Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Для заочной формы обучения

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ

по дисциплине

«ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ»

Направление подготовки 05.03.05. – Прикладная гидрометеорология
Профиль подготовки – Прикладная метеорология
Квалификация (степень) – бакалавр академический

(Подлежит возврату
на метеорологический факультет)

Санкт-Петербург
РГГМУ
2017

УДК 551.511.3(072)
ББК 26.233я73
М54

Составители: К.Л. Егоров, канд. физ.-мат. наук, доцент каф. ДАКЗ, РГГМУ;
Н.С. Еремина, доцент каф. ДАКЗ, РГГМУ.

Ответственный редактор: К.Л. Егоров, канд. физ.-мат. наук, доцент, и.о. зав. каф. ДАКЗ, РГГМУ

Одобрено Ученым советом метеорологического факультета РГГМУ
Протокол №145 от 16.05.2017

Методические указания по дисциплине «Динамическая метеорология» для высших учебных заведений. Направление подготовки 05.03.05. – Прикладная гидрометеорология. Профиль подготовки – Прикладная метеорология. Квалификация (степень) – бакалавр академический. – СПб.: РГГМУ, 2017. – 44 с.

Методические указания составлены в соответствии с программой дисциплины «Динамическая метеорология». Даются рекомендации по изучению дисциплины. Приводятся вопросы для самопроверки, рекомендуемая литература, примеры решения задач, варианты контрольной работы.

Для студентов заочных отделений.

© Егоров К.Л., Еремина Н.С., сост., 2017
© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2017

Общие указания

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

Цель дисциплины – формирование знаний и навыков, 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, 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.

В результате освоения дисциплины «Динамическая метеорология» обучающиеся должны ***уметь:***

– объяснять особенности основных атмосферных явлений, исходя из общих законов гидромеханики и термодинамики;

– формулировать и решать простейшие задачи, связанные с разнообразными процессами, протекающими в атмосфере;

– выполнять вычисления, необходимые при осуществлении профессиональных обязанностей бакалавра-метеоролога.

При изучении каждой темы студенты получают ясное представление о том, какие физические законы положены в основу решения, какие сделаны упрощения, учатся понимать физический смысл полученных решений.

Программой предусмотрено выполнение одной контрольной работы, содержащей задачи по разным разделам курса. К выполнению контрольной работы следует приступать только после изучения соответствующих разделов курса по рекомендованной литературе. Также необходимо сделать разбор приведенных в методических указаниях примеров решения задач.

Контрольная работа представлена в четырех вариантах. Выбор варианта определяется следующим образом: студенты, номера зачетных книжек которых заканчиваются цифрами 0, 1, 2, выполняют вариант № 1; цифрами 3, 4, 5 – выполняют вариант № 2; цифрами 6, 7 – вариант № 3; цифрами 8, 9 – вариант № 4.

В результате изучения дисциплины «Динамическая метеорология» формируются следующие ***компетенции:***

ОК-5 – способность к самообразованию, саморазвитию и самоконтролю, приобретению новых знаний, повышению своей квалификации;

ОПК-1 – способность представить современную картину мира на основе знаний основных положений, законов и методов естественных наук, физики и математики;

ОПК-3 – способность анализировать и интерпретировать данные натурных и лабораторных наблюдений, теоретических расчетов и моделирования;

ПК-2 – способность анализировать явления и процессы, происходящие в природной среде, на основе экспериментальных данных и массивов гидрометеорологической информации, выявлять в них закономерности и отклонения;

ПК-4 – способность к решению гидрометеорологических задач, достижению поставленных критериев и показателей.

Литература

1. *Динамическая* метеорология / под ред. Д.Л. Лайхтмана – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 608 с.
2. *Задачник* по динамической метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 166 с.
3. Динамика атмосферы: учебник / *В.В. Клемин, Ю.В. Кулешов, С.С. Суворов, Ю.Н. Волконский.* – СПб.: Наука, 2013. – 421 с.
4. *Подольская Э.Л.* Механика жидкости и газа. Раздел «Геофизическая гидродинамика»: учеб. пос. – СПб.: РГГМУ, 2007. – 154 с.
5. *Радикевич В.М.* Динамическая метеорология для океанологов: учеб. пос. – Л.: изд. ЛПИ, 1985. – 157 с.
6. *Русин И.Н.* Динамическая метеорология (ознакомительный курс). Курс лекций. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 274 с.

Указания по разделам

Основные уравнения динамики турбулентной атмосферы

При изучении этого раздела студенты должны получить четкое представление о роли сил, действующих в атмосфере, о различии мгновенных значений метеорологических величин, их средних значений и турбулентных флуктуаций, о физическом смысле слагаемых в осредненных уравнениях переноса различных субстанций (уравнениях гидротермодинамики турбулентной атмосферы) и о понятиях турбулентных потоков и притоков субстанций. Необходимо понять термические эффекты сжатия или расширения в турбулентных вихрях при их вертикальных перемещениях и различные варианты критериев статической устойчивости атмосферы.

Литература: [4] – гл. 1, с. 3–27. [1] – гл. 7, с. 184–206. [5] – гл. 2, с. 6–52.

Вопросы для самопроверки

1. Следствием какого закона механики являются уравнения движения?
2. Почему в движущейся воздушной массе сила Кориолиса не совершает работу?
3. В чем принципиальное отличие данных стандартных наблюдений метеорологических параметров от их мгновенных значений?
4. Объясните различие в физическом смысле турбулентного потока количества движения и притока этой субстанции.
5. Какие условия температурной стратификации помогают развитию турбулентности?

Замыкание системы уравнений турбулентной атмосферы, упрощение уравнений

В разделе рассматривается и анализируется связь турбулентных потоков с полями средних величин, приводятся гипотезы замыкания полуэмпирической теории турбулентности, дается вывод уравнения баланса кинетической энергии среднего движения и уравнения баланса энергии турбулентности.

Важным вопросом является приведенная в разделе классификация атмосферных движений и их характерных масштабов. Необходимо усвоить принципы упрощения уравнений с помощью теории подобия и знать систему упрощенных уравнений.

Литература: [1] – гл. 7, с. 206–224. [5] – гл. 2, с. 41–57.

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?

Лучистые притоки тепла

При изучении раздела следует обратить внимание на характер преобразования в атмосфере коротковолновой солнечной и длинноволновой земной радиации, на основные законы поглощения и рассеяния радиации в атмосфере; ознакомиться с методами интегрирования уравнений переноса радиации в коротковолновой и длинноволновой областях спектра и с методами расчета лучистых потоков и притоков тепла.

Литература: [1] – гл. 6, с. 117–183. [2] – гл. 3, с. 27–36.

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?

Динамика свободной атмосферы

«Свободной» называют область атмосферы, расположенную над планетарным пограничным слоем, свойства которой не реагируют на мелкомасштабные временные и пространственные изменения, происходящие непосредственно на подстилающей поверхности или вблизи нее. Что касается динамических свойств свободной атмосферы, то вследствие отсутствия влияния подстилающей поверхности наиболее характерные типы атмосферных движений формируются без силы трения.

Изучающим материал этого раздела необходимо усвоить теоретические основы следующих тем:

– движение без ускорения;

– установившееся движение в поле криволинейных изобар;

– эффекты горизонтальной температурной неоднородности, схемы формирования «термического ветра» и реального геострофического ветра на разных высотах;

– геострофическая адвекция температуры и анализ ее связи с изменением направления геострофического ветра по высоте;

– поверхности раздела в атмосфере, примеры их формирования; связь наклона поверхности раздела с полями ветра и температуры; особенности полей ветра и давления в области фронта;

– характер общего атмосферного переноса в средних широтах;

– волны Россби в зональном потоке; стационарные центры действия атмосферы.

Литература: [4] – гл. 6, с. 63–91; гл. 8, с. 99–111; гл. 9, с. 112–135. [1] – гл. 8, с. 225–247; гл. 9, с. 248–260; гл. 10, с. 261–304. [5] – гл. 3, с. 58–70. [2] – гл. 5, с. 42–63; гл. 6, с. 63–69; гл. 7, с. 69–70.

Вопросы для самопроверки

1. Покажите, что вектор скорости геострофического движения перпендикулярен вектору градиента давления.

2. Равновесием каких сил определяется стационарное движение при параллельных и прямолинейных изобарах? Каковы обязательные условия отсутствия ускорения? Покажите, что агеострофическое отклонение и ускорение частицы взаимно перпендикулярны.

3. В каком из барических образований (в циклоне или антициклоне) не могут наблюдаться большие градиенты давления и скорости ветра? Почему?

4. В каком направлении происходит поворот ветра с высотой при адвекции тепла и при адвекции холода?

5. Что такое уровень обращения ветра? При каком взаимном расположении градиентов давления и температуры он может наблюдаться?

6. В какой широтной зоне на поверхности Земли не применимы понятие «геострофическое движение» и геострофические соотношения? Почему?

7. Что такое фронтальная поверхность атмосферы?

8. Какие метеоэлементы могут, а какие не могут испытывать разрыв на поверхности раздела? Как могут быть направлены касательные составляющие скорости по обе стороны от фронта?

9. Каким поворотом ветра сопровождается прохождение фронта? Доказать примерами.

10. Какими факторами определяется угол наклона поверхности раздела к горизонту?

11. С какими факторами связаны волны Россби?

12. Как направлена фазовая скорость волн Россби?

Планетарный пограничный слой атмосферы при стационарных и горизонтально-однородных условиях

При изучении этого раздела следует обратить внимание на следующие вопросы:

– влияние силы трения на формирование вертикального распределения скорости ветра (его величины и направления) по высоте;

– вертикальное распределение действующих сил и метеорологических параметров в пограничном слое атмосферы при различных внешних условиях;

– замыкание системы уравнений для турбулентного движения при априорно заданном профиле коэффициента турбулентности (интегральная модель пограничного слоя атмосферы).

В разделе приводятся также методы численных оценок характеристик турбулентности, высоты пограничного слоя и упорядоченных вертикальных скоростей на верхней границе пограничного слоя атмосферы.

Литература: [1] – гл. 11, с. 305–309, с. 331–334. [5] – гл. 4, с. 70–75, с. 92–103. [2] – гл. 7, с. 76–96.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы 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. Как получить среднее по высоте значение коэффициента турбулентности в пограничном слое атмосферы?

Приземный слой атмосферы

В этом разделе обращается внимание на принципы и условия выделения приземного слоя, его основные свойства. На основе теории подобия определяются вертикальные профили характеристик турбулентности и метеорологических параметров при различных типах стратификации в атмосфере. Необходимо освоить методы определения турбулентных потоков различных субстанций в приземном слое по данным градиентных наблюдений.

Литература: [1] – гл. 11, с. 309–331. [5] – гл. 4, с. 75–92. [2] – гл. 7, с. 71–75.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы характерные условия, по которым выделяется приземный слой атмосферы?

2. Какая физическая величина отражает качественный характер стратификации (устойчивая, нейтральная, неустойчивая) в приземном слое?

3. Как меняется с высотой коэффициент турбулентности в приземном слое при нейтральной стратификации? Как меняется при этом скорость ветра?

4. Как определить параметр шероховатости и динамическую скорость, если задан профиль ветра?

5. Как влияет стратификация на изменение с высотой коэффициента турбулентности в приземном слое?

Нестационарные процессы в пограничном слое атмосферы

Требуется понять причину и механизм формирования суточных колебаний метеорологических параметров и их взаимосвязь в этом процессе, уметь записать замкнутую систему уравнений, отражающую временные изменения при горизонтально-однородных

условиях. Необходимо уметь сформулировать и решить задачу о суточном ходе температуры при постоянном коэффициенте турбулентности. Обратить особое внимание на анализ суточного хода температуры подстилающей поверхности и воздуха; уметь объяснить влияние различных свойств почвы и воздуха на параметры суточного хода температуры.

Кроме того, необходимо понимать, как и почему можно получить отдельное решение для ночного понижения температуры поверхности почвы.

Литература: [1] – гл. 13, с. 388–404. [2] – гл. 7, с. 84–88.

Вопросы для самопроверки

1. Рассмотрите качественно механизм формирования суточных колебаний метеорологических параметров.
2. Какие уравнения и граничные условия используются при решении задачи о суточном ходе температуры при постоянном коэффициенте турбулентности?
3. Какие процессы влияют на амплитуду суточных колебаний температуры?
4. Как влияет турбулентный обмен на амплитуду суточных колебаний температуры поверхности почвы?
5. Как зависит эта амплитуда от влажности и теплофизических свойств почвы?
6. Как изменяются характеристики (амплитуда, время наступления максимума) суточного хода температуры с высотой?
7. Какие процессы и как влияют на ночное изменение температуры?
8. Пользуясь теорией подобия и анализом размерностей, выведите формулу Брента.

Метеорологические процессы над горизонтально-неоднородной поверхностью

При изучении этого раздела необходимо:

– разобраться, почему изменяются свойства нижнего слоя воздуха при его переходе на подстилающую поверхность с существенно отличающимися свойствами;

– уметь сформулировать задачу о стационарной трансформации полей температуры и влажности и проанализировать результат ее решения;

– знать, как применяются на практике результаты теории трансформации (применение в синоптическом прогнозе, при прогнозе адвективных заморозков и туманов, при расчете норм орошения).

Литература: [1] – гл. 12, с. 363–387. [5] – гл. 5, с. 117–134. [2] – гл. 7, с. 88–93.

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?

Физические принципы гидродинамического прогноза

При изучении этого раздела необходимо понять:

– принципиальное различие декартовой и изобарической систем координат и принцип преобразования уравнений из декартовой в изобарическую систему координат;

– причины индивидуальных изменений относительного вихря скорости (уравнение переноса вихря);

– содержание потенциального вихря, условие его сохранения.

Литература: [4] – гл. 7, с. 92–98. [1] – гл. 14, с. 405–447. [5] – гл. 8, с. 141–149.

Вопросы для самопроверки

1. По какому принципу разделяется постановка задач прогноза с 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 квазигеострофической модели.

Некоторые вопросы энергетики атмосферы

Изучив данный раздел дисциплины, необходимо уметь составлять уравнения для различных видов энергии и представлять факторы, приводящие к их изменениям; понимать, как в этих уравнениях отражены процессы взаимных преобразований одних видов энергии в другие; иметь представление о соотношении между внутренней и потенциальной энергией в столбе воздуха бесконечной высоты.

Литература: [1] – гл. 15, с. 491–507. [2] – гл. 8, с. 96–98.

Вопросы для самопроверки

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

Динамика циркуляционных систем в атмосфере

В разделе рассматриваются физические факторы, приводящие к изменению циркуляции по жидкому замкнутому контуру. Изучив материал данного раздела, следует обратить внимание на примеры формирования бароклинной циркуляции и уметь объяснить влияние вращения Земли на изменение циркуляции по замкнутому жидкому контуру в различных синоптических ситуациях.

Литература: [5] – гл. 5, с. 134–141. [2] – гл. 8, с. 98–100.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое жидкий замкнутый контур?
2. Как связан знак ускорения циркуляции по замкнутому контуру с направлением ее изменения (по часовой стрелке или против часовой стрелки)?

3. Каков характер взаимного расположения изобар и изотерм при баротропных и бароклинных условиях?

4. Как связано направление развития бароклинной циркуляции по жидкому замкнутому контуру с взаимным расположением изобар и изотерм?

5. Выполните рисунок, поясняющий развитие бризовой циркуляции в дневное время.

6. Поясните развитие циркуляции по жидкому контуру вокруг области пониженного (или повышенного) давления.

Основные положения теории и примеры решения задач

Стационарный, горизонтально-однородный пограничный слой атмосферы

Пограничным слоем называют область атмосферы, в которой, в отличие от свободной атмосферы, динамические и термические процессы в значительной степени определяются турбулентностью. Именно турбулентность обеспечивает вертикальный обмен количеством движения (импульсом), количеством тепла, водяным паром и другими субстанциями в пограничном слое. По вертикали эта область распространяется непосредственно от подстилающей поверхности до высот в несколько сотен метров (иногда до 1,5–2 км).

Вертикальный обмен количеством движения, обусловленный вертикальным градиентом скорости и турбулентностью, создает в пограничном слое массовую силу трения (на подстилающей п верхности названные факторы создают поверхностную силу трения $\vec{\tau}$, называемую касательным напряжением, или напряжением турбулентного трения), отсутствующую в свободной атмосфере. По характеру формирования этой силы ее называют силой турбулентного трения. Вместе с двумя другими массовыми силами, а именно с силой барического градиента $\vec{F}_p$ и силой Кориолиса $\vec{F}_k$, сила турбулентного трения $\vec{F}_\tau$ участвует в формировании скорости ветра $\vec{V}$ и его возможных ускорений в пограничном слое. Это и отражено общей векторной формой уравнения движения в горизонтальной плоскости:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{F}_p + \vec{F}_k + \vec{F}_\tau.$$

При отсутствии ускорения $\left(\frac{d\vec{V}}{dt} = 0\right)$, что соответствует условиям установившегося и горизонтально-однородного движения, должен выполняться баланс вышеназванных трех сил, то есть

$$0 = \vec{F}_p + \vec{F}_k + \vec{F}_\tau.$$

Соответствующие известные выражения сил через параметры воздушного потока позволяют записать следующие два уравнения, отражающие баланс сил в проекциях на горизонтальные оси *ox* и *oy*:

$$\left.\begin{aligned} 0 &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega_z v + \frac{d}{dz}k\frac{du}{dz}, \\ 0 &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega_z u + \frac{d}{dz}k\frac{dv}{dz}. \end{aligned}\right\} \quad (1)$$

Здесь $\omega_z = \omega\sin\varphi$. Последние слагаемые в правых частях уравнений (1) отражают силу трения. Именно этой системой уравнений определяется распределение скорости ветра по высоте в пограничном слое атмосферы в установившихся горизонтально-однородных условиях.

Известный геострофический баланс сил барического градиента и Кориолиса, определяемый соотношениями:

$$\left.\begin{aligned} 0 &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega_z v_g, \\ 0 &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega_z u_g. \end{aligned}\right\}, \quad (2)$$

позволяет преобразовать уравнения системы (1) к виду:

$$\left.\begin{aligned} \frac{d}{dz}k\frac{du}{dz} + 2\omega_z\left(v - v_g\right) &= 0, \\ \frac{d}{dz}k\frac{dv}{dz} - 2\omega_z\left(u - u_g\right) &= 0. \end{aligned}\right\} \quad (3)$$

Задача решается с использованием следующих упрощений: горизонтальный градиент давления, определяющий величину геострофического ветра, с высотой не меняется, и коэффициент турбулентности

также принимается неизменным по высоте $\left(k = \overline{k} = \text{const}\right)$. При этих упрощениях система уравнений (3) позволяет получить аналитическое решение. При этом в системе координат, ось *ox* которой направлена вдоль вектора геострофического ветра, решение для компонент скорости $u(z)$ и $v(z)$ в Северном полушарии имеет вид:

$$\left.\begin{aligned} u(z) &= V_g\left(1 - e^{-az}\cos az\right), \\ v(z) &= V_g e^{-az}\sin az. \end{aligned}\right\} \tag{4}$$

где $a = \sqrt{\omega_z / k}$, $\omega_z = \omega \cdot \sin\varphi > 0$.

Графическое представление данного решения приведено на рис. 1 и 2. На них видно, что изменение вектора скорости ветра по высоте характеризуется распределением, годограф которого на горизонтальной плоскости имеет вид кривой линии, условно называемой спиралью Экмана. Более подробно об этом см. в [1], [5]. На рис. 1 и 2 эта кривая изображена пунктирной линией на горизонтальной плоскости *xoy*. На этой кривой лежат концы векторов скорости ветра, спроектированных с различных уровней *z* на горизонтальную плоскость.

Среднее значение коэффициента турбулентности $\overline{k}$ определяется с использованием так называемой интегральной модели пограничного слоя атмосферы, включающей в себя уравнение баланса энергии турбулентности и гипотезы замыкания Монина–Обухова в интегральной форме. В зависимости от формы задания условий стратификации среднее значение величины $\overline{k}$ может быть рассчитано по одной из двух формул:

$$\overline{k} = m\frac{V_g^2}{\omega_z}\left(1 + \frac{\pi}{2}\frac{g}{T}\frac{P_0}{\rho c_p}\frac{1}{\omega_z V_g^2}\right), \tag{5}$$

$$\overline{k} = m\frac{V_g^2}{\omega_z}\frac{1}{\left(1 + \dfrac{m\pi}{\omega_z^2}\dfrac{g}{T}\dfrac{\partial\theta}{\partial z}\right)}, \tag{6}$$

где V_g – модуль скорости геострофического ветра; P_0 – турбулентный поток тепла в приземном слое; $\dfrac{\partial\theta}{\partial z} = \dfrac{\overline{\theta}}{\overline{T}}\left(\dfrac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a\right) \approx \dfrac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a$ – средний в пограничном слое вертикальный градиент потенциальной

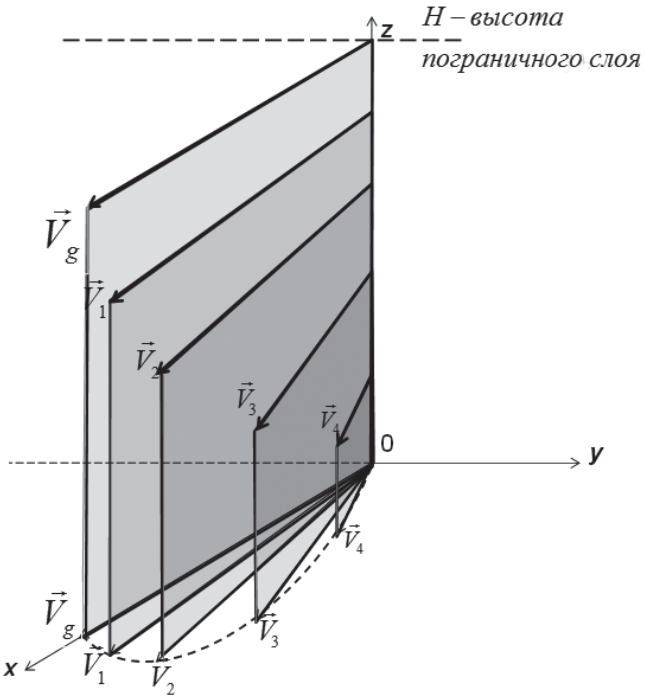

Рис. 1. Трехмерное изображение вертикального распределения скорости ветра в планетарном пограничном слое атмосферы

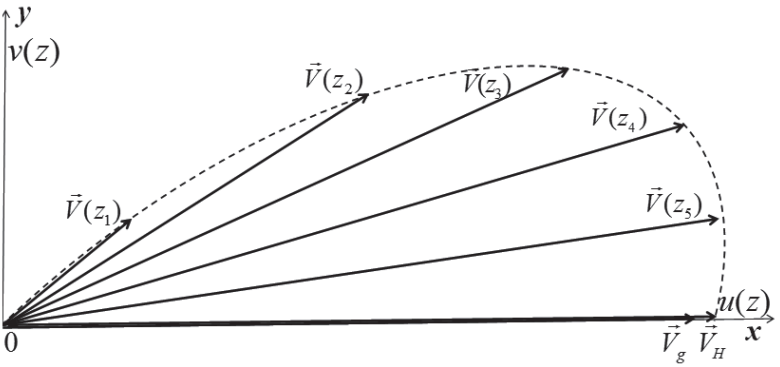

Рис. 2. Качественное представление распределения скорости ветра с высотой в проекции на горизонтальную плоскость. Спираль Экмана

температуры; $\overline{T}$ – средняя температура воздуха (в шкале Кельвина); $m = 10^{-5}$ – постоянный коэффициент; $\gamma_a = 0{,}98$ К / 100 м – величина, известная как сухоадиабатический градиент.

За высоту пограничного слоя атмосферы принимается тот уровень (по определению Экмана), на котором направление вектора скорости, соответствующего расчетным формулам (4), совпадает с направлением геострофического ветра. Требуемое условие для направления ветра означает, что проекция $v(z)$ вектора скорости на направление оси oy равна нулю, то есть

$$v(H) = V_g e^{-aH} \sin aH = 0.$$

Из последнего равенства следует, что хотя бы один из трех сомножителей должен быть равен нулю. Единственным сомножителем, который может принимать нулевые значения, является величина $\sin aH$. Выполнение этого условия приводит к соотношению ([1], [5]):

$$aH = \pi. \tag{7}$$

Отсюда следует выражение для определения верхней границы (высоты) пограничного слоя, соответствующего условию Экмана:

$$H = \pi \frac{1}{a} = \pi \sqrt{\frac{\overline{k}}{\omega_z}}. \tag{8}$$

Величина скорости, соответствующей расчетным формулам (4) на этой высоте $z = H$, равна проекции самого вектора скорости на ось ox:

$$u(z) = V_g \left(1 - e^{-aH} \cos aH\right) = V_g \left(1 - e^{-\pi} \cos \pi\right) = V_g \left(1 + e^{-\pi}\right).$$

Как видно, расчетная скорость на высоте H несколько больше величины геострофического ветра.

Задача. Для установившегося, горизонтально-однородного движения определить: а) средний коэффициент турбулентности и высоту пограничного слоя (где ветер совпадает с геострофическим по направлению) при нейтральной стратификации, если геострофический ветер равен 8 м/с; б) скорость и направление ветра на высотах 300, 600, 900 м; в) величину и направление действующих сил на тех же высотах. Широта места 50°.

По результатам расчетов построить годограф скорости ветра. Векторы сил на разных высотах нанести на рисунок в соответствующих этим высотам точках годографа скорости.

Решение. *Определение среднего значения коэффициента турбулентности.*

По условию задачи стратификация нейтральная, следовательно, $P_0 = 0$ и $\frac{d\theta}{dz} = 0$. Тогда формулы (5) и (6) дают одинаковый результат:

$$\bar{k} = m\frac{V_g^2}{\omega_z} = 10^{-5} \cdot \frac{64 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2}}{7{,}29 \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1} \cdot 0{,}77} \approx 11{,}4 \text{ м}^2/\text{с};$$

$$a = \sqrt{\omega_z / \bar{k}} = \sqrt{7{,}29 \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1} \cdot 0{,}77 / 11{,}4 \text{ м}^2\text{с}^{-1}} \approx 2{,}2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}.$$

Расчет составляющие вектора скорости ветра и и v на высоте 300 м:

$$az = 2{,}2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot 300 \text{ м} = 0{,}68;$$

$$u = 8 \text{ м/с} \cdot \left(1 - e^{-0{,}68} \cos 0{,}68\right) = 8\left(1 - 0{,}78 / 1{,}95\right) = 4{,}8 \text{ м/с};$$

$$v = 8 \text{ м/с} \cdot 0{,}62 / 1{,}95 = 2{,}5 \text{ м/с};$$

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} = \sqrt{23{,}04 + 6{,}25} = 5{,}4 \text{ м/с}.$$

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

$$\text{tg}\alpha = v(z)/u(z) = \frac{2{,}5 \text{ м/с}}{4{,}8 \text{ м/с}} = 0{,}52; \ \alpha = 28^\circ.$$

Напомним, что положительные значения углов отражают отсчет угла от направления оси *ox* против часовой стрелки. Кроме того, в соответствии со знаками проекций следует правильно определить угловую четверть, в которой расположен данный вектор, что и определит реальное значение угла.

В данном примере обе проекции вектора скорости положительные, что соответствует первой угловой четверти.

Аналогичным образом должны быть проведены расчеты для других высот.

Расчет действующих сил. Движение в пограничном слое при отсутствии ускорения определяется равновесием трех сил, действующих на массу воздуха единичного объема:

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 $\vec{F}_\tau$ при отсутствии ускорения должна удовлетворять условию баланса трех сил:

$$\vec{F}_p + \vec{F}_k + \vec{F}_\tau = 0,$$

из которого следует, что вектор силы трения равен и противоположен векторной сумме силы барического градиента и силы Кориолиса

$$\vec{F}_\tau = -\left(\vec{F}_p + \vec{F}_k\right).$$

Записанный баланс сил отражен на рис. 3. На рис. 3, *а* представлен геострофический баланс сил, то есть баланс сил в свободной атмосфере; на рис. 3, *б* изображен баланс сил, соответствующий высоте z вблизи подстилающей поверхности (в приземном слое атмосферы).

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

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

При заданном значении геострофического ветра, а также известном распределении по высоте составляющих скорости $u(z)$ и $v(z)$ величина F_τ, в соответствии с уравнениями (3), может быть представлена в виде:

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

Направление силы F_τ противоположно векторной сумме векторов F_p и F_k.

В соответствии с приведенными пояснениями получаем:

$$F_p = 2 \cdot 7{,}29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 0{,}77 \cdot 1{,}3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot 8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} = 116{,}7 \cdot 10^{-5} \text{ Н/м}^3;$$

$$F_K = 2 \cdot 7{,}29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 0{,}77 \cdot 1{,}3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot 5{,}4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} = 79{,}1 \cdot 10^{-5} \text{ Н/м}^3,$$

$$F_{\tau x} = -2 \cdot 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ \text{с}^{-1} \cdot 0{,}77 \cdot 1{,}3\ \text{кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot (2{,}5 - 0)\ \text{м} \cdot \text{с}^{-1} =$$

$$= -37{,}1 \cdot 10^{-5}\ \text{Н/м}^3,$$

$$F_{\tau y} = 2 \cdot 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ \text{с}^{-1} 0{,}77 \cdot 1{,}3\ \text{кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot (4{,}7 - 8)\ \text{м} \cdot \text{с}^{-1} =$$

$$= -46{,}8 \cdot 10^{-5}\ \text{Н/м}^3,$$

$$F_\tau = \sqrt{37{,}1^2 + 46{,}8^2} \cdot 10^{-5}\ \text{Н/м}^3 = 59{,}7 \cdot 10^{-5}\ \text{Н/м}^3;$$

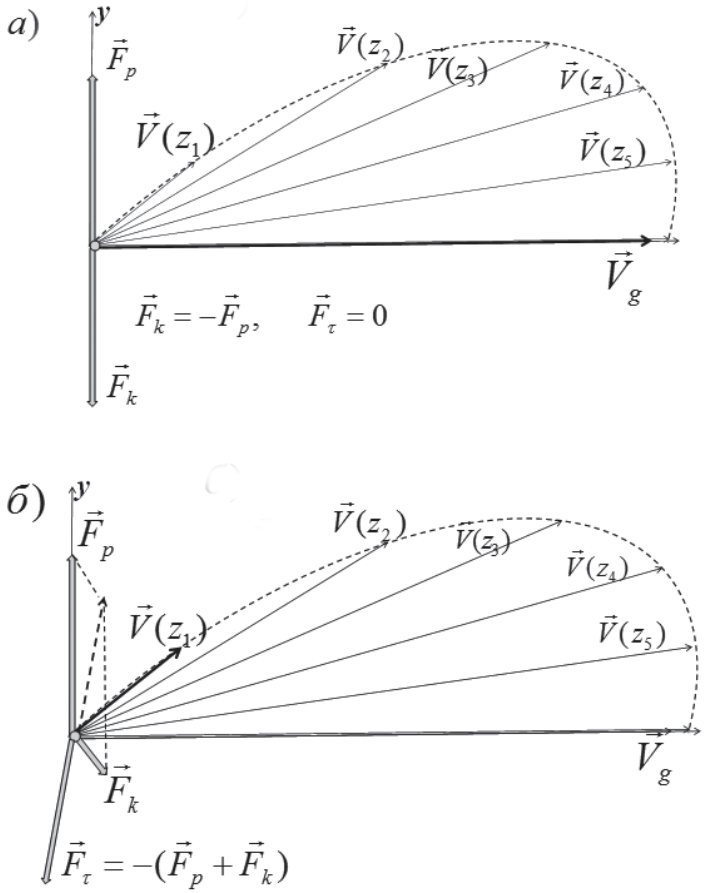

Рис. 3. Иллюстрация баланса сил в свободной атмосфере (*а*) и в нижней части пограничного слоя атмосферы (*б*)

$$\mathrm{tg}\beta = F_{\tau y}/F_{\tau x} = -46{,}8/-37{,}1 = 1{,}26;\ \ \mathrm{arctg}\,\beta = 52^0.$$

В данном примере обе проекции силы трения отрицательны, что соответствует третьей угловой четверти. Следовательно, полный угол отклонения вектора силы трения от направления оси при отсчете против часовой стрелки

$$\beta = 180^0 + 52^0 = 232^0.$$

Высота пограничного слоя, согласно соотношению (8), равна:

$$H = \frac{3{,}14}{2{,}2\cdot 10^{-3}\ \text{м}^{-1}} \approx 1427\ \text{м}.$$

Ответ: $V = 5{,}4$ м/с, $\alpha = 28^\circ$, $\overline{k} = 11{,}4\ \text{м}^2/\text{с}$, $H = 1427$ м, $F_p = 116{,}7\cdot 10^{-5}$ Н/м^3, $F_K = 79{,}1\cdot 10^{-5}$ Н/м^3, $F_\tau = 59{,}7\cdot 10^{-5}$ Н/м^3, $\beta = 132^\circ$.

Стационарный, горизонтально-однородныйприземный слой. Модель, основанная на теории подобия (модель Монина–Обухова)

В планетарном пограничном слое атмосферы особо выделяется область вблизи подстилающей поверхности (несколько десятков метров), называемая приземным слоем (над водной поверхностью используется название «приводный слой»). В пределах этого слоя относительное изменение турбулентных потоков различных субстанций составляет величину, много меньшую единицы. Поэтому полагается, что в пределах приземного слоя значения турбулентных потоков количества движения $\tau = \rho v_*^2$, тепла P_0 и влаги E_0 с высотой не меняются. Однако распределение по высоте метеорологических параметров (скорости ветра, температуры и влажности) в приземном слое характеризуется наибольшими значениями вертикальных градиентов.

Указанные выше вертикальные распределения и турбулентные потоки различных субстанций существенно зависят от условий температурной стратификации и могут характеризоваться вертикальным градиентом потенциальной температуры $\frac{\partial\theta}{\partial z} \approx \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a$, величина которого в приземном слое может существенно меняться

с высотой. Поэтому используется более удобная характеристика стратификации – турбулентный поток тепла, величина которого сохраняет постоянное значение по высоте в пределах приземного слоя, равное значению P_0 на подстилающей поверхности.

Качественный характер стратификации отражается тремя основными типами и определяется знаком величины турбулентного потока тепла P_0: отрицательный поток тепла $\left(P_0 < 0\right)$, направленный вниз к подстилающей поверхности, соответствует условиям устойчивой стратификации; отсутствие потока тепла $\left(P_0 = 0\right)$ соответствует условиям нейтральной стратификации; положительный поток тепла $\left(P_0 > 0\right)$, направленный вверх от подстилающей поверхности, соответствует условиям неустойчивой стратификации.

Реальная роль стратификации в приземном слое характеризуется безразмерным параметром z/L, представляющим собой отношение термического фактора к динамическому. Величина L, определяемая соотношением

$$L = -\frac{v_*^3}{\varkappa \frac{g}{T}\frac{P_0}{\rho c_p}}, \tag{9}$$

имеет размерность длины и носит название «масштаб длины Монина–Обухова». Нетрудно убедиться, что параметр z/L определятся соотношением

$$\frac{z}{L} = -\varkappa \frac{z}{v_*^3}\frac{g}{T}\frac{P_0}{\rho c_p}. \tag{10}$$

Из соотношения (10) следует, что при нейтральной стратификации $P_0 = 0 \to L = \infty,\ \frac{z}{L} = 0,\ \frac{\Delta z}{L} = 0.$

Кроме названных выше условий стратификации в приземном слое вводится понятие стратификации, близкой к нейтральной. Такая стратификация, независимо от того, устойчивая она или неустойчивая, определяется условием $\left|\frac{z}{L}\right| << 1$.

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:

$$k(z) = \varkappa v_* z\left(1 - \beta \, z/L\right); \tag{11}$$

$$\Delta u \equiv u(z) - u(z_1) = \frac{v_*}{\varkappa}\left(\ln\frac{z}{z_1} + \beta\frac{z - z_1}{L}\right); \tag{12}$$

$$\Delta\theta \equiv \theta(z) - \theta(z_1) = -\frac{P_0}{\rho c_p \varkappa v_*}\left(\ln\frac{z}{z_1} + \beta\frac{z - z_1}{L}\right); \tag{13}$$

$$\Delta q \equiv q(z) - q(z_1) = -\frac{E_0}{\rho\varkappa v_*}\left(\ln\frac{z}{z_1} + \beta\frac{z - z_1}{L}\right), \tag{14}$$

где z_1 – некоторый фиксированный уровень; $\varkappa = 0{,}4$, $\beta = 2{,}0$ – постоянные величины; v_* – динамическая скорость. Остальные обозначения приняты в соответствии с обозначениями в учебниках [1], [5] и задачнике [2].

Выполнение условия $\left|\frac{z}{L}\right| << 1$, соответствующего стратификации, близкой к нейтральной, следует проверить при решении задачи, предварительно определив величину L [см. формулу (19), приведенную ниже].

При наличии градиентных наблюдений на двух уровнях z_1 и z_2 формулы (11)–(14) 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.

Действительно, полагая в формулах (12), (13), (14) $z = z_2$, нетрудно получить из них формулы для расчета динамической скорости v_* (а значит, и $\tau_0 = \rho v_*^2$) и величин P_0 и E_0:

$$v_* = \varkappa\frac{\Delta u}{\psi}, \quad \tau = \rho v_*^2; \tag{15}$$

$$P_0 = -\varkappa v_* \rho c_p \frac{\Delta\theta}{\psi}; \tag{16}$$

$$E_0 = -\varkappa v_* \rho \frac{\Delta q}{\psi}. \qquad (17)$$

Здесь $\Delta u = u(z_2) - u(z_1)$, $\Delta\theta = \theta(z_2) - \theta(z_1)$;

$\Delta q = q(z_2) - q(z_1)$, $\Delta z = z_2 - z_1$;

$$\psi = \ln\frac{z_2}{z_1} + \beta\frac{\Delta z}{L}. \qquad (18)$$

Возведя выражение (12) в квадрат и разделив его на выражение (13), несложными преобразованиями получим выражение для расчета масштаба длины L, которое с достаточной точностью принимает вид:

$$L = \frac{\left[u(z_2) - u(z_1)\right]^2}{\frac{g}{T}\left[\theta(z_2) - \theta(z_1)\right]\cdot \ln\frac{z_2}{z_1}}. \qquad (19)$$

Следует отметить, что в области малых высот $(z < 5\text{ м})$ разность значений потенциальной температуры может быть заменена разностью значений обычной температуры (с точностью до величины $\gamma_a \cdot \Delta z$, где $\gamma_a = 0{,}98\,{}^{\text{K}}\!/_{100\text{ м}}$ – сухоадиабатический градиент), то есть $\theta(z_2) - \theta(z_1) \approx T(z_2) - T(z_1)$.

Как следует из формул (11), (12), (13), (14), при нейтральной стратификации зависимость коэффициента турбулентности от высоты становится линейной, а вертикальные профили скорости ветра $u(z)$ и относительной доли водяного пара (удельной влажности) $q(z)$ характеризуются чисто логарифмической зависимостью. Потенциальная температура при этом с высотой сохраняет постоянное значение.

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

Таблица 1

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 (12):

$$v_* = \frac{\varkappa\left[u(z_2) - u(z_1)\right]}{\ln\dfrac{z_2}{z_1} + \beta\dfrac{\Delta z}{L}}, \quad \Delta z = z_2 - z_1.$$

При использовании данной формулы предварительно необходимо рассчитать значение величины L в соответствии с формулой (19). Значение средней температуры в параметре плавучести необходимо выражать в шкале Кельвина.

Согласно исходным данным,

$$u(z_2) - u(z_1) = 1{,}2 \text{ м/с};$$

$$T(z_2) - T(z_1) = -1 \text{ K};$$

$$z_2 - z_1 = 3{,}5 \text{ м}.$$

Определяем значение L, используя формулу (19):

$$L = \frac{1{,}2^2 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2} 292 \text{ K}}{9{,}8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2} (-1) \text{ K } \ln\left(4{,}0 \big/ 0{,}5\right)} = -20 \text{ м/с}.$$

Далее определяем v_*:

$$v_* = \frac{0{,}4 \cdot 1{,}2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}}{\ln\dfrac{4}{0{,}5} + 2\dfrac{3{,}5 \text{ м}}{(-20 \text{ м})}} = \frac{0{,}48}{2{,}1 - 0{,}35} = 0{,}27 \text{ м/с}.$$

Значение температуры на любой другой высоте $z = z_3$ в пределах приземного слоя можно определить, используя формулу (13). Записав с ее помощью разности температур $\theta(z_3) - \theta(z_1)$ и $\theta(z_2) - \theta(z_1)$ и взяв их отношение, нетрудно получить следующее соотношение:

$$\frac{\theta(z_3) - \theta(z_1)}{\theta(z_2) - \theta(z_1)} \approx \frac{T(z_3) - T(z_1)}{T(z_2) - T(z_1)} = \frac{\ln z_3 \big/ z_1 + \beta(z_3 - z_1)/L}{\ln z_2 \big/ z_1 + \beta(z_2 - z_1)/L}. \qquad (20)$$

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

Ответ: $v_* = 0{,}27$ м/с, $T_{z=10 \text{ м}} = \ldots$

Примечание: при необходимости данные градиентных измерений температуры воздуха и рассчитанные значения динамической

скорости v_* дают возможность использовать формулу (16) (положив $z = z_2$) для определения значения турбулентного потока тепла P_0. Формула (13) при известных теперь значениях v_*, P_0 и температуры на одной из высот (из данных наблюдений) позволяет определить температуру на любой другой высоте.

Задача 2. Определить шероховатость подстилающей поверхности и динамическую скорость по следующим данным градиентных наблюдений (табл. 2) при нейтральной стратификации.

Таблица 2

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 кг/м^3.

Решение. Формулы (11)–(14) остаются справедливы и при нейтральной стратификации. При этом необходимо положить $\frac{z}{L} = 0$, $\frac{\Delta z}{L} = 0$ (т. к. по условию задачи P_0 = 0). Формулы, описывающие распределение по высоте скорости ветра и массовой доли водяного пара (удельной влажности), принимают вид:

$$u(z) - u(z_1) = \frac{v_*}{\aleph} \ln \frac{z}{z_1}, \quad q(z) - q(z_1) = \frac{E_0}{\rho \aleph v_*} \ln \frac{z}{z_1}. \qquad (21)$$

Качественный вид этих зависимостей представлен на рис. 4.

Формула (21) 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. Значения величины v_*, рассчитанные при выборе разных пар уровней (а значит, различных пар скорости ветра), неизбежно будут отличаться друг от друга. Поэтому при наличии градиентных измерений более чем на двух уровнях следует применить для решения задачи графический метод, дающий по существу осредненное значение динамической скорости.

Суть метода заключается в том, что зависимости скорости ветра и массовой доли водяного пара в соответствии с формулами (21) при нейтральной стратификации представляют собой линейную функцию от аргумента $y = \ln z$. Действительно, это ясно видно, если представить логарифмическую зависимость (21) в виде:

$$u(z) = \frac{v_*}{\varkappa} y - \left[\frac{v_*}{\varkappa} \ln z_1 - u(z_1) \right] = \frac{v_*}{\varkappa} y + C_1. \qquad (22)$$

Здесь $C_1 \equiv -\left[\frac{v_*}{\varkappa} \ln z_1 - u(z_1) \right] = \text{const}$ является величиной, не зависящей от высоты.

Это означает, что график зависимости $u(y)$ должен представлять собой прямую линию во всем приземном слое (более подробно см. в [1]). Различие вертикальных профилей скорости ветра в координатах z и $y = \ln z$ представлено на рис. 5.

Построим график зависимости скорости ветра от новой переменной $y = \ln z$ согласно данным наблюдений (табл. 3):

Таблица 3

z	м	0,5	1,0	2,0	4,0
$\ln z$		0,69	0,0	0,69	1,39
u	м/с	3,0	3,6	4,1	4,9

Нанеся на график точки, отвечающие данным наблюдений, можно провести через них, в соответствии с формулой (22), прямую линию (рис. 6).

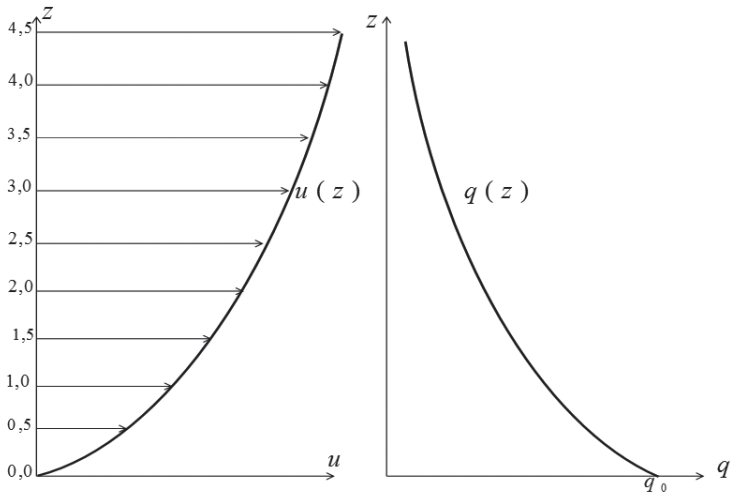

Рис. 4. Логарифмические вертикальные профили скорости ветра $u(z)$ и удельной влажности $q(z)$

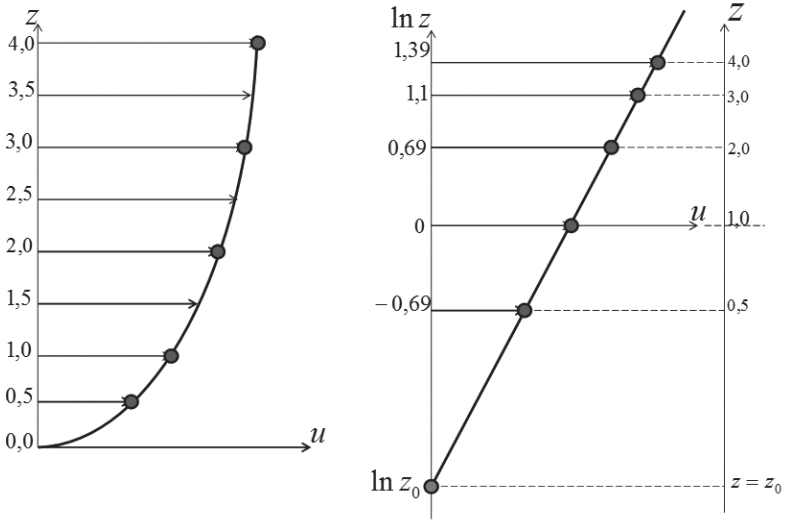

Рис. 5. Графическое изображение вертикального логарифмического профиля скорости в обычной системе $u(z)$ и в системе $u(\ln z)$

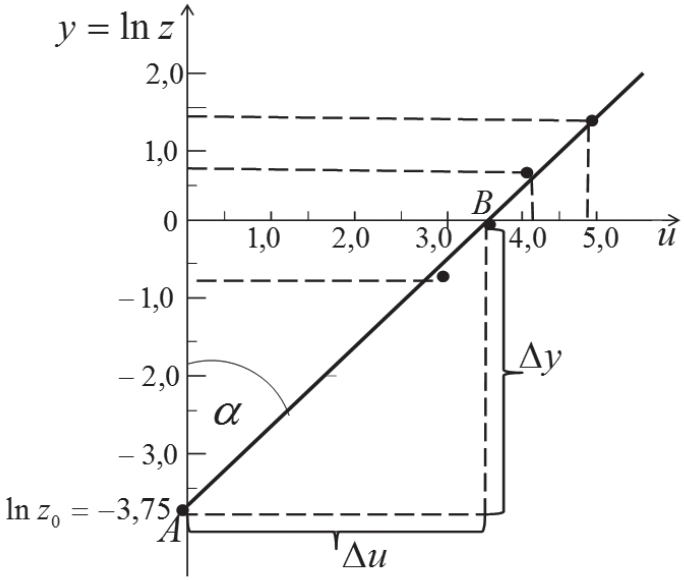

Рис. 6. Зависимость скорости ветра от логарифма высоты в приземном слое

Как известно, коэффициент при аргументе y в линейной зависимости представляет собой угловой коэффициент прямой, то есть тангенс угла ее наклона по отношению к оси y, 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

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

Отсюда: $v_* = \aleph \mathrm{tg}\alpha = 0,4 \cdot 0,946 = 0,378$ 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 y.

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

Аналогичный порядок выполнения решения может быть использован для определения турбулентного потока влаги (скорости испарения) с подстилающей влажной поверхности, если заданы значения массовой доли водяного пара на нескольких высотах.

Ответ: $v_* = 38$ см/с, $z_0 = 2,4$ см.

Суточный ход метеорологических элементов

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

При расчете параметров суточного хода в пограничном слое атмосферы в контрольной работе предлагается использовать физико-математическую модель, решение которой получено в предположении о постоянстве по вертикали коэффициентов температуропроводности воздуха (его чаще называют коэффициентом турбулентности для переноса тепла) $k = \mathrm{const}$ и почвы $a = \mathrm{const}$. Кроме того, отклонение $\delta R(t)$ величины суточного хода радиационного баланса от его

известного среднесуточного значения $\overline{R}$ аппроксимируется одной гармоникой:

$$\delta R(t) = R(t) - \overline{R} = A_R \cos(\omega \cdot t). \qquad (23)$$

При принятых упрощениях изменение в течение суток температуры воздуха на высоте z можно рассчитать по формуле (см. [2]):

$$T(z,t) - \overline{T}(z) = \frac{A_R \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right)\sin\left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right)}{\sqrt{\omega}\left[\left(c_p + Lr_0 \frac{dq_m}{dT}\Big|_{T=\overline{T}_0}\right)\rho\sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}\right]}. \qquad (24)$$

Здесь: $\overline{R}$ и $\overline{T}$ – среднесуточные значения радиационного баланса и температуры; A_R – амплитуда радиационного баланса; ω – угловая скорость вращения Земли; c_p – удельная теплоемкость воздуха; L – скрытая теплота испарения воды (см. Приложение 3, [2]); r_0 – относительная влажность воздуха вблизи поверхности почвы в долях единицы; q_m – значение массовой доли водяного пара в состоянии насыщения (см. Приложение 8, [2]); ρ – плотность воздуха; $\rho_1 c_1$ – объемная теплоемкость почвы (см. Приложение 24, [2]); t – время, отсчет которого согласно зависимости (23) принимается от момента максимального значения радиационного баланса на подстилающей поверхности (от момента местного астрономического полудня).

Для анализа результатов решения задачи и сравнения суточного хода температуры с заданной функцией суточного хода радиационного баланса на поверхности почвы удобно в формуле (24) перейти от функции sin к функции cos, используя известное соотношение:

$$\sin\psi = \cos\left(\psi - \frac{\pi}{2}\right).$$

В этом случае формула (24) преобразуется к виду:

$$T(z,t) - \overline{T}(z) = \frac{A_R \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right)\cos\left(\omega t - \left(\frac{\pi}{4} + \sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right)\right)}{\sqrt{\omega}\left[\left(c_p + Lr_0 \frac{dq_m}{dT}\Big|_{T=\overline{T}_0}\right)\rho\sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}\right]}. \qquad (25)$$

Анализ формул (24) и (25) показывает, что отклонение температуры воздуха на высоте z в конкретный момент времени t от ее

среднесуточного значения $\delta T(z,t) \equiv T(z,t) - \overline{T}(z)$ имеет вид гармонической функции:

$$\delta T(z,t) = A_T(z) \cdot \sin \psi(t,z), \tag{26}$$

или

$$\delta T(z,t) = A_T(z) \cdot \cos \widehat{\psi}(t,z). \tag{27}$$

В выражениях (26) и (27) величина $A_T(z)$ – амплитуда колебаний отклонения температуры от ее среднесуточного значения, являющаяся функцией высоты Z:

$$A_T(z) = A_T(0) \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2k}} z \right). \tag{28}$$

Вид зависимости (28) свидетельствует о затухании амплитуды колебаний температуры воздуха с увеличением высоты. При этом скорость затухания тем больше, чем меньше коэффициент турбулентности.

Здесь величина

$$A_T(0) = \frac{A_R}{\sqrt{\omega}\left[\left(c_p + Lr_0 \frac{dq_m}{dT}\Big|_{T=\overline{T}_0} \right) \rho\sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a} \right]} \tag{29}$$

есть амплитуда суточных колебаний вышеназванного отклонения температуры на подстилающей поверхности.

Функции $\psi(t,z)$ и $\widehat{\psi}(t,z)$ отражают фазу колебаний величины δT и равны соответственно:

$$\psi(t,z) = \omega t + \frac{\pi}{4} - \sqrt{\frac{\omega}{2k}} z,$$

$$\widehat{\psi}(t,z) = \omega t - \left(\frac{\pi}{4} + \sqrt{\frac{\omega}{2k}} z \right).$$

Пример суточного хода радиационного баланса и температуры приведен на рис. 7.

Используя формулу (24), нетрудно получить выражение, позволяющее определить суточный ход турбулентного потока тепла на поверхности $P_0 = \overline{P}_0 + \delta P_0$.

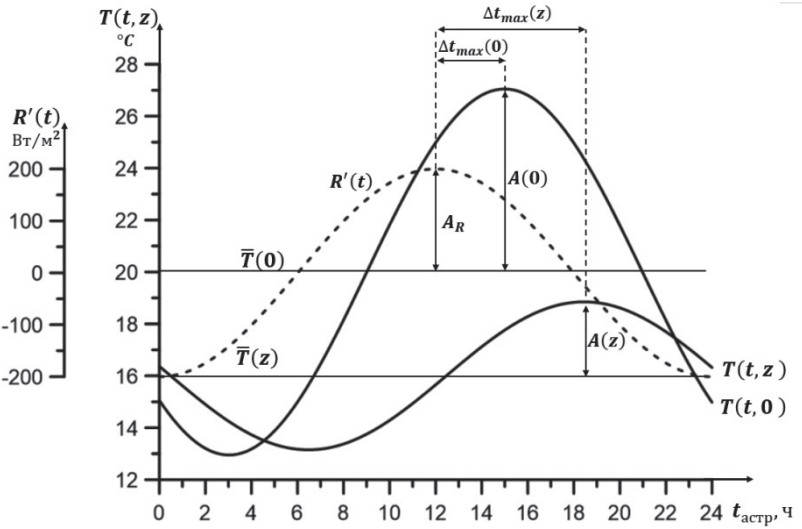

Рис. 7. Пример графического изображения суточного хода радиационного баланса подстилающей поверхности $R'(t)$, температуры воздуха на поверхности земли $T(t, 0)$ и на произвольной высоте $T(t, z)$

Поскольку $P_0 = -k\rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right)\Big|_{z=0}$, то при постоянном по высоте коэффициенте k после дифференцирования выражения (24) получим:

$$\delta P_0 = \rho c_p \sqrt{k} \frac{A_R \cos \omega t}{\left(c_p + L r_0 \frac{dq_m}{dT}\Big|_{T=\bar{T}_0} \right) \rho \sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}}. \qquad (30)$$

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

Решение.

1. По Приложению 8 из [2] определяем:

$$\frac{dq_m}{dT}\Big|_{T=20^0} = 0,9\cdot 10^{-3}\,\text{K}^{-1},\ \ 1‰ = 1\ \text{г/кг}.$$

По Приложению 24 из [2] находим для слабо увлажненной почвы: $\rho_1 c_1 = 1,59\cdot 10^6$ Дж/(К·м^3), $a = 0,28\cdot 10^{-6}$ м^2/с.

2. Вычислим общий множитель в формулах (24) и (30), обозначив его символом B:

$$B = \frac{A_R}{\left(c_p + Lr_0\dfrac{dq_m}{dT}\Big|_{T=\bar{T}}\right)\rho\sqrt{k} + \rho_1 c_1\sqrt{a}} = 3,83\cdot 10^{-2}\,\text{K}\cdot\text{с}^{-1/2}.$$

3. Вычислим амплитуду (максимальное отклонение температуры от ее среднесуточного значения) колебаний температуры поверхности. Формула для нее следует из (24) при $z = 0$ и значении

$$\sin\left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right) = 1.$$

Это приводит к формуле (29) и дает результат

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

4. Вычисляем

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

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

5. Вычисляем отклонение температуры от среднесуточного значения:

$$\delta T(t,z) = A_T(0)\exp\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right)\sin\left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2k}}z\right);$$

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

$$\delta T\left(5\ \text{ч},\ 2\ \text{м}\right) = 4,5\cdot 0,996\cdot 0,868 = 3,9\ \text{K}.$$

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

$$\delta P_0 = \rho c_p \sqrt{k} \cdot B \cos \omega t = 38{,}8 \text{ Вт/м}^2.$$

7. Определяем искомые величины:

$$T_2\left(5 \text{ ч}, 2 \text{ м}\right) = 20 \text{ °C} + 3{,}9 \text{ °C} = 23{,}9 \text{ °C};$$

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

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

Формирование бароклинной циркуляция по жидкому замкнутому контуру

Циркуляция Г вектора скорости $\vec{V}$ по замкнутому контуру ***L*** определяется выражением

$$\Gamma = \oint_L \vec{V} \cdot d\vec{l} = \oint_L v_s \cdot dl. \tag{31}$$

Здесь v_s – составляющая вектора скорости вдоль контура; dl – бесконечно малый элемент длины контура.

Направление обхода контура при интегрировании по определению принимается против часовой стрелки, что соответствует положительному значению циркуляции при таком ее направлении вдоль контура.

Контур в пространстве, состоящий из одних и тех же частиц воздуха (или воды), называется *жидким* контуром. Ускорение циркуляции (ее изменение по времени) по жидкому контуру, согласно теореме Томпсона, равно циркуляции ускорения скорости и определяется соотношением:

$$\frac{d\Gamma}{dt} = \oint_L \frac{d\vec{V}}{dt} \cdot d\vec{l}. \tag{32}$$

Уравнение движения (закон изменения импульса)

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \sum \vec{F} = \vec{F}_P + \vec{F}_k + \vec{F}_\tau + \vec{F}_g \tag{33}$$

позволяет заменить ускорение скорости под знаком интеграла в соотношении (32) суммой сил, действующих на единичную массу воздуха (воды) и получить следующее равенство:

$$\frac{d\Gamma}{dt} = \oint_L \vec{F}_P d\vec{l} + \oint_L \vec{F}_k d\vec{l} + \oint_L \vec{F}_\tau d\vec{l} + \oint_L \vec{F}_g d\vec{l}. \tag{34}$$

Из последнего равенства (34) следует, что изменение циркуляции формируется за счет работы, совершаемой тремя силами во всех точках рассматриваемого контура L, а именно: за счет работы силы барического градиента $\vec{F}_P$, силы Кориолиса $\vec{F}_k$ и силы трения $\vec{F}_\tau$. Что касается силы тяжести $\vec{F}_g$, то она не может приводить к изменению циркуляции, так как ее работа по любому замкнутому контуру равна нулю.

В контрольную работу, которую необходимо выполнить, включена задача определения скорости циркуляции по жидкому замкнутому контуру, формирующейся под влиянием силы барического градиента. Анализ этого фактора приводит к выводу (см. [1], [5]), что его действие проявляется только в условиях бароклинного состояния среды внутри рассматриваемого контура. В баротропных условиях работа силы барического градиента по замкнутому жидкому контуру равна нулю (см. [1], [5]). Напомним, что бароклинные условия характеризуются взаимным пересечением изобарических и изотермических поверхностей. Условия, при которых изобарические, изостерические и изотермические поверхности совпадают, называются баротропными.

Именно бароклинные условия ответственны за формирование таких местных ветровых систем, как бризовые и горно-долинные циркуляции.

На рис. 8 схематично изображена дневная бризовая циркуляционная система вблизи береговой линии океана (моря, большого озера, широкой реки). Представленные на рисунке бароклинная ситуация и, как следствие, циркуляция, являются результатом того, что температура воздуха над сушей днем становится выше, чем над поверхностью воды (смотри задачу суточного хода температуры в пограничном слое атмосферы). Охлаждение поверхности суши ночью приводит к изменению направления циркуляции на противоположное.

Изменение циркуляции скорости по жидкому замкнутому контуру под влиянием бароклинных условий в общем виде описывается формулой:

$$\frac{d\Gamma}{dt} = -\oint_L \frac{dp}{\rho}. \qquad (35)$$

Уравнение состояния

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

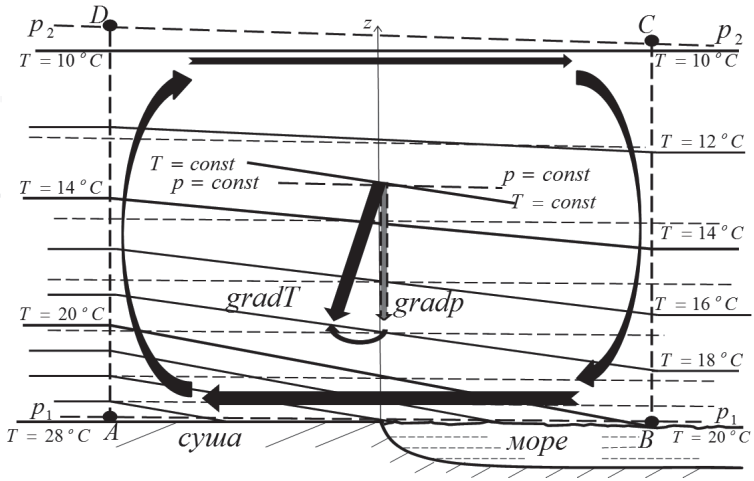

Рис. 8. Схема дневной вертикальной бризовой циркуляции вокруг бароклинной области, охватываемой замкнутым контуром *ABCD*

позволяет преобразовать выражение (35) к виду:

$$\frac{d\Gamma}{dt} = -R\oint_L T \cdot d\ln p. \tag{36}$$

Применяя процедуру интегрирования по контуру *ABCD* (см. рис. 8), состоящему из двух вертикалей *AD, BC* и двух изобар p_1 и p_2, получаем расчетную формулу для определения численного значения (модуля) ускорения циркуляции скорости:

$$\left|\frac{d\Gamma}{dt}\right| = R\Delta\overline{T}\ln\frac{p_1}{p_2}. \tag{37}$$

Здесь R – удельная газовая постоянная сухого воздуха, $\Delta\overline{T} = \left|\overline{T}_{AD} - \overline{T}_{BC}\right|$ – модуль разности средних значений температуры в вертикальных разрезах *AD* и *BC* (см. рис. 8).

Направление скорости циркуляции определяется правилом, согласно которому направление циркуляции совпадает с направлением кратчайшего угла поворота от вектора градиента давления к вектору градиента температуры (см. рис. 8).

Рассчитанная по формуле (37) величина изменения циркуляции $\left|\frac{d\Gamma}{dt}\right|$ позволяет определить значение самой циркуляции в любой момент времени после начала ее развития:

$$\left|\Gamma(t)\right| = \left|\Gamma\left(t_0\right)\right| + \left|\frac{d\Gamma}{dt}\right|\Delta t, \tag{38}$$

где $\left|\Gamma(t_0)\right|$ – значение циркуляции в начальный момент времени t_0; Δt – интервал времени изменения циркуляции.

Используя в формуле (31) среднее по контуру значение скорости циркуляции $\overline{v}$, можем записать:

$$\Gamma = \overline{v} \cdot L. \tag{39}$$

Здесь L – длина всего контура $ABCD$. Длина участков AD и BC как расстояние по высоте Δz_{p1}^{p2} между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 может быть определена с использованием одного из следствий уравнения статики, согласно которому

$$\Delta z_{p1}^{p2} = \frac{R\overline{T}}{g}\ln\frac{p_1}{p_2}. \tag{40}$$

Здесь: $\overline{T}$ – средняя барометрическая температура между уровнями с давлением p_1 и p_2 в рассматриваемом вертикальном разрезе (при выполнении условия $\frac{\left|p_1 - p_2\right|}{\overline{p}} << 1$ среднее барометрическое значение с достаточной точностью можно заменить средним арифметическим значением); g – ускорение свободного падения.

Известное понятие *относительной* геопотенциальной высоты (выраженной в геопотенциальных метрах), определяемое соотношением

$$H_{p1}^{p2} = \frac{g}{9{,}8}\Delta z_{p1}^{p2} = \frac{R\overline{T}}{9{,}8}\ln\frac{p_1}{p_2}, \tag{41}$$

позволяет преобразовать формулу (37) к простому виду:

$$\left|\frac{d\Gamma}{dt}\right| = 9{,}8\left|\Delta H_{p1}^{p2}\right|, \tag{42}$$

где $\left|\Delta H_{p1}^{p2}\right| = \left|H_{p1}^{p2}\left(AD\right) - H_{p1}^{p2}\left(BC\right)\right|$ – модуль разности значений относительного геопотенциала (в геопотенциальных метрах) на вертикальных разрезах AD и BC.

Задача. Определить среднюю скорость циркуляции $\overline{v}$ по контуру через 3 ч после ее возникновения, если циркуляция распространилась на слой от p_1 = 1000 гПа до p_2 = 960 гПа по вертикали и

на расстояние Δs = 50 км по горизонтали. Средний горизонтальный градиент температуры равен 0,8 K/10 км. Среднее в слое (p_1, p_2) значение температуры над морем равно 285 K.

Решение. Как следует из соотношения (39), средняя скорость циркуляции $\overline{v}(t)$ в любой момент времени определяется отношением величины самой циркуляции к длине всего контура

$$\overline{v}(t) = \frac{\Gamma(t)}{L}. \tag{43}$$

Видно, что для определения требуемой в условии задачи величины необходимо последовательно определить величины $\Gamma(t)$ и L. Численное значение развивающейся циркуляции $\Gamma(t)$ определяется, согласно соотношению (38), скоростью ее изменения.

Очевидна последовательность расчетных действий.

1. Определим ускорение циркуляции, используя формулу (37). Входящая в нее величина разности средних значений температур воздуха над сушей и над морем равна произведению горизонтального температурного градиента $\left|\frac{\partial \overline{T}}{\partial s}\right| = 0{,}8\frac{\text{K}}{10\ \text{км}}$ на горизонтальную протяженность бароклинной области Δs, равной по условию 50 км:

$$\Delta\overline{T} = \left|\frac{\partial \overline{T}}{\partial s}\right|\Delta s = 0{,}8\frac{\text{K}}{10\cdot 10^3\ \text{м}}50\cdot 10^3\ \text{м} = 4{,}0\ \text{K}.$$

Ускорение циркуляции равно:

$$\left|\frac{d\Gamma}{dt}\right| = R\Delta\overline{T}\ln\frac{p_1}{p_2} = 286{,}8\frac{\text{Дж}}{\text{кг}\cdot\text{K}}4{,}0\ \text{K}\ \ln\frac{1000\ \text{гПа}}{960\ \text{гПа}} = 46{,}83\ \text{м}^2/\text{с}^2.$$

2. Значение развивающейся циркуляции через 3 ч определяется по формуле (38), в которой по условию $\Gamma(t_0) = 0$:

$$\left|\Gamma(t)\right| = 0 + \left|\frac{d\Gamma}{dt}\right|\Delta t = 46{,}83\frac{\text{м}^2}{\text{с}^2}3\cdot 3600\ \text{с} = 505\,775\ \text{м}^2/\text{с}.$$

3. Определим полную длину контура. Она состоит из двух горизонтальных участков $2\Delta s = 100$ км и двух вертикальных, определяемых по формуле (40), из которой следует:

$$2\Delta z_{p1}^{p2} = 2\frac{R\overline{T}}{g}\ln\frac{p_1}{p_2} = 2\frac{286{,}8\ \text{Дж}/(\text{кг}\cdot\text{K})}{9{,}81\ \text{м}/\text{с}^2}285\ \text{K}\ \ln\frac{1000\ \text{гПа}}{960\ \text{гПа}} = 680{,}2\ \text{м},$$

$$L = 2\Delta s + 2\Delta z = 100{,}68\ \text{км}.$$

Как видно, вертикальные размеры вносят малый вклад в общую длину контура.

4. И наконец, средняя скорость бризовой циркуляции через 3 часа равна

$$\overline{v}(t) = \frac{\Gamma(t)}{L} = \frac{505\,775\ \text{м}^2/\text{с}}{100\,680\ \text{м}} = 5{,}02\ \text{м/с}.$$

Контрольная работа

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 (табл. 4).

Таблица 4

z	м	1,0	5,0
u	м/с	4,5	5,8
t	°C	18,0	17,5
q	‰	8,2	7,6

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

Вариант 2. Определить скорость испарения в приземном слое, значения скорости ветра, температуры, массовой доли водяного пара, а также значение коэффициента турбулентности на высоте 10 м, используя следующие данные градиентных измерений (табл.5).

Таблица 5

z	м	1,0	4,0
u	м/с	6,5	7,5
t	°C	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 (табл. 6).

Таблица 6

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 кг/м^3. Применить графический метод решения.

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 (табл. 7).

Таблица 7

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 кг/м^3. Применить графический способ решения.

Задача 2

Вариант 1. Определить скорость ветра и его отклонение от направления изобар в пограничном слое атмосферы на высотах 50, 200, 500 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 60º при турбулентном потоке тепла $P_0 = 35$ Вт/м^2. Плотность считать равной 1,3 кг/м^3, среднее значение температуры $\overline{T} = 280$ K. Построить годограф скорости ветра.

Вариант 2. На широте 55º скорость геострофического ветра 10 м/с, горизонтальный градиент давления в пределах пограничного слоя не меняется с высотой. Рассчитать значение среднего по высоте в пограничном слое коэффициента турбулентности и высоту пограничного слоя для неустойчивой стратификации, если $P_0 = 50$ Вт/м^2

(использовать условие совпадения реального ветра с геострофическим по направлению на верхней границе пограничного слоя).

Для высот 100, 300, 600 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 $\rho = 1{,}3$ кг/м^3, $\overline{T} = 285$ K.

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 $\frac{\partial \overline{T}}{\partial z} = -0{,}4$ K / 100 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 $\rho = 1{,}3$ кг/м^3, $\overline{T} = 273$ K.

Вариант 4. Горизонтальный градиент давления на широте 50° в пределах пограничного слоя атмосферы не меняется с высотой и составляет 2 гПа/100 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 $\frac{\partial T}{\partial z} = -0{,}5$ K / 100 м. Принять $\rho = 1{,}3$ кг/м^3, $\overline{T} = 280$ K.

Задача 3

1. По данным табл. 8, соответствующим вашему варианту, рассчитать и построить:

а) суточный ход температуры воздуха на двух высотах;

б) суточный ход турбулентного потока тепла у поверхности.

2. Определить:

а) время наступления максимального значения температуры и турбулентного потока тепла;

б) высоту теплового пограничного слоя, приняв, что на этой высоте амплитуда суточных колебаний температуры должна уменьшиться в $n = 20$ раз.

Таблица 8

№ варианта	A_R, Вт/м^2	P_0, Вт/м^2	k, м^2/с	Состояние почвы	r_0, %	z, м	$\overline{T}$, °С
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 с интервалом времени в 2 ч. При построении графиков откладывать астрономическое время.

Задача 4

Вариант 1. Бароклинная область вблизи береговой линии суша – море распространилась в горизонтальном направлении на расстояние по 23 км от берега в обоих направлениях. По вертикали циркуляция распространилась от уровня с давлением $p_1 = 1010$ гПа до уровня с давлением $p_1 = 950$ гПа. Средний горизонтальный градиент температуры равен 0,75 К/10 км.

Определить среднюю скорость дневной циркуляции по контуру через 4 часа после начала ее развития. Среднее значение температуры принять равной 287 К.

Вариант 2. По вертикали циркуляция распространилась от уровня с давлением $p_1 = 1005$ гПа до уровня с давлением $p_1 = 940$ гПа. Средний горизонтальный градиент температуры равен 0,77 К/10 км. В горизонтальном направлении бароклинная область распространилась на расстояние 45 км. Среднее значение температуры принять равной 287 К.

Определить среднюю скорость дневной циркуляции по контуру через 4 часа после начала ее развития.

Вариант 3. Бароклинная область вблизи береговой линии суша – море распространилась в горизонтальном направлении на

расстояние по 25 км от берега в обоих направлениях. По вертикали циркуляция распространилась от уровня с давлением p_1 = 1013 гПа до уровня с давлением p_1 = 940 гПа. Средний горизонтальный градиент температуры равен 0,8 К/10 км.

Определить среднюю скорость дневной циркуляции по контуру через 3,5 часа после начала её развития. Среднее значение температуры принять равной 287 К.

Вариант 4. По вертикали циркуляция распространилась от уровня с давлением p_1 = 1010 гПа до уровня с давлением p_1 = 930 гПа. Средний горизонтальный градиент температуры равен 0,82 К/10 км. В горизонтальном направлении бароклинная область распространилась на расстояние 45 км. Среднее значение температуры принять равной 287 К.

Определить среднюю скорость дневной циркуляции по контуру через 3 часа после начала ее развития.

Содержание

Общие указания 3
Литература 4
Указания по разделам 5
Основные уравнения динамики турбулентной атмосферы 5
Замыкание системы уравнений турбулентной атмосферы, упрощение уравнений 5
Лучистые притоки тепла 6
Динамика свободной атмосферы 7
Планетарный пограничный слой атмосферы при стационарных и горизонтально-однородных условиях 8
Приземный слой атмосферы 9
Нестационарные процессы в пограничном слое атмосферы 9
Метеорологические процессы над горизонтально-неоднородной поверхностью 10
Физические принципы гидродинамического прогноза 11
Некоторые вопросы энергетики атмосферы 12
Динамика циркуляционных систем в атмосфере 12
Основные положения теории и примеры решения задач 13
Стационарный, горизонтально-однородный пограничный слой атмосферы 13
Стационарный, горизонтально-однородный приземный слой. Модель, основанная на теории подобия (модель Монина–Обухова) 21
Суточный ход метеорологических элементов 29
Формирование бароклинной циркуляция по жидкому замкнутому контуру 34
Контрольная работа 39

Учебное издание

Составители:
Кирилл Леонидович Егоров,
Надежда Сергеевна Еремина

Методические указания по дисциплине
«Динамическая метеорология»

Редактор Л.Ю. Киреева
Верстка М.В. Ивановой

Подписано в печать 24.10.17. Формат 60×90 $^{1}/_{16}$. Гарнитура Times New Roman.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 2,75. Тираж 100 экз. Заказ № 627.
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.