

Министерство образования и науки Российской Федерации

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
Факультет заочного обучения

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ
по дисциплине

«ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ»

Специальность 020602 – Метеорология
Квалификация – инженер

*(Подлежит возврату
на факультет заочного обучения)*



Санкт-Петербург
2012

УДК 556.537

Одобрено методической комиссией метеорологического факультета Российского государственного гидрометеорологического университета

Методические указания. «Динамическая метеорология» для высших учебных заведений. Специальность 020602 – Метеорология. Квалификация – инженер. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2012. – 29 с.

Приведены указания по изучению разделов дисциплины, вопросы для самопроверки, примеры решения задач и варианты двух контрольных работ.

Составители: К. Л. Егоров, к.ф.-м.н., доц.

Ответственный редактор: Дикинис А.В., к.г.н., доц., зав. кафедрой динамики атмосферы и космического землеведения.

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2012.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Динамическую (теоретическую) метеорологию студенты заочного отделения изучают V курсе, после того, как ими пройдены курсы высшей математики, физики, полный курс механики жидкости и газа (включая геофизическую гидродинамику) и общей метеорологии. Задачей динамической (теоретической) метеорологии является изучение закономерностей атмосферных процессов и строения атмосферы на основе общих принципов гидротермодинамики.

Цель дисциплины – сформировать знания и навыки, которые впоследствии могли бы служить фундаментальной основой для изучения синоптической метеорологии, гидродинамических прогнозов, климатологии, физических основ воздействий на атмосферные процессы, экологии и охраны атмосферы, и других дисциплин.

Студенты должны уметь творчески осмысливать физические механизмы формирования широкого спектра атмосферных процессов; должны знать временную динамику и пространственную структуру характерных типов движений в атмосфере, обладать навыками их математического моделирования и решать задачи, связанные с количественными оценками, как в рамках аналитических моделей, так и с использованием современной вычислительной техники.

Студенты, усвоившие материал, должны уметь:

1. объяснить особенности основных атмосферных явлений, исходя из общих законов гидромеханики и термодинамики;
2. формулировать и решать простейшие задачи, связанные с разнообразными процессами, протекающими в атмосфере;
3. выполнять вычисления, встречающиеся в работе инженера-метеоролога;

При разборе каждого вопроса студент должен иметь ясное представление о том, какие физические законы положены в основу решения, какие сделаны упрощения, четко понимать физический смысл полученных решений.

При самостоятельном изучении теоретической метеорологии следует иметь в виду, что при выводе формул ряд промежуточных выкладок в книгах часто опускается, так как предполагается наличие у читателей необходимой физико-математической подготовки и умения восстанавливать детали вывода в процессе чтения. Такое умение для каждого студента является обязательным.

Перечень тем и вопросов, подлежащих изучению, изложен в «Программе дисциплины «Динамическая метеорология» для высших учебных заведений. Направление

подготовки 020602 – Метеорология. Квалификация – инженер-метеоролог. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2012» .

Студенты выполняют 1 контрольную работу: №2 на V курсе. При выполнении контрольных заданий следует давать подробное объяснение решения задач.

Каждая контрольная работа имеет 4 варианта. Выбор варианта определяется следующим образом: студенты, номера зачетных книжек заканчиваются цифрами 0, 1, 2, выполняют вариант №1; 3, 4, 5 – вариант №2; 6, 7 – вариант №3; 8, 9 – вариант № 4.

Рекомендуемая литература

Основная литература:

1. Динамическая метеорология. Под ред. *Д. Л. Лайхтмана*. – Л.: Гидрометеиздат, 1976.
2. Задачник по динамической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1984.

Дополнительная литература:

1. Основы динамической метеорологии. Под ред. *Д. Л. Лайхтмана и М. Ю. Юдина*. – Л.: Гидрометеиздат, 1955.
2. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 751 с.

Основные темы и их содержание.

- Основные уравнения гидродинамики атмосферы. При изучении этого раздела студенты должны получить четкое представление об основных уравнениях гидродинамики, используемых в динамической метеорологии, знать физический смысл отдельных членов уравнений.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 1, с. 5-18.
2. гл. 1, с. 4-7.

- Лучистая энергия. Следует обратить внимание на характер преобразования в атмосфере коротковолновой солнечной и длинноволновой земной радиации, основные законы поглощения и рассеяния радиации в атмосфере и ознакомиться с методами расчета радиационных потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 6, с. 117-129, 135-176.
2. гл. 3, с. 27-33.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое функция пропускания? Как она зависит от массы поглощающего вещества?
2. где больше уходящее длинноволновое излучение при ясном небе – на полюсе или на экваторе? Почему?
3. Где поглощается большая часть солнечной радиации – на земной поверхности или в атмосфере?
4. Где формируется основная часть уходящего длинноволнового излучения – на земной поверхности или в атмосфере?
5. Как влияет облачность на эффективное излучение земной поверхности?
 - Уравнения гидротермодинамики для турбулентной атмосферы и их упрощение. Здесь необходимо знать общие положения атмосферной турбулентности, правила осреднения случайных величин, систему осредненных уравнений, физический смысл пульсационных членов. Надо усвоить принципы упрощения уравнений с помощью теории подобия и знать систему упрощенных уравнений.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 7, с. 184-224.
2. гл. 1, с. 103-104

Вопросы для самопроверки

1. Какая величина называется случайной?
2. Какие члены уравнений дают при осреднении добавочные пульсационные члены?
3. Каков физический смысл отдельных членов уравнения баланса энергии турбулентности?
4. Приведите к безразмерному виду уравнения движения.
5. Как следует выбирать масштабы метеорологических величин при упрощении системы уравнений?

- *Поверхности раздела в атмосфере.* Угол наклона стационарных поверхностей раздела. Вертикальные токи на фронтальной поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 9.
2. гл. 6

Вопросы для самопроверки

1. Что такое фронтальная поверхность атмосферы?
2. Какие метеоэлементы могут и какие не могут испытывать разрыв на поверхности раздела? Как могут быть направлены касательные составляющие скорости по обе стороны от фронта?
3. Каким поворотом ветра сопровождается прохождение фронта? Доказать примерами.
4. Какими факторами определяется угол наклона поверхности раздела к горизонту?

Пограничные слои. Стационарный горизонтально-однородный пограничный слой.

При изучении этого раздела следует обратить внимание на вертикальное распределение метеорологических элементов в приземном и пограничном слоях атмосферы при различных внешних условиях, на замыкание системы уравнений для турбулентного движения и определение характеристик турбулентности; уметь рассчитывать турбулентные потоки тепла, влаги и количества движения в приземном слое.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 11.
2. гл. 7.
3. гл. 9; гл. 21.1, 21.2.

Вопросы для самопроверки

1. Особенности атмосферных процессов в пограничном слое атмосферы.
2. Какие основные силы определяют горизонтальные движения в пограничном слое?
3. Какова особенность вертикального распределения ветра в пограничном слое атмосферы?

4. Каковы характерные условия, по которым выделяется приземный слой атмосферы?
5. Как меняется с высотой коэффициент турбулентности в приземном слое при нейтральной стратификации? Как меняется при этом скорость ветра?
6. Как определить параметр шероховатости и динамическую скорость, если задан профиль ветра?
7. Как влияет стратификация на изменение с высотой коэффициента турбулентности в приземном слое?
8. Как получить среднее по высоте значение коэффициента турбулентности в пограничном слое атмосферы?

Некоторые вопросы мезометеорологии

Необходимо разобраться, почему изменяются свойства нижнего слоя воздуха при переходе с одной подстилающей поверхности на другую с существенно отличными свойствами, уметь сформулировать задачу о стационарной трансформации полей температуры и влажности и анализировать результат решения этой задачи, знать, как применяются на практике результаты теории трансформации. В этот раздел программы входит и вопрос о суточных колебаниях метеоэлементов.

Студент должен представить механизм суточных колебаний метеоэлементов, уметь записать замкнутую систему уравнений, описывающих временные изменения при горизонтальной однородности полей метеоэлементов, уметь сформулировать и решить задачу о суточном ходе температуры при постоянном коэффициенте турбулентности. Кроме того, необходимо понимать, как и почему можно получить отдельно решение для ночного понижения температуры поверхности почвы.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 12, 13.
2. гл. 7.4, 7.5.
3. гл. 10.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определение стационарной трансформации.
2. Какие допущения и предположения можно сделать при постановке задачи о стационарной трансформации полей температуры и влажности?
3. Проанализируйте формулу для изменения температуры или влажности при

переходе с одной поверхности на другую.

4. Как получить выражения для потоков тепла и влаги вблизи поверхности, на которую переходит воздух?
5. Как применить формулы, полученные в теории трансформации, к прогнозу адвективных туманов и оценке характеристик нижней облачности?
6. Рассмотрите качественно механизм формирования суточных колебаний метеоэлементов.
7. Какие уравнения и граничные условия используются при решении задачи о суточном ходе температуры при постоянном коэффициенте турбулентности?
8. Какие процессы влияют на амплитуду суточных колебаний температуры?
9. Как влияет турбулентный обмен на амплитуду суточных колебаний температуры поверхности почвы?
10. Как зависит эта амплитуда от влажности и теплофизических свойств почвы?
11. Как изменяются характеристики (амплитуда, время наступления максимума) суточного хода температуры с высотой?
12. Какие процессы и как влияют на ночное изменение температуры?
13. Пользуясь теорией размерности и подобия, выведите формулу Брента.

Энергетика атмосферы

Обратить внимание на баланс различных видов энергии в вертикальном единичном столбе воздуха, на процессы взаимных переходов одних видов энергии в другие и отражение этих переходов в различных уравнениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 15.6.
2. гл. 8.1

Вопросы для самопроверки

1. Что такое кинетическая, потенциальная, внутренняя энергия для единичной массы воздуха?
2. Напишите уравнение баланса для кинетической энергии среднего движения.
3. Напишите уравнение баланса для внутренней и потенциальной энергии.
4. Напишите уравнение баланса для кинетической энергии турбулентных пульсаций.
5. Найдите в уравнениях баланса кинетической энергии слагаемые, отражающие переход кинетической энергии среднего движения в кинетическую энергию

турбулентных пульсаций.

6. Найдите в уравнениях баланса слагаемые, отражающие переход внутренней энергии в кинетическую энергию среднего движения.

Физические основы теории общей циркуляции атмосферы

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 15.

Физические основы предвычисления метеорологических полей

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 14.1, 14.7

Вопросы для самопроверки

1. По какому принципу разделяется постановка задач прогноза различной заблаговременностью?
2. В чем преимущество изобарической системы координат перед декартовой?
3. В чем преимущество уравнения вихря скорости перед обычным уравнением движения?
4. Объясните смысл геострофической модели.
5. В чем смысл включения пограничного слоя в прогностические модели?

Турбулентная диффузия и перенос примесей в атмосфере

При проработке этой темы основное внимание обратить на процессы, определяющие распространение примеси в турбулентном пограничном слое атмосферы и постановку задачи о распространении примеси.

ЛИТЕРАТУРА

1. гл. 18.
2. гл. 7.6.

Вопросы для самопроверки

1. Записать уравнение турбулентной диффузии и объяснить физический смысл его слагаемых.
2. Что означают условия полного поглощения подстилающей поверхностью и полного отражения от нее?
3. Что такое «плоская концентрация»?
4. Сформулировать пограничные условия для решения задачи о диффузии примеси от высотного точечного источника?
5. Как изменяется приземная концентрация примеси, поступающей от высотного точечного источника с удаления от него?

Примеры решения задач по темам контрольной работы №2

В приземном слое, характеризуемом постоянством по высоте значений турбулентных потоков количества движения $\tau = \rho v_*^2$, тепла P_0 и влаги E_0 , при стратификации, близкой к нейтральной, справедливы следующие распределения коэффициента турбулентности $k(z)$, скорости ветра $u(z)$, потенциальной температуры воздуха $\theta(z)$ и массовой доли водяного пара $q(z)$ по высоте:

$$k(z) = \aleph v_* z (1 - \beta z/L), \quad (2.1)$$

$$u(z) - u(z_1) = \frac{v_*}{\aleph} \left[\ln \frac{z}{z_1} + \beta \frac{z - z_1}{L} \right], \quad (2.2)$$

$$\theta(z) - \theta(z_1) = -\frac{P_0}{\rho c_p \aleph v_*} \left(\ln \frac{z}{z_1} + \beta \frac{z - z_1}{L} \right), \quad (2.3)$$

$$q(z) - q(z_1) = -\frac{E_0}{\rho \aleph v_*} \left(\ln \frac{z}{z_1} + \beta \frac{z - z_1}{L} \right), \quad (2.4)$$

где $L = -\frac{v_*}{\aleph g / T \frac{P_0}{\rho c_p}}$ - масштаб длины Монина-Обухова; z_1 - некоторый фиксированный

уровень; $\aleph = 0,4$, $\beta = 0,2$ - постоянные величины; v_* - динамическая скорость. Остальные обозначения приняты в соответствии с обозначениями в учебнике /1/ и задачнике /2/.

При наличии градиентных наблюдений на двух уровнях z_1 и z_2 формулы (2.1)-(2.4) позволяют рассчитать значения динамической скорости, турбулентных потоков тепла и влаги (скорость испарения), а также определить значения u , θ , q и коэффициентов турбулентности на любой другой высоте в приземном слое атмосферы.

При этом значение величины L с достаточной точностью определяется соотношением:

$$L = \frac{\overline{u(z_2) - u(z_1)}^2}{\frac{g}{T} \overline{\theta(z_2) - \theta(z_1)} \cdot \ln \frac{z_2}{z_1}}. \quad (2.5)$$

Следует отметить, что при малых разностях высот $(z_2 - z_1) \ll 100 \text{ м}$ разность значений потенциальной температуры может быть заменена разностью значений обычной температуры:

$$\theta(z_2) - \theta(z_1) \approx T(z_2) - T(z_1).$$

При нейтральной стратификации вертикальные профили $u(z)$ и $q(z)$ принимают вид чисто логарифмической зависимости.

Задача 1. Рассчитать значение динамической скорости, а также значение температуры на высоте 10 м, используя данные градиентных измерений:

z	м	0,5	4,0
u	м/с	5,0	6,2
t	°C	20,0	19,0

Решение. Значение динамической скорости может быть определено из линейно-логарифмического профиля (2.2):

$$v_* = \frac{\overline{u(z_2) - u(z_1)}}{\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta(z_2 - z_1)/L}.$$

При использовании данной формулы предварительно необходимо рассчитать значение величины L в соответствии с формулой (2.5). Значение средней температуры в параметре плавучести необходимо выражать в шкале Кельвина.

Согласно исходным данным,

$$u(z_2) - u(z_1) = 1,2 \text{ м/с}; \quad T(z_2) - T(z_1) = -1 \text{ К}; \quad z_2 - z_1 = 3,5 \text{ м}.$$

Определяем значение L , используя формулу (2.5):

$$L = \frac{1,2^2 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot 292 \text{ К}}{9,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2} \cdot (-1) \text{ К} \cdot \ln(3,5/0,5)} = -25 \text{ м/с}.$$

Далее определяем v_* :

$$v_* = \frac{0,4 \cdot 1,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}}{\ln \frac{2}{0,5} + 2 \frac{3,5 \text{ м}}{(-25 \text{ м})}} = \frac{0,48}{1,4 - 0,20} = 0,43 \text{ м/с}.$$

Значение температуры на любой другой высоте $z = z_3$ в пределах приземного слоя можно определить, если использовать формулу (2.3), записать с ее помощью разности

$\theta(z_3) - \theta(z_1)$ и $\theta(z_2) - \theta(z_1)$ и взять их отношение. Тогда получим:

$$\frac{\theta(z_3) - \theta(z_1)}{\theta(z_2) - \theta(z_1)} \approx \frac{T(z_3) - T(z_1)}{T(z_2) - T(z_1)} = \frac{\ln \frac{z_3}{z_1} + \beta(z_3 - z_1)/L}{\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta(z_2 - z_1)/L}.$$

Из последнего соотношения находим одну неизвестную величину $T(z_3)$.

Ответ: $v_* = 0,43 \text{ м/с}$, $T_{z=10 \text{ м}} = \dots$

Примечание: при необходимости данные градиентных измерений температуры воздуха и рассчитанные значения динамической скорости дают возможность использовать формулу (2.3) для определения значения турбулентного потока тепла.

Задача 2. Определить шероховатость подстилающей поверхности и динамическую скорость по следующим данным градиентных наблюдений при равновесных условиях:

z	м	0,5	1,0	2,0	4,0
u	м/с	3,0	3,6	4,1	4,9

Плотность воздуха принять равной $1,3 \text{ кг/м}^3$.

Решение. Формулы (2.1) – (2.4) остаются справедливы и при нейтральной стратификации. При этом необходимо положить $L = \infty$ (так как по условию задачи $P_0 = 0$).

Формула (2.2) позволяет определить величину v_* по измерениям скорости ветра на двух уровнях. Однако следует иметь в виду, что градиентные измерения производятся недостаточно точно и включают в себя различного рода погрешности. Поэтому v_* , рассчитанные при выборе разных пар уровней, неизбежно будут отличаться друг от друга. При наличии градиентных измерений более чем на двух уровнях следует применить для решения задачи графический метод.

Суть метода заключается в том, что зависимость скорости ветра (и массовой доли водяного пара) в соответствии с формулой (2.2) при нейтральной стратификации представляют собой линейную функцию от аргумента $y = \ln z$:

$$u(z) = \frac{v_*}{\kappa} y - \left[\frac{v_*}{\kappa} \ln z_1 - u(z_1) \right] = \frac{v_*}{\kappa} y + C_1.$$

Это означает, что график зависимости $u(y)$ должен представлять собой прямую линию во всем приземном слое (более подробно см. в /1/).

Построим такой график в соответствии с данными градиентных наблюдений:

z	0,5 м	1 м	2 м	4 м
---	-------	-----	-----	-----

ln z	0,69	0,0	0,69	1,37
u	3,0	3,6	4,1	4,9

Через точки, соответствующие данным измерений проводим прямую линию (рис. 2.1).

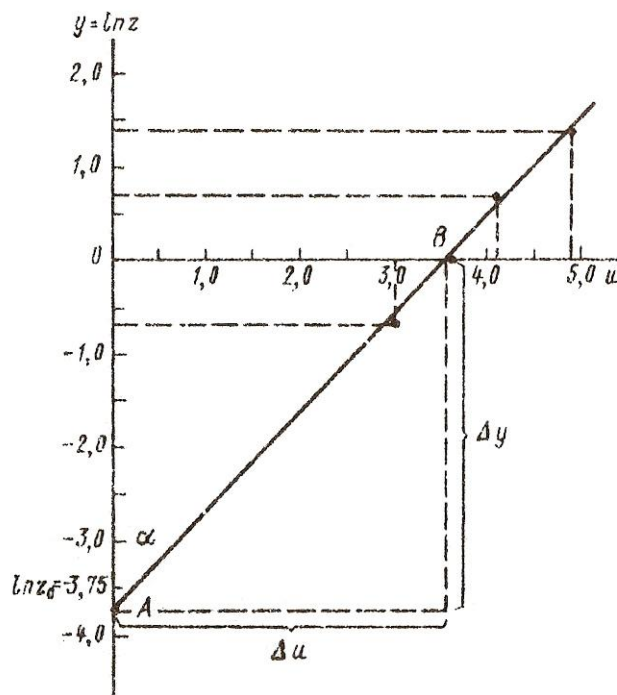


Рис. 2.1. Зависимость скорости ветра от логарифма высоты в приземном слое

Как известно, коэффициент при аргументе y в линейной зависимости представляет собой угловой коэффициент прямой, т.е. тангенс ее угла наклона по отношению к оси u , и определяется как отношение приращения функции Δu (на графике) к соответствующему приращению аргумента Δy . Очевидно, что чем больше при этом выбран расчетный треугольник, тем точнее будет результат. Для расчета удобно выбрать треугольник AOB .

Тогда:

$$\frac{v_*}{\aleph} = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta u}{\Delta y} = \frac{3,55}{3,75} = 0,946.$$

Отсюда: $v_* = \aleph \operatorname{tg} \alpha = 0,4 \cdot 0,946 = 0,236 \text{ м/с}$.

Уровень шероховатости поверхности определяется также из графика. В соответствии с определением уровень шероховатости представляет собой уровень, на котором средняя скорость потока равна нулю. Следовательно, на графике уровню шероховатости соответствует точка пересечения прямой $u(y)$ с осью u .

В данном случае $y_0 \equiv \ln z_0 = -3,75$, $z_0 = 0,024 м$.

Ответ: $v_* = 24 см/с$, $z_0 = 2,4 см$.

Горизонтально-однородный, стационарный пограничный слой атмосферы

При установившемся горизонтально-однородном движении распределение скорости ветра по высоте в пограничном слое атмосферы определяется системой уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} + 2\omega_z (v - v_g) &= 0, \\ \frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz} - 2\omega_z (u - u_g) &= 0, \end{aligned} \quad (2.6)$$

где $\omega_z = \omega \sin \varphi$.

Если горизонтальный градиент давления, определяющий величину геострофического ветра, с высотой не меняется, и коэффициент турбулентности принять неизменным по высоте $k = \bar{k} = const$, то распределение скорости ветра описывается спиралью Экмана. При этом в системе координат ox , которая направлена вдоль вектора геострофического ветра, решение для компонент скорости $u(z)$ и $v(z)$ имеет вид:

$$\begin{aligned} u(z) &= V_g \cdot (1 - e^{-az} \cdot \cos az), \\ v(z) &= V_g \cdot e^{-az} \cdot \sin az, \end{aligned} \quad (2.7)$$

где $a = \sqrt{\omega_z / k}$.

Более подробно об этом см. в /1/.

Среднее значение коэффициента турбулентности \bar{k} определяется из уравнения баланса энергии турбулентности, и в зависимости от формы задания условий стратификации, может быть рассчитано по одной из двух формул:

$$\bar{k} = m \frac{V_g^2}{\omega_z} \left(1 + 1,15 \frac{g}{T} \frac{P_0}{\rho c_p} \frac{1}{\omega_z V_g^2} \right), \quad (2.8)$$

$$\bar{k} = m \frac{V_g^2}{\omega_z} \frac{1}{\left(1 + \frac{m\pi}{\omega_z^2} \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)}, \quad (2.9)$$

где V_g - модуль геострофического ветра; P_0 - турбулентный поток тепла в приземном слое;

$\frac{\partial \theta}{\partial z} \approx \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a$ - средний по пограничному слою вертикальный градиент потенциальной

температуры; \bar{T} - средняя температура воздуха (в шкале Кельвина); $m = 10^{-5}$ - постоянный коэффициент; $\gamma_a = 0,98 K / 100 м$.

Высота пограничного слоя, определяемая как уровень, на котором вектор скорости совпадает с направлением геострофического ветра, связана с коэффициентом турбулентности соотношением (вывод см. в /1/ §11.4):

$$aH = \pi. \quad (2.10)$$

Задача 1. Для установившегося, горизонтально-однородного движения определить скорость и направление ветра, величину и направление действующих сил на высоте 300м, средний коэффициент турбулентности и высоту пограничного слоя (где ветер совпадает с геострофическим по направлению) при нейтральной стратификации, если геострофический ветер равен 6м/с. Широта места 70^0 .

Решение. Определим среднее значение коэффициента турбулентности. По условию задачи стратификация нейтральная, следовательно, $P_0 = 0$ и $\frac{d\theta}{dz} = 0$. Тогда формулы (2.8) и (2.9) дают один и тот же результат:

$$\bar{k} = m \frac{V_g^2}{\omega_z} = 10^{-5} \cdot \frac{64 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2}}{7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 0,77} \approx 6 \text{ м}^2 / \text{с};$$

$$a = \sqrt{\omega_z / \bar{k}} = \sqrt{7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 0,77 / 6 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}} \approx 3,3 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}.$$

Рассчитаем составляющие вектора скорости ветра u и v на высоте 300 м:

$$az = 3,3 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot 300 \text{ м} = 0,99;$$

$$u = 8 \text{ м/с} \cdot (1 - e^{-0,99} \cdot \cos 0,99) = 8 \left(1 - \frac{0,5}{2,7}\right) = 7 \text{ м/с};$$

$$v = 8 \text{ м/с} \cdot 0,71 / 2,7 = 2 \text{ м/с};$$

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} = \sqrt{49 + 4} = 7,5 \text{ м/с}.$$

Тогда угол между направлением ветра $V(z)$ на заданной высоте и направлением геострофического ветра (или ось ox) определяется из отношения:

$$\text{tg} \alpha = v(z) / u(z) = \frac{2 \text{ м/с}}{7 \text{ м/с}} = 0,3; \quad \alpha = 17^\circ$$

Расчет действующих сил.

Движение в пограничном слое определяется равновесием трех сил, действующих на массу воздуха единичного объёма:

1. Сила барического градиента

$$F_p = \frac{\partial p}{\partial n}$$

направлена перпендикулярно изобарам в сторону низкого давления. С учетом геострофических соотношений ее величина может быть представлена в виде:

$$F_p = 2\omega_z \rho V_g.$$

2. Сила Кориолиса

$$F_K = 2\omega_z \rho V(z)$$

направлена под углом 90° вправо от вектора скорости (в северном полушарии).

3. Сила турбулентной вязкости

$$F_\tau = \sqrt{F_{\tau x}^2 + F_{\tau y}^2},$$

где

$$F_{\tau x} = \rho \frac{d}{dz} k \frac{du}{dz}, \quad F_{\tau y} = \rho \frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz}.$$

При заданном значении геострофического ветра, а также известном распределении по высоте составляющих скорости $u(z)$ и $v(z)$ величина F_τ , в соответствии с уравнением(2.6), может быть представлена в виде:

$$F_{\tau x} = -2\omega_z \rho (v - v_g); \quad F_{\tau y} = 2\omega_z \rho (u - u_g).$$

Направление силы F_τ противоположно векторной сумме векторов F_p и F_K .

В соответствии с приведенными пояснениями получаем:

$$\begin{aligned} F_p &= 2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} c^{-1} \cdot 0,77 \cdot 1,3 \kappa z \cdot m^{-3} \cdot 8 m \cdot c^{-1} = 11,66 \cdot 10^{-5} H / m^3, \\ F_K &= 2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} c^{-1} \cdot 0,77 \cdot 1,3 \kappa z \cdot m^{-3} \cdot 7,5 m \cdot c^{-1} = 10,85 \cdot 10^{-5} H / m^3, \\ F_{\tau x} &= 2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} c^{-1} \cdot 0,77 \cdot 1,3 \kappa z \cdot m^{-3} \cdot (2 - 0) m \cdot c^{-1} = -2,92 \cdot 10^{-5} H / m^3, \\ F_{\tau y} &= 2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} c^{-1} \cdot 0,77 \cdot 1,3 \kappa z \cdot m^{-3} \cdot (7 - 8) m \cdot c^{-1} = -1,46 \cdot 10^{-5} H / m^3, \\ F_\tau &= \sqrt{2,92^2 + 1,46^2} \cdot 10^{-5} H / m^3 = 3,27 \cdot 10^{-5} H / m^3, \\ tg\beta &= F_{\tau y} / F_{\tau x} = 1,46 / 2,92 = 0,5, \quad \beta = 27^\circ. \end{aligned}$$

Высота пограничного слоя равна:

$$H = \frac{3,14}{3,3 \cdot 10^{-3} m^{-1}} \approx 950 m.$$

Ответ: $V = 7,5 m / c$, $\alpha = 17^\circ$, $\bar{k} = 6 m^2 / c$, $H = 950 m$, $F_p = 11,7 \cdot 10^{-5} H / m^3$,

$F_K = 10,9 \cdot 10^{-5} H / m^3$, $F_\tau = 3,27 \cdot 10^{-5} H / m^3$, $\beta = 27^\circ$.

Суточный ход метеоэлементов

Суточный ход метеоэлементов вызван колебаниями интенсивности лучистой энергии, поступающей на поверхность Земли. Температура деятельного слоя почвы изменяется соответственно притоку солнечной радиации. Благодаря турбулентному теплообмену поверхности с воздухом и молекулярному с нижележащими слоями почвы, тепловая волна распространяется от поверхности вверх и вниз.

Изменение в течение суток температуры воздуха на высоте z_2 и почвы на глубине z_1 при предположении о постоянстве по вертикали коэффициентов теплопроводности воздуха (его чаще называют коэффициентом турбулентности для тепла) K_2 и почвы K_1 и аппроксимации суточного хода радиационного баланса одной гармоникой $R(t) = \bar{R} + A_R \cos \omega t$, можно рассчитать по формуле (см. /2/ (7.4)):

$$T_i(z, t) - \bar{T}(z_i) = \frac{A_R \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2K_i}} z_i\right) \cdot \sin\left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2K_i}} z_i\right)}{\sqrt{\omega} \left[\left(c_p + L r_0 \frac{dq_m}{dT} \Big|_{T=\bar{T}_0} \right) \rho \sqrt{K_2} + \rho_1 c_1 \sqrt{K_1} \right]}, \quad (2.11)$$

где $i=1$ – для почвы и $i=2$ – для воздуха; \bar{R} и \bar{T}_i – среднесуточные значения радиационного баланса и температуры; A_R – амплитуда радиационного баланса; ω – угловая скорость вращения Земли (см. прил. 3 /2/); c_p – удельная теплоемкость воздуха (прил. 3 /2/); L – скрытая теплота испарения воды (прил. 3 /2/); r_0 – относительная влажность воздуха вблизи поверхности почвы в долях единицы; q_n – насыщенное значение массовой доли водяного пара, для определения которой можно использовать таблицу прил. 8 /2/; ρ – плотность воздуха; $\rho_1 c_1$ – объемная теплоемкость почвы (см. прил. 24, /2/); t – время, отсчитываемое от полудня.

Для анализа результатов решения задачи и сравнения суточного хода температуры с заданной функцией суточного хода радиационного баланса на поверхности почвы удобно в формуле 2.11 перейти от функции \sin к функции \cos , используя известное соотношение:

$\sin \alpha = \cos\left(\alpha - \frac{\pi}{2}\right)$. В этом случае формула 2.11 преобразуется к виду:

$$T_i(z, t) - \bar{T}(z_i) = \frac{A_R \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2K_i}} z_i\right) \cdot \cos\left(\omega t - \left(\frac{\pi}{2} + \sqrt{\frac{\omega}{2K_i}} z_i\right)\right)}{\sqrt{\omega} \left[\left(c_p + L r_0 \frac{dq_m}{dT} \Big|_{T=\bar{T}_0} \right) \rho \sqrt{K_2} + \rho_1 c_1 \sqrt{K_1} \right]}$$

Используя (2.11) нетрудно получить выражение, позволяющее определить суточный ход турбулентного потока тепла на поверхности $P_0 = \bar{P}_0 + \Delta P_0$.

Поскольку $P_0 = -K_2 \rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) \Big|_{z=0}$, то при постоянном по высоте коэффициенте K_2 после дифференцирования (2.11) получим:

$$\Delta P_0 = \rho c_p \sqrt{K_2} \frac{A_r \cos \omega t}{(c_p + Lr_0 \frac{dq_m}{dT} \Big|_{T=\bar{T}_0}) \rho \sqrt{K_2} + \rho_1 c_1 \sqrt{K_2}}. \quad (2.12)$$

Задача. Рассчитать температуру на высоте 2 м, если ее среднесуточное значение равно 20° , и турбулентный поток на поверхности в 17 ч., амплитуда радиационного баланса составляет $350 \text{ Вт}/\text{м}^2$, почва слабо увлажнена, относительная влажность воздуха вблизи поверхности 50%, а коэффициент температуропроводности воздуха равен $9 \text{ м}^2/\text{с}$. Среднесуточное значение турбулентного потока тепла $200 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Решение.

1. По табл. прил. 8 /2/ определяем:

$$\frac{dq_m}{dT} \Big|_{T=20^\circ} = 0,9 \cdot 10^{-3} \text{ К}^{-1}, \quad 1\% = 1 \text{ г}/\text{кг}$$

2. По табл. прил. 24 /2/ находим для слабоувлажненной почвы:

$$\rho_1 c_1 = 1,59 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{К} \cdot \text{м}^3), \quad K_1 = 0,28 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}.$$

3. Вычислим общий множитель в формулах (2.11) и (2.12), обозначив его символом B :

$$B = \frac{A_R}{(c_p + Lr_0 \frac{dq_m}{dT} \Big|_{T=\bar{T}}) \rho \sqrt{K_2} + \rho_1 c_1 \sqrt{K_1}} = 3,83 \cdot 10^{-2} \text{ К}/\sqrt{\text{с}}.$$

4. Вычислим амплитуду (максимальное отклонение температуры от ее среднесуточного значения) колебаний температуры поверхности. Формула для нее следует из (2.11) при значении

$$\sin \left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2K_2}} z_2 \right) = 1,$$

$$A_T(0) = \frac{B}{\sqrt{\omega}} = 4,5 \text{ К}.$$

5. Вычисляем

$$\sqrt{\frac{\omega}{2K_2}} z_2 = \sqrt{\frac{7,29 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}}{2 \cdot 9 \text{ м}^2 / \text{c}}} \cdot 2 \text{ м} = 4,02 \cdot 10^{-3},$$

$$\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2K_2}} z_2\right) = 0,996.$$

6. Вычисляем отклонение температуры от среднесуточного значения:

$$\mathcal{G}(t, z_2) = T_2(t, z_2) - \bar{T}(z_2) = A_T(0) \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2K_2}} z_2\right) \sin\left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2K_2}} z_2\right),$$

$$\sin\left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2K_2}} z_2\right) = 0,868,$$

$$\mathcal{G}(5 \text{ ч}, 2 \text{ м}) = 4,5 \cdot 0,996 \cdot 0,868 = 3,9 \text{ К}$$

7. Вычисляем отклонение турбулентного потока тепла у поверхности от его среднесуточного значения:

$$\Delta P = \rho c_p \sqrt{K_2} B \cos \omega t = 38,8 \text{ Вт} / \text{м}^2$$

8. Определяем искомые величины:

$$T_2(5 \text{ ч}, 2 \text{ м}) = 20^\circ \text{ C} + 3,9^\circ \text{ C} = 23,9^\circ \text{ C},$$

$$P_0(5 \text{ ч}) = 200 \text{ Вт} / \text{м}^2 + 38,8 \text{ Вт} / \text{м}^2 = 238,8 \text{ Вт} / \text{м}^2.$$

Ответ: $T_2 = 29,3^\circ \text{ C}$, $P_0 = 238,8 \text{ Вт} / \text{м}^2$.

Трансформация полей температуры и влажности

При переходе воздушной массы с одной подстилающей поверхности «старой» на другую «новую», имеющую существенно отличные температуру и влажность, в результате турбулентного обмена в ней изменяются профили этих свойств. Трансформированная под влиянием «новой» поверхности температура или влажность на расстоянии x от границы раздела на высоте может быть вычислена по формуле:

$$S(x, z) = S_1(z) + \mathbf{I}_0 + S_1(0) \underline{P}(\chi^2, \varepsilon), \quad (2.13)$$

где $S_1(z) = S(0) + \Delta S \left(\frac{z}{z_1}\right)^\varepsilon$ - распределение свойства $S = c_p T$ или $S = q$ над «старой»

подстилающей поверхностью (см. /2/, §7.5); ε - параметр стратификации, равный 0,1 – при неустойчивой стратификации; 0,14 – при безразличном равновесии; 0,25 – при инверсиях.

Функция $P(\chi^2, \varepsilon)$ определяется по графику приложения 25 /2/ по значению ε :

$$\chi^2 = \frac{u_1 z_1^{1-2\varepsilon}}{K_1 x (1+2\varepsilon)} z^{1+2\varepsilon},$$

где $z_1 = 1\text{ м}$ - высота, на которой определяются u_1 и K_1 .

С трансформацией связано такое важное явление, как адвективный туман. Рассчитав по формуле (2.13) значения массовой доли водяного пара q и температуры, по которой, используя таблицу прил. 8 /2/, легко определить насыщающее значение q_m , можно вычислить относительную влажность $r = \frac{q}{q_m} \cdot 100$. И таким образом, судить о

возможности образования тумана.

Дифференцируя (2.13) по z и полагая затем, что $z=0$, получим выражение для турбулентного потока тепла или водяного пара с «новой» поверхности, как функцию расстояния от границы раздела:

$$\Pi_s = -K\rho \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=0} = \rho \frac{K_1}{z_1} \frac{S_0 - S_1(0)}{\Gamma(\eta)} (1+2\varepsilon)^{\frac{1}{1+2\varepsilon}} \left(\frac{u_1 z_1^{1-2\varepsilon}}{K_1 x} \right)^{\frac{\varepsilon}{1+2\varepsilon}}, \quad (2.14)$$

где ρ - плотность воздуха, $\eta = \frac{\varepsilon}{1+2\varepsilon}$, $\Gamma(\eta)$ - интеграл Эйлера 2-го рода (гамма-функция), который вычисляется с помощью табл. прил. 22 /2/.

В указанной таблице приводятся значения $\Gamma(\eta)$ для $\eta < 1$. Поэтому, в случае, если $\eta > 1$, следует воспользоваться формулой:

$$\Gamma(\eta) = \frac{\Gamma(\eta-1)}{\eta}.$$

Задача 1. Как изменится относительная влажность на высоте 10 м в воздушной массе после того, как последняя прошла 15 км над морем, если в момент, когда она подошла к поверхности моря, распределение температуры и влажности в ней описывалось следующими уравнениями:

$$T_1(z) = 10^\circ\text{C} - 0,2z^{0,1},$$

$$q_1(z) = 6,8\% - 0,6z^{0,1}.$$

Температура поверхности моря 15°C . Коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте 1 м равны соответственно $0,2 \text{ м}^2/\text{с}$ и $10 \text{ м}/\text{с}$.

Решение.

1. Рассчитываем относительную влажность на высоте 10 м в воздушной массе над сушей. Для этого вычисляем:

$$T_1(z) = T_1(10) = 10^\circ \text{C} - 0,2 \cdot 10^{0,1} = 9,75^\circ \text{C}$$

$$q_1(z) = q_1(10) = 6,8\% - 0,6 \cdot 10^{0,1} = 6,04\%$$

По $T_1(10) = 9,75^\circ \text{C}$ в табл. прил. 8 /2/ находим $q_{1\text{max}}(10) = 7,54\%$ и вычисляем относительную влажность:

$$r_1(10) = \frac{6,04}{7,54} \cdot 100\% = 80\%$$

2. Вычисляем температуру и влажность на высоте 10м над «новой» поверхностью (над морем) на расстоянии 15 км от берега. Для этого вычисляем:

$$\text{а) } \chi^2 = \frac{10\text{м}/\text{с} \cdot (1\text{м})^{0,8} \cdot (10\text{м})^{1,2}}{0,2\text{м}^2/\text{с} \cdot 15 \cdot 10^3 \text{м} \cdot (1,2)^2} = 3,67 \cdot 10^{-2}$$

$$\lg \chi^2 = -1,44$$

б) используя график приложения 25 /2/, по $\lg \chi^2 = -1,44$ и $\varepsilon = 0,1$ находим

$$P(\chi^2, \varepsilon) = 0,25$$

в) вычисляем температуру по формуле (2.13):

$$T(x, z) = T(15\text{км}, 10\text{м}) = 9,75^\circ \text{C} + (15 - 10) \cdot 0,25 = 11^\circ \text{C}$$

г) находим значение массовой доли водяного пара «новой» поверхности q_0 . Поскольку таковой является поверхность воды, то величина фактической доли водяного пара q_0 равна ее насыщающему значению $q_{0\text{max}}(T_0)$ и может быть определена по табл. прил. 8 /2/ по температуре поверхности моря:

$$q_0 = q_{0\text{max}}(15^\circ \text{C}) = 10,69\%$$

д) по формуле (2.13) вычисляем фактическое значение q на высоте 10 м над уровнем моря:

$$q(x, z) = q(15\text{км}, 10\text{м}) = 6,04\% - (10,69 - 6,8) \cdot 0,25 = 7,01\%$$

е) по температуре $T(x, z) = 11^\circ \text{C}$ находим в табл. прил. 8 /2/ максимальное значение:

$$q_{\text{max}}(15\text{км}, 10\text{м}) = 8,21\%$$

3. Вычисляем относительную влажность на высоте 10м над морем на расстоянии 15км от берега

$$r(15\text{км}, 10\text{м}) = \frac{7,01}{8,21} \cdot 100\% = 85\%$$

4. Находим изменение относительной влажности

$$\Delta r = 85\% - 80\% = 5\% .$$

Таким образом, с переходом на поверхность моря относительная влажность воздуха на высоте 10 м увеличилась на расстоянии 15 км от берега на 5%.

Задача 2. Определить турбулентный поток водяного пара (скорость испарения) с поверхности моря с температурой 15° на расстоянии 10 км от берега, если на нее поступает воздух с суши, где он имеет у поверхности температуру 7°, а относительная влажность 70%. Коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте 1 м равны соответственно 0,5 м²/с и 5 м/с. Термическая стратификация устойчивая.

Решение.

1. Определяем массовую долю водяного пара вблизи «старой» и «новой» подстилающих поверхностей:

а) в табл. прил. 8 /2/ по температуре суши 7° находим насыщающее значение $q_{1\max}(0) = 6,26\%$, умножив которое на относительную влажность, получим фактическое:

$$q_1(0) = 6,26 \cdot 0,7 = 4,38\% = 4,38 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кг}}{\text{кг}}$$

2. Определим $\Gamma(\eta)$:

а) Вычислим η , имея в виду, что при устойчивой стратификации $\varepsilon = 0,25$:

$$\eta = \frac{0,25}{1 + 0,5} = 0,167$$

б) по табл. прил. 22 /2/ найдем $\Gamma(1 + 0,167) = \Gamma(1,167) = 0,9276$ и $\Gamma(\eta) = \frac{0,9276}{0,167} = 5,55$.

3. По формуле (2.14), подставляя вместо $S q$, вычислим скорость испарения:

$$E = 1,3 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \cdot \frac{0,5 \text{ м}^2 / \text{с}}{(1 \text{ м})^{0,75}} \cdot \frac{(10,69 - 4,38) \cdot 10^{-3}}{5,55} (1,5)^{1/1,5} \cdot \left(\frac{5 \text{ м} / \text{с} \cdot 1^{0,5} \text{ м}}{0,5 \text{ м} / \text{с} \cdot 10^4 \text{ м}} \right)^{0,25/1,5}$$

$$E = 0,305 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кг}}{\text{м}^2 \cdot \text{с}}$$

Контрольная работа №2.

Задача 1.

Вариант 1.

Рассчитать напряжение турбулентного трения, турбулентные потоки тепла и влаги в приземном слое, а также значение коэффициента турбулентности на высоте 10 м, используя следующие данные градиентных измерений:

z	м	1,0	5,0
u	м/с	4,5	5,8
t	°С	18,0	17,5

q	‰	8,2	7,6
---	---	-----	-----

При расчетах принять $\beta = 2,0$; $\rho = 1,3 \text{ кг/м}^3$; $\bar{T} = 290 \text{ К}$.

Определить скорость испарения в приземном слое, а также значения скорости ветра, температуры, массовой доли водяного пара, а также значение коэффициента турбулентности на высоте 10 м, используя следующие данные градиентных измерений:

z	м	1,0	4,0
u	м/с	6,5	7,5
t	°С	22	21,4
q	‰	12	10,4

Вариант 3.

Определить шероховатость подстилающей поверхности, динамическую скорость и турбулентный поток влаги в приземном слое, используя следующие данные градиентных наблюдений:

z	м	0,5	1,0	2,0	4,0	8,0
u	м/с	3,5	4,2	4,5	5,4	5,9
q	‰	14,1	13,6	13,1	12,4	11,8

Плотность воздуха принять равной $1,3 \text{ кг/м}^3$. Применить графический метод решения. График выполнить на миллиметровке.

Вариант 4.

Определить шероховатость подстилающей поверхности, коэффициент турбулентности на высоте 10 м, напряжение турбулентного трения и скорость испарения в приземном слое, используя данные градиентных наблюдений:

z	м	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0
u	м/с	2,2	2,6	2,8	3,3	3,6
q	‰	18,0	17,2	16,6	15,7	15,0

Плотность воздуха принять равной $1,3 \text{ кг/м}^3$. Применить графический способ решения. График выполнить на миллиметровке.

Задача 2.

Вариант 1.

Определить скорость ветра и отклонение его направления от направления изобар в пограничном слое атмосферы на высотах 50 м, 200 м, 500 м и 800 м, если геострофический ветер не меняется по высоте и равен 8 м/с. Рассчитать силу турбулентного трения на этих же высотах, а также высоту пограничного слоя (уровень совпадения реального и геострофического ветра по направлению).

Расчеты произвести для широты 60° при неустойчивой стратификации $P_0 = 35 \text{ Вм}/\text{м}^2$. Плотность принять равной $1,3 \text{ кг}/\text{м}^3$, среднее значение температуры $\bar{T} = 280 \text{ К}$. На основании расчетов построить годограф скорости.

Вариант 2.

На широте 55° скорость геострофического ветра 10 м/с, горизонтальный градиент давления в пределах пограничного слоя не меняется с высотой. Рассчитать значение среднего по высоте пограничного слоя коэффициента турбулентности и высоту пограничного слоя для неустойчивой стратификации $P_0 = 50 \text{ Вм}/\text{м}^2$ (использовать условие совпадения реального ветра с геострофическим по направлению).

Для высот 100 м, 300 м, 600 м и 1000 м определить:

а) горизонтальные составляющие скорости ветра, модуль и направление ветра по отношению к направлению геострофического ветра;

б) горизонтальные составляющие силы Кориолиса и силы трения.

На основании расчетов построить годограф скорости. При расчетах принять $\rho = 1,3 \text{ кг}/\text{м}^3$, $\bar{T} = 285 \text{ К}$.

Вариант 3.

Скорость геострофического ветра на широте 65° в пределах пограничного слоя атмосферы не меняется с высотой и равна 11 м/с. Средний вертикальный градиент температуры в пограничном слое равен $\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = -0,4 \text{ К}/100 \text{ м}$. Определить величину и направление

(по отношению к направлению геострофического ветра) скорости ветра и силы турбулентного трения на высотах 150 м, 400 м и 800 м, высоту пограничного слоя (из условия $aH = \pi$), а также среднее по высоте значение коэффициента турбулентности. При расчетах принять $\rho = 1,3 \text{ кг}/\text{м}^3$, $\bar{T} = 273 \text{ К}$.

Вариант 4.

Горизонтальный градиент давления на широте 50° в пределах пограничного слоя атмосферы не меняется с высотой и составляет $2\text{гПа}/100\text{ км}$. При этом давление убывает с юга на север. Считая, коэффициент турбулентности постоянным по высоте, определить величину и направление скорости ветра и силы турбулентного трения на высотах 100, 500 и 1000 м. Рассчитать высоту пограничного слоя и значение среднего по высоте коэффициента турбулентности. Расчеты произвести для условий стратификации, характеризуемых значением среднего вертикального градиента температуры

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -0,5\text{K}/100\text{ м}. \text{ Принять } \rho = 1,3\text{кг}/\text{м}^3, \bar{T} = 280\text{K}.$$

Задача 3.

1. По данным табл. 1, соответствующим Вашему варианту, рассчитать и построить:

- суточный ход температуры воздуха на двух высотах;
- суточный ход турбулентного потока тепла у поверхности.

2. Определить:

- время наступления максимального значения температуры и турбулентного потока тепла;
- высоту теплового пограничного слоя, приняв, что на этой высоте $n=20$.

№ варианта	$A_R (\text{Вт}/\text{м}^2)$	$P_0 (\text{Вт}/\text{м}^2)$	$K_2 (\text{м}^2/\text{с})$	Состояние почвы	$r_0 (\%)$	$z_2 (\text{м})$	$\bar{T} (^\circ\text{C})$
1	400	300	6	Слабо увлажнена	30	10 300	25 20
2	250	180	4	Хорошо увлажнена	60	20 200	18 16
3	200	130	2	Сухая	20	2 150	15 13
4	450	350	10	Сильно увлажнена	80	5 150	30 25

3. Проанализировать полученные результаты.

Расчеты суточного хода выполнять для $t=2, 4, 6, 8\dots 24\text{ ч}$. При построении графиков откладывать астрономическое время.

Задача 4.

Вариант 1.

Будет ли образовываться туман в воздухе на уровне 6 м после того, как он пройдет 20 км над морем, если распределение температуры и влажности его над описывалось соответственно: $T_1(z) = -9^\circ \text{C} - 0,1z^{0,14}$; $q_1(z) = 3,1\% - 0,2z^{0,14}$, а температура поверхности моря -2°C . Коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте 1 м соответственно равны $0,1 \text{ м}^2/\text{с}$ и $10 \text{ м}/\text{с}$.

Определить толщину трансформированного слоя на этом расстоянии, приняв за его верхнюю границу уровень, на котором

$$\frac{T(z) - T_1(z)}{T_0 - T_1(0)} = 0,05$$

Вариант 2.

Определить турбулентный поток тепла на расстоянии 5 км от берега над водной поверхностью с температурой 15°C , если температура воздушной массы над сушей 5°C , коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте 1 м равны соответственно $0,5 \text{ м}^2/\text{с}$ и $5 \text{ м}/\text{с}$. Термическая стратификация неустойчивая. Ветер дует с суши на море. Как изменится эта величина при устойчивой стратификации?

Вариант 3.

Как изменится относительная влажность на высоте 2 м в воздушной массе после того, как она пройдет 15 км над морем, если над сушей в ней имело место следующее распределение температуры и влажности:

$$T_1(z) = 10^\circ \text{C} - 0,2z^{0,14}; q_1(z) = 4,8\% - 0,6z^{0,14}.$$

Температура поверхности моря 20°C , $K_1 = 0,8 \text{ м}^2/\text{с}$, $u_1 = 5 \text{ м}/\text{с}$.

Что такое внутренний пограничный слой? От чего зависит его толщина? Оценить ее по условиям задачи, приняв, что на его верхней границе

$$\frac{T(z) - T_1(z)}{T_0 - T_1(0)} = 0,1$$

Вариант 4.

Рассчитать скорость испарения с водоема, температура поверхности которого 10°C , на расстоянии 10 км от берега, если на него поступает воздух с суши, имеющий температуру 0°C . Коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте 1 м равны соответственно $0,8 \text{ м}^2/\text{с}$ и $8 \text{ м}/\text{с}$. Термическая стратификация равновесная. Влажность

воздуха над сушей была 60%. Как изменится и чему будет равна скорость испарения на расстоянии 20 км от берега? Объясните причину этого изменения.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
Основные темы и их содержание.....	4
Пограничные слои. Стационарный горизонтально-однородный пограничный слой. ...	6
Некоторые вопросы мезометеорологии	7
Энергетика атмосферы.....	8
Физические основы теории общей циркуляции атмосферы	9
Физические основы предвычисления метеорологических полей.....	9
Турбулентная диффузия и перенос примесей в атмосфере	9
Примеры решения задач по темам контрольной работы №2.....	10
Горизонтально-однородный, стационарный пограничный слой атмосферы.....	14
Расчет действующих сил.	15
Суточный ход метеоэлементов	17
Трансформация полей температуры и влажности	19
Контрольная работа №2.	22

Учебное издание

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ
по дисциплине
"ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ"

Составитель: Егоров Кирилл Леонидович

Редактор И. Г. Максимова.

ЛР№ 203209 от 30.12.96.

Подписано в печать 28.03.07. Форма 60 X 90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 0,0. Уч.-изд.л. 0,0. Тираж 300 экз. Заказ № 26/07
РГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 80/2.
