[i];
for i := 1, i + 1 while xu \times (i - 1) < ht do
s := i; kn := r [s];
un : = u [s]; g : = 0.5/\text{sqrt} (3. 14.159 \times \text{kn} \times \text{un} \times \text{xn});
begin array a, q[1:n];
procedure ы(s, v); value v;
integer v, array s; begin real b, c, f;
array d, 1 [1:n]; s[n] := 1[1] := 0;
d[1] := v - 1; for i := 2 step 1 until n - 1 do
begin f := u [i] \times s [i]/xs; c := a [i + 1] - w/xu;
b := u [i]/xs - a [i] - c + t;
b := 1/(b + a[i] \times d[i-1]); d[i] := -c \times b;
1[i] := b \times (f-a[i] \times 1[i-1]) end;
for i := n-1 step -1 until 1 do
84
```

```
s[i] := s[i+1] \times d[i] + l[i]; end;
for i := 2 step 1 until n do
a[i] := -(r[i] + r[i-1])/(2 \times xu \uparrow 2);
for i := 1 step 1 until n do begin q[i] := g \times \exp(-w \uparrow 2 \times
      xn/kn/un/4 + (ht - xu \times (i - 1)) \times w/(2 \times kn)) \times
      (\exp(-(xu \times (i-1) - ht) \uparrow 2 \times un/(4 \times kn \times xn)) +
      (-1) \uparrow 1 \times \exp(-(xu \times (i-1) + ht) \uparrow 2 \times
      un/(4 \times kn \times xn)));
r[i] := q[i] end; x := xn; cp := 0; m2: x := x + xs:
ы (q, 1); if x < 0.02 then v := 200 \times x
else v := 40 \times x; if (v - \text{entier}(v)) < 10 - 4 then
begin kc := kc + 1; v[kc, 1] := x \times lx; v[kc, 2] :=
      = tg/y [kc, 1] \uparrow 0.9 \times q[1]; y[kc, 3] := q[1];
v [kc, 3] := v [kc, 3] \times 0.4/vz/lz; if kc = m then
begin kc := 0; p 1041 (y) end; end;
if x < x \max then go to m2;
end end end end; go to m5 end
```

+· 00010 - 00	+. 41410-00	+. 843 ₁₀ +01 +. 943 ₁₀ +01 +. 107 ₁₀ +02
$+. 000_{10} - 00$ $ 10-3*$	$$ $_{10}-3^*$ $+.$ $414_{10}-00$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	+ 97010+01	+ 423 ₁₀ +01 + 209 ₁₀ +01 + 000 ₁₀ -00 + 312 ₁₀ +01 + 392 ₁₀ +01 + 474 ₁₀ +01
+. 250 ₁₉ -02 10-3*	$$ $_{10}-3*$ $+.$ $100_{10}+03$ $$ $_{10}-3*$ $+.$ $970_{10}+01$	+. 547 ₁₀ +01 +. 671 ₁₀ +01 +. 791 ₁₀ +01 +. 879 ₁₀ +01 +. 896 ₁₀ +01 +. 814 ₁₀ +01 +. 647 ₁₀ +01
$+. 200_{10} + 01$ $ 10-3*$	$+. 100_{10} + 03$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
+. 250 ₁₀ +03 10-3*	- 10-3*	+. $000_{10} - 00$ +. $546_{10} + 02$ +. $771_{10} + 03$ +. $288_{10} + 01$ +. $733_{10} + 02$ +. $166_{10} - 01$ +. $697_{10} + 01$ +. $984_{10} + 02$ +. $488_{10} - 00$ +. $168_{10} + 02$ +. $132_{10} + 03$ +. $113_{10} + 01$ +. $226_{10} + 02$ +. $177_{10} + 03$ +. $260_{10} + 01$ +. $303_{10} + 02$ +. $237_{10} + 03$ +. $338_{10} + 01$ +. $407_{10} + 02$ +. $319_{10} + 03$ +. $434_{10} + 01$
$+. 150_{10} + 02$ $ 10-3*$	III M + 50010-02	+. 000 ₁₀ – 00 +. 288 ₁₀ + 01 +. 697 ₁₀ + 01 +. 168 ₁₀ + 02 +. 226 ₁₀ + 02 +. 303 ₁₀ + 02 +. 407 ₁₀ + 02
II м	M. III	N

							, ·
	$+.235_{10}-02$	$$ $_{10}-3*$ $+.$ $131_{10}+04$	$+.131_{10}+04$	*			
	$x + .821_{10} + 02$	$+, 123_{10}+03$	$+. 205_{10}+03$	$+.410_{10}+03$	$+.616_{10}+03$	$+.821_{10}+03$	$+.102_{10}+$
<u>.</u>	$q + .650_{10} - 10 + .723_{10} - 09 + .110_{10} - 07 + .197_{10} - 06 + .583_{10} - 06 + .953_{10} - 06 + .120_{10} -$	$+.723_{10}-09$	$+.110_{10}-07$	$+.197_{10}-06$	$+.583_{10} - 06$	$+.953_{10}-06$	$+.120_{10}$
,	$s + 234_{10} - 05$	$+.375_{10}-04$	$+.375_{10}-04$ $+.908_{10}-03$	$+.302_{10}-01$	$+.129_{10}-00$	$+.273_{10}-00$	$+.423_{10}-$

+. 102 ₁₀ +04 +. 120 ₁₀ -05 +. 423 ₁₀ -00	+. 246 ₁₀ +04 +. 123 ₁₀ -05 +. 974 ₁₀ +00	+, 390 ₁₀ +04 +, 903 ₁₀ -06 +, 105 ₁₀ +01
+. 821 ₁₀ +03 +. 953 ₁₀ -06 +. 273 ₁₀ -00	$+. 225_{10} + 04$ $+. 132_{10} - 05$ $+. 940_{10} + 00$	$+.369_{10} + 04$ $+.947_{10} - 06$ $+.105_{10} + 01$
+. 616 ₁₀ +03 +. 583 ₁₀ -06 +. 129 ₁₀ -00	+. 205 ₁₀ +04 +. 137 ₁₀ -05 +. 895 ₁₀ +00	+. 349 ₁₀ +04 +. 994 ₁₀ -06 +. 104 ₁₀ +01
+. 410 ₁₀ +03 +. 197 ₁₀ -06 +. 302 ₁₀ -01	+. 184 ₁₀ +04 +. 141 ₁₀ -05 +. 838 ₁₀ +00	$+.328_{10}+04$ $+.104_{10}-05$ $+.104_{10}+01$
$\begin{array}{l} +. \ 205_{10} + 03 \\ +. \ 110_{10} - 07 \\ +. \ 908_{10} - 03 \end{array}$	+. 164 ₁₀ +04 +. 143 ₁₀ -05 +. 765 ₁₀ +00	$+.308_{10}+04$ $+.109_{10}-05$ $+.103_{10}+01$
$+$, $123_{10} + 03$ $+$, $723_{10} - 09$ $+$, $375_{10} - 04$	+. 143 ₁₀ +04 +. 141 ₁₀ -05 +. 672 ₁₀ +00	$+. 287_{10} + 04$ $+. 115_{10} - 05$ $+. 101_{10} + 01$
$\begin{array}{l} +. \ 821_{10} + 02 \\ +. \ 650_{10} - 10 \\ +. \ 234_{10} - 05 \end{array}$	+. 123 ₁₀ +04 +. 135 ₁₀ -05 +. 558 ₁₀ +00	+. 226 ₁₀ +04 +. 120 ₁₀ -05 +. 999 ₁₀ +00
x b s	* 9 8	

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	,
Список основных обозначений	;
Литература	4
Лабораторная работа № 1. Расчет характеристик термика с учетом эффекта вовлечения	į
Лабораторная работа № 2. Учет эффекта вовлечения при расчете нижней границы конвективной облачности	
Лабораторная работа № 3. Расчет характеристик конвективной облачности с учетом эффекта вовлечения	, (
Лабораторная работа № 4. Расчет потоков длинноволновой радиации в атмосфере при ясном и облачном небе	. 18
Лабораторная работа № 5. Определение профиля геострофического ветра в температурно-неоднородной по горизонтали атмосфере	2
Лабораторная работа № 6. Колебания частицы воздуха в поле силы Кориолиса	23
Лабораторная работа № 7. Вертикальное распределение скорости ветра и сил, действующих в пограничном слое атмосферы	2
Лабораторная работа № 8. Расчет скорости вертикальных движений на верхней границе пограничного слоя атмосферы	29
Лабораторная работа № 9. Расчет турбулентных потоков и характеристик турбулентности в приземном слое по стандартным наблюдениям .	3
Лабораторная работа № 10. Вертикальная структура планетарного пограничного слоя над сушей	36
Лабораторная работа № 11. Применение нелинейной модели погранич- ного слоя атмосферы для расчета скорости вертикальных движений	38
Лабораторная работа № 12. Расчет характеристик турбулентности в по- граничном слое атмосферы по данным температурного зондирования	42
Лабораторная работа № 13. Суточный ход температуры воздуха	48
Лабораторная работа № 14. Локальный прогноз метеорологических характеристик вблизи подстилающей поверхности	5(
Лабораторная работа № 15. Распределение концентрации примеси, создаваемой непрерывно действующим высотным источником	55
Лабораторная работа № 16. Расчет загрязнения воздушной среды выбро- сами непрерывно действующих высотных источников	61
Приложения	65