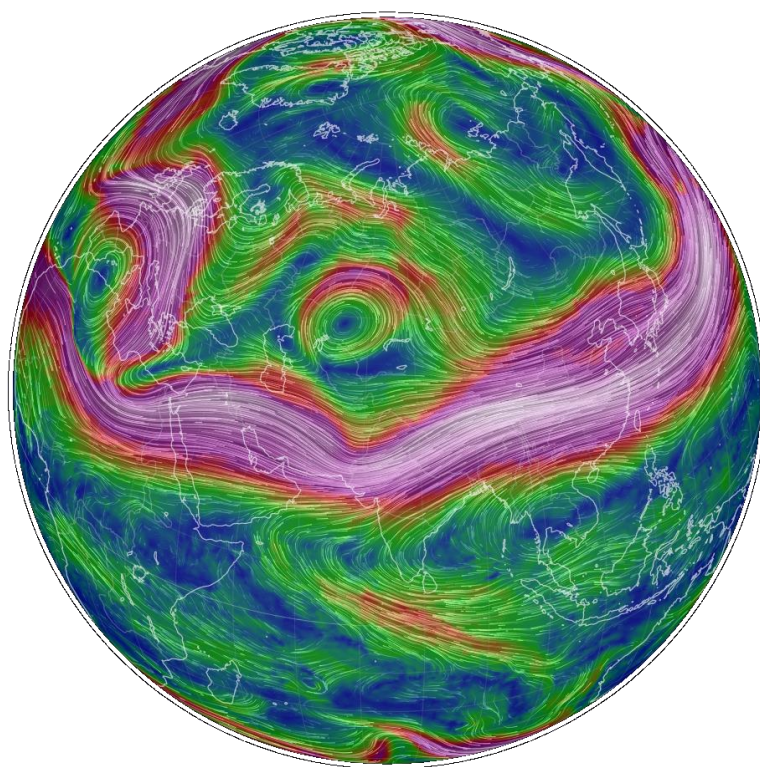


МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Н.К. Барашкова, Т.В. Парезева

**ТЕОРИЯ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ
(практические занятия)**

Учебно-методическое пособие



Томск
2023

УДК 551.513

РАССМОТРЕНО И ОДОБРЕНО методической комиссией геолого-географического факультета

Протокол № 135 от 28.01.2022 г.

Председатель комиссии

доцент

О. В. Носырева



Барашкова Н.К., Парезева Т.В.

Теория общей циркуляции атмосферы (практические занятия):

учебно-методическое пособие. – Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2023. – 76 с.

Пособие представляет собой дополненный вариант предыдущего издания 2004 года. В нем актуализированы с использованием доступных в настоящее время электронных источников исходные данные для расчетов в лабораторных работах. В связи с тем, что дисциплина «Теория общей циркуляции атмосферы» изучается в магистратуре, в том числе студентами без базового метеорологического образования, в пособии приводятся общие сведения о циркуляции атмосферы, которые могут рассматриваться на семинарах, а также сделать практические работы более плодотворными.

Пособие содержит описание моделей распределения температуры в атмосфере И.А. Кибеля и Е.Н. Блиновой, волновых процессов и теорию длинных волн. Дается изложение общих сведений об антициклонах, блокирующих зональный перенос в системе общей циркуляции атмосферы Северного полушария и их погодных проявлений на территории Западной Сибири. Приведен теоретический материал и вычислительный аппарат, необходимые для расчетов энергетических характеристик атмосферы, а также описание геодинамических показателей ОЦА: момента импульса зональных ветров, результирующего зонального переноса, индекса Южного колебания и скорости вращения Земли.

Пособие предназначено для магистров, обучающихся по направлению 05.04.04 «Гидрометеорология».

Рецензент – научный сотрудник ИМКЭС СО РАН

к.ф.-м.н. по специальности 25.00.29 - физика атмосферы и гидросферы

К.Н.Пустовалов

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ	3
Часть I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПО ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ	5
ТЕМА 1. Циркуляция атмосферы	5
1.1 Методы исследования циркуляции.....	5
1.1.1 Наблюдения	5
1.1.2 Лабораторное моделирование	5
1.1.3 Численное моделирование	6
1.2 Типы движений атмосферы	6
1.2.1 Термическая конвекция.....	6
1.2.2 Макровихри	8
1.2.3 Волны	10
1.2.4 Волны от локальных источников	11
1.2.5 Планетарные волны, вынуждаемые постоянно действующим периодическим источником	12
1.2.6 Свободные колебания.....	12
1.2.7 Течения атмосферы, генерируемые волнами	12
1.3 Заключение.....	13
ТЕМА 2. Существующие определения общей циркуляции атмосферы и результаты её синоптико-гидродинамико-статистического анализа.....	15
2.1 Природа и структура общей циркуляции атмосферы	17
2.2 Центры действия атмосферы.....	20
ЧАСТЬ II. ЛАБОРАТОРНЫЙ ПРАКТИКУМ	23
Лабораторная работа № 1. Теория формирования зональных полей температуры	23
1.1 Теоретическая часть	23
1.1.1 Модель И.А. Кибеля	23
1.1.2 Модель Е.Н. Блиновой.....	27
1.2 Практическая часть.....	28
Лабораторная работа № 2. Длинные волны в атмосфере	32
Общие сведения	32
2.1 Теоретическая часть	33
2.2 Практическая часть.....	37
Лабораторная работа № 3. Блокирующие антициклоны Западной Сибири	39
3.1 Понятие о процессах блокирования	39

3.2 Общециркуляционные процессы над Северным полушарием	41
3.3 Статистика блокирующих антициклонов Западной Сибири	43
3.4 Блокирующие антициклоны и режим увлажнения	44
3.5 Энергетические характеристики блокирующих антициклонов.....	45
Лабораторная работа № 4. Оценка запасов различных видов энергии в атмосфере ...	48
4.1 Теоретическая часть	48
4.1.1 Основные виды энергии в атмосфере	48
4.1.2 Соотношения между отдельными видами энергии	50
4.1.3 Средний энергетический уровень	51
4.1.4 Доступная и недоступная потенциальная энергия	52
4.1.5 Основной энергетический цикл атмосферы.....	54
4.2 Практическая часть.....	56
Лабораторная работа № 5. Геодинамические показатели ОЦА	58
5.1 Теоретическая часть	58
5.2 Практическая часть.....	62

Часть I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПО ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Содержание этой части пособия приводится по научным публикациям различных авторов и опубликованному лекционному материалу Г. М. Шведа, профессора Санкт-Петербургского государственного университета.

ТЕМА 1. Циркуляция атмосферы

Под термином «циркуляция атмосферы» понимается система движений атмосферы или, другими словами, система ветров и их изменчивость в пространстве и времени. Как раздел физики циркуляция атмосферы является наиболее сложным конкретным воплощением гидродинамики. Течения воды, давшие название этой науке, проще, так как вода является несжимаемой жидкостью, а газ сжимаем. Важно отметить, что при движениях атмосферы скорость движения, температура, давление и плотность газа являются взаимосвязанными, взаимозависимыми физическими величинами.

1.1 Методы исследования циркуляции

1.1.1 Наблюдения

Основным источником сведений о циркуляции атмосферы являются наблюдения. Исторически первыми были наземные наблюдения вектора скорости ветра u , температуры T и давления P . В дальнейшем к ним добавились измерения этих величин с помощью радиозондов, потолок радиозондирования доходит до высоты 30 км. Однако распределение по земному шару станций радиозондирования крайне неравномерно. Особенно мало их там, где низка плотность населения. Станций нет над огромными по площади океаническими регионами. Начало эры искусственных спутников Земли (ИСЗ) резко улучшило ситуацию с наблюдениями движений атмосферы. ИСЗ оснащаются аппаратурой, способной измерять собственное радио- и инфракрасное излучение атмосферы, а также регистрировать электромагнитное излучение Солнца и звезд, прошедшее через атмосферу и рассеянное ею. Были разработаны методы, позволяющие по спутниковым наблюдениям излучения атмосферы, Солнца и звезд определять температуру и давление атмосферы. В силу связи температуры и давления со скоростью ветра регулярные наблюдения с ИСЗ позволяют судить о системе движений атмосферы вплоть до высоты 60 км. ИСЗ позволили наблюдать движения атмосферы не только равномерно по всему земному шару, но и фиксировать систему движений гораздо чаще, чем с помощью радиозондов, запускаемых четыре раза в сутки. Существуют также оригинальные наземные и спутниковые методы исследования движений атмосферы, которые позволяют решать отдельные задачи динамики атмосферы Земли.

1.1.2 Лабораторное моделирование

При проектировании гидротехнических сооружений и для анализа обтекания крупногабаритных тел применяется такой эффективный метод исследования особенностей течений, как создание малых аналогов этих течений в лаборатории. Метод применяется также для изучения движений атмосферы, хотя полностью тождественную модель создать не удастся: атмосфера представляет собой сферическую оболочку, тогда как в лаборатории можно создать лишь «плоские» течения. Циркуляция атмосферы моделируется в цилиндрических или кольцевых сосудах, ось которых отождествляется с осью вращения планеты. Часто эти сосуды вращают вокруг их оси, моделируя тем самым вращение планеты. Ниже будут приведены примеры лабораторного моделирования циркуляции атмосферы.

1.1.3 Численное моделирование

Ограниченность наблюдений движений атмосферы и сложность их лабораторного моделирования привели к тому, что численное математическое моделирование с помощью компьютеров стало исключительно важным методом исследования циркуляции атмосферы. При численном моделировании шагами по времени прослеживается изменение u , T и P , задаваемых в узлах трехмерной пространственной сетки. Указанные физические величины связаны между собой в каждом узле сетки и с этими же величинами в соседних узлах уравнениями, представляющими законы сохранения массы и энергии и второй закон Ньютона. Чем меньше расстояние между узлами и шаг по времени, тем точнее моделируется движение. Таким образом, точность численного моделирования циркуляции зависит от возможностей вычислительной техники.

1.2 Типы движений атмосферы

1.2.1 Термическая конвекция

Многие наблюдаемые системы ветров представляют собой обычную термическую конвекцию, вызываемую горизонтальным перепадом температуры. Перепад температуры создает горизонтальный перепад давления. Возникает сила давления в горизонтальном направлении, которая, в свою очередь, вызывает горизонтальное течение газа. В результате формируется стационарное распределение давления и образуется замкнутая конвективная ячейка циркуляции газа. В слое атмосферы, примыкающем к поверхности, давление больше там, где холоднее. Соответственно сила давления в этом слое вызывает течение от холодной области атмосферы к теплой. Выше указанного слоя давление больше там, где теплее, а значит, течение газа происходит от теплой области к холодной. Замкнутость конвективной ячейки следует из условия стационарности движения: в противном случае масса газа в одной области непрерывно росла бы за счет уменьшения массы газа в другой. Но ячейка может быть замкнутой, только если в теплой области газ поднимается, а в холодной опускается.

Механизм термической конвекции формирует ветровые системы, имеющие небольшие горизонтальные размеры (порядка 100 км и меньше). Из них наиболее известны бризы и горно-долинные ветры. Бризы возникают у границы раздела суша–море. Атмосфера над морем днем не прогревается солнечным излучением так сильно, как над сушей, вследствие эффективного отвода тепла от поверхности воды вглубь, поэтому днем ветер у поверхности земли дует с моря. Ночью же атмосфера над морем теплее, чем над сушей, поскольку запасенное в глубине тепло возвращается к поверхности моря - ночью ветер у поверхности дует с суши.

Вблизи гор ветер в течение суток также меняет свое направление на противоположное. Чтобы понять причину этого, напомним, что днем атмосфера разогревается за счет передачи в нее тепла от нагреваемой солнцем поверхности земли. Дневное увеличение температуры атмосферы тем больше, чем ближе поверхность земли. Поэтому вблизи горы нагревание атмосферы сильнее, чем на той же высоте над долиной. Значит, днем вблизи горы находится восходящая ветвь конвективной ячейки – ветер вдоль склона горы дует из долины. Чтобы понять ночное направление ветра, следует знать, во-первых, что охлаждение поверхности земли осуществляется за счет инфракрасного излучения поверхности в мировое пространство, и, во-вторых, что, чем воздух ближе к поверхности, тем эффективнее он передает ей свое тепло. Таким образом, ночью воздух вблизи горы охлаждается сильнее, чем на той же высоте над долиной. Ночью в конвективной ячейке холодный воздух течет вниз по склону горы, что называется горным ветром.

Нельзя пройти мимо объяснения воспетого поэтами явления заволакивания горных вершин облаками днем и очищения их от облачности к ночи. Явление напрямую связано с горно-долинными ветрами. В основе его лежит уменьшение относительной влажности

воздуха с высотой: чем дальше от поверхности земли, насыщающей атмосферу водяным паром посредством испарения, тем суше воздух. Днем богатый водяным паром воздух из долины поднимается по склону горы. С высотой давление уменьшается. Поэтому любой элемент (объем) поднимающегося воздуха адиабатически охлаждается. При некотором значении температуры водяной пар в элементах воздуха становится насыщенным – достигается точка росы. На высоте, соответствующей этой температуре, происходит конденсация водяного пара – горные вершины окутываются облаками. К ночи ветер становится горным. Но сверху вниз по склону течет уже сухой воздух, и горные вершины очищаются от облаков.

Механизм термической конвекции также формирует муссоны. Муссоны являются возмущением, которое вносит в циркуляцию атмосферы северного полушария гигантский евразийский материк. Летом муссоны дуют с Индийского и Тихого океанов, а зимой – в противоположном направлении. Объяснение возникновения муссонов такое же, как и бризов, но с заменой дня на лето, а ночи на зиму.

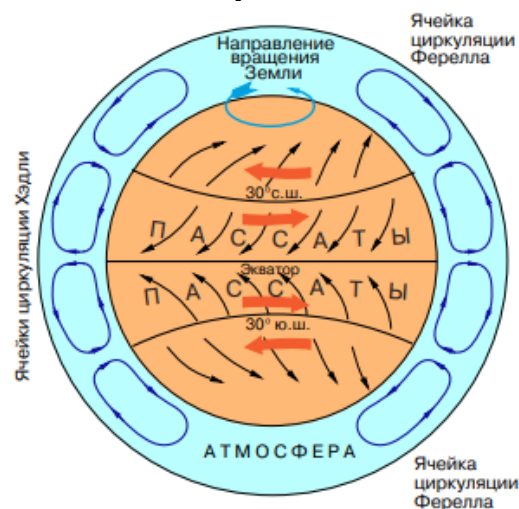


Рис. 1. Система конвективных ячеек межширотной циркуляции воздуха в атмосфере Земли, соответствующие ячейкам приповерхностные ветры (черные стрелки) и направление силы трения атмосферы о поверхность планеты (красные стрелки)

Самые мощные конвективные ячейки в атмосфере Земли находятся в северном и южном полушариях в поясе от экватора до 20°–30° широты (рис. 1) и называются циркуляцией Хэдли. Эта конвекция обусловлена межширотным перепадом температуры, возникающим потому, что нагревание поверхности и атмосферы солнечным излучением растет от полюсов к экватору. Вблизи экватора воздух в обеих ячейках поднимается. Поскольку воздух содержит много водяного пара, его подъем сопровождается образованием мощных кучево-дождевых облаков, имеющих вид башен. Одновременно на земном шаре около экватора существует 1500–5000 таких башен высотой до 19 км. При конденсации водяного пара в этих облаках выделяется много тепла – теплота парообразования. Она идет на дополнительный разогрев атмосферы вблизи экватора, что значительно усиливает циркуляцию Хэдли.

Тело, движущееся по инерции в инерциальной системе отсчета, при переходе к вращающейся системе координат представляется движущимся по криволинейной траектории. Этот эффект отклонения от прямолинейного движения описывается во вращающейся системе координат как действие на тело силы Кориолиса. Движения атмосферы рассматриваются в системе координат, сцепленной с вращающейся планетой. В этой системе горизонтальные течения отклоняются благодаря силе Кориолиса в северном полушарии направо, в южном налево. Поэтому приповерхностные течения в ячейках Хэдли,

направленные к экватору, в обоих полушариях отклоняются на запад (рис. 1). Эти течения известны как постоянно дующие ветры пассаты.

Направления вращения Земли и зональной составляющей пассатов противоположны. (Зональной составляющей ветра называется составляющая вдоль параллели.) В результате трения воздушного течения о поверхность планеты в широтном поясе пассатов от Земли к атмосфере приложен постоянный момент силы трения относительно оси вращения планеты (рис. 1). Плечом силы является расстояние поверхности до оси вращения. Непрерывное действие данного момента силы должно было бы раскрутить атмосферу так, что она, получив вторую космическую скорость, диссипировала бы в мировое пространство. То, что атмосфера, однако, существует, означает, что на широтах выше 30° в обоих полушариях к атмосфере от вращающейся Земли приложен момент силы трения противоположного знака, который замедляет вращение атмосферы и равен по абсолютной величине моменту силы зоны пассатов.

Чтобы существовал момент силы, замедляющий вращение атмосферы, зональная составляющая приповерхностного ветра выше 30° широты в среднем должна быть направлена с запада на восток. Другими словами, на средних широтах атмосфера должна вращаться быстрее Земли, что и подтверждено наблюдениями. Но указанная зональная составляющая может быть получена благодаря отклоняющему действию силы Кориолиса на поток воздуха, текущий от низких широт к высоким. Постоянное существование такого потока свидетельствует, что в каждом полушарии на средних широтах существует ячейка циркуляции Ферелла, в которой воздух циркулирует в направлении, противоположном тому, которое наблюдается в ячейке Хэдли (рис. 1). Поскольку в ячейках Ферелла приповерхностное течение направлено от теплых низких широт к холодным высоким широтам, циркуляция в них не является термической конвекцией. Это вынужденная конвекция, возникающая в результате сложной саморегулировки движений атмосферы. Течения, связанные с ячейками Ферелла, не наблюдаются так явно, как пассаты, так как они замаскированы сильной циклонической активностью атмосферы, о которой будет сказано ниже.

В поясе широт 20° – 30° в результате циркуляции в ячейках Хэдли и Ферелла происходит опускание воздуха, к земной поверхности поступает верхний сухой воздух. Поэтому не случайно, что в этом широтном поясе находятся пустыни южного полушария в Южной Америке, Африке и Австралии и северного полушария в Северной Америке, Африке и Аравии. Великие пустыни Азии смещены к 30° – 40° широты. Это объясняется возмущением идеализированной системы циркуляции атмосферы, которое вносится гигантской Евразией.

1.2.2 Макровихри

В атмосфере существуют гигантские вихревые движения газа – макровихри. Это хорошо известные циклоны средних и высоких широт с характерным размером ~ 2000 км и тропические циклоны с характерным размером ~ 200 км. Вихревые движения атмосферы вызваны потерей устойчивости потока. Наиболее известный пример этого гидродинамического явления – турбулизация ламинарного течения жидкости или газа. Объясним качественно явление потери устойчивости потока на примере турбулизации ламинарного течения со сдвигом (рис. 2).

Под сдвигом понимается изменение скорости течения в направлении, перпендикулярном потоку. В потоке может возникнуть флуктуация движения, в результате которой элемент (объем) среды около точки А начинает двигаться перпендикулярно потоку. Через какое-то время элемент приходит в точку В. В нее элемент приносит с собой то значение скорости потока, которое он имел в точке А. Тем самым он возмущает исходный

поток в точке В. В силу неразрывности среды движение элемента приводит к смещению соседних с ним элементов среды, которые занимают места, освобождающиеся по мере движения элемента. Соседние же элементы среды, смещаясь, вызывают движение элементов, их окружающих, и т.д.

В результате весь поток оказывается возмущенным, турбулизированным: на поток со сдвигом накладывается система хаотизированных, случайных движений, которая выглядит как система соседствующих друг с другом вихрей. Молекулярная вязкость среды, однако, тормозит движение элементов. Чтобы начальная флуктуация заданной силы все же смогла турбулизовать поток, исходный элемент, прежде чем он будет остановлен вязким трением, должен успеть дойти до такой точки В, в которой скорость потока существенно отлична от скорости в точке А. Но это означает, что поток может быть турбулизован только в случае достаточно большого сдвига скорости течения.

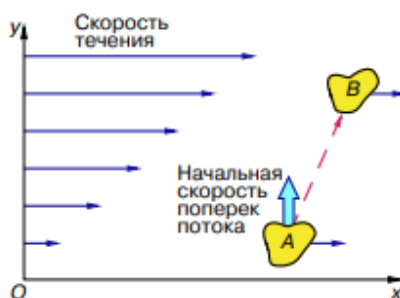


Рис. 2. Возникновение возмущений в ламинарном потоке жидкости или газа со сдвигом скорости течения. Течение параллельно оси x . Сдвиг изображен векторами скорости течения, меняющими свою длину с координатой y

Аналогично, возникновение макровихрей в атмосфере происходит в результате потери устойчивости воздушных потоков, характеризуемых большим сдвигом ветра. При этом протяженность потоков должна быть много больше размера макровихрей. Выше было показано, что межширотные течения в конвективных ячейках благодаря действию силы Кориолиса получают зональную составляющую ветра, называемую далее зональным ветром. На рис. 1 видно, что, во-первых, поток воздуха вдоль параллели является протяженным, так как обходит всю планету, во-вторых, поток имеет сдвиг, поскольку зональный ветер меняет знак с изменением широты. Зональные потоки могут иметь сильные сдвиги ветра не только в меридиональном, но и в вертикальном направлении.

Большие вертикальные сдвиги ветра возникают в струйных течениях атмосферы, огибающих Землю вдоль параллели. На осях струй, находящихся вблизи высоты 12 км, скорость зонального ветра доходит зимой до 60 м/с. Для сравнения укажем, что в тропосфере – нижнем слое атмосферы до высоты примерно 15 км – характерная скорость ветра равна 10 м/с.

Циклоны средних и высоких широт возникают при потере устойчивости зонального потока со сдвигом. Лабораторные эксперименты позволяют наглядно в этом убедиться (рис. 3). Однако потеря устойчивости потока дает лишь “зародыш” циклона. Образовавшись, зародыш живет по своим законам. Циклон сначала усиливается – происходит дальнейшее уменьшение давления в его центре и увеличение скорости ветра, а затем деградирует. Время жизни циклона от возникновения до исчезновения 3–4 суток. Разгон воздушной массы в усиливающемся циклоне происходит за счет перехода в кинетическую энергию потенциальной и тепловой энергии атмосферы, запасаемой в результате неравномерного (увеличивающегося от полюсов к экватору) нагревания атмосферы солнцем. Направленная к центру циклона сила давления приводит к тому, что в слое, примыкающем к поверхности, ветер имеет составляющую, направленную туда же. Сила Кориолиса отклоняет движение

элементов воздуха вправо в северном полушарии и влево в южном. Поэтому траектории элементов воздуха в указанном слое атмосферы представляют собой сходящиеся к центру циклона спирали.

Системе циклонов сопутствуют антициклоны – области повышенного давления. В антициклонах ветер слабее, чем в циклонах, так как существует физический запрет на его увеличение. Система циклонов и антициклонов, находящихся на разных стадиях жизни идвигающихся в зональном потоке с запада на восток, в основном определяет погоду средних и высоких широт. Как правило, горизонтальное распределение давления выглядит более хаотизированным, чем на рис. 3.

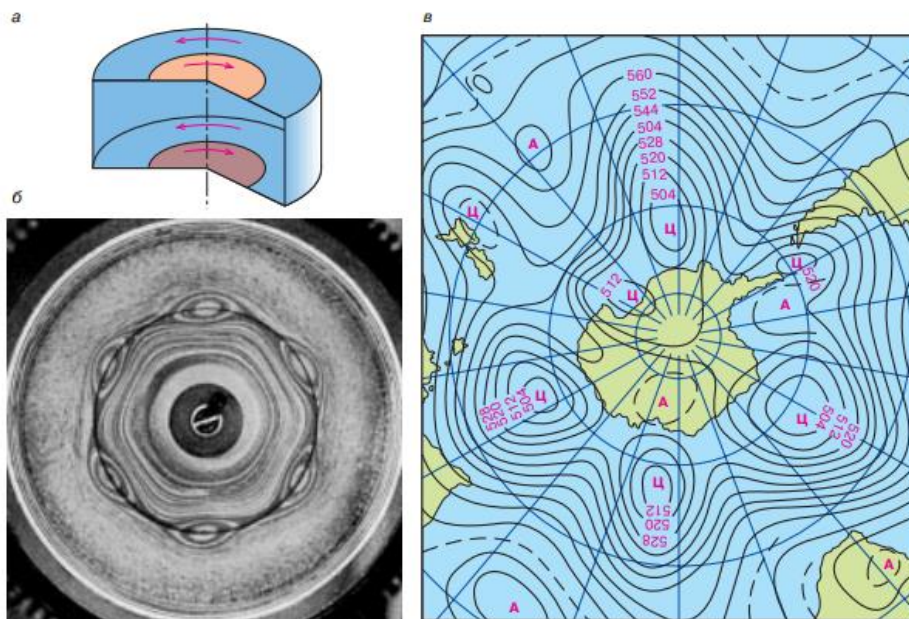


Рис. 3. Пример лабораторного моделирования возникновения внетропических циклонов в жидкости, заключенной в цилиндрический сосуд: а – схема установки. Диски в дне и крышке сосуда вращаются в сторону, противоположную вращению самого сосуда, что создает в жидкости течение со сдвигом вдоль радиуса; б – вид течения в сосуде сверху в случае возмущения течения цепочкой шести вихрей; в – распределение давления в южном полушарии на высоте 5 км, который демонстрирует также шесть глубоких циклонов. Числа при изобарах – давление в гектопаскалях, Ц – циклон, А – антициклон

В отличие от циклонов средних и высоких широт тропические циклоны – явление относительно редкое. За год над океанами в тропиках возникает и движется в сторону высоких широт всего около 50 тропических циклонов. Энергия ветра, достигающего до 110 м/с, черпается из теплоты парообразования, выделяемой при конденсации водяного пара в сопровождающих тропический циклон ливневых облаках. Циклон усиливается и существует до тех пор, пока требуемое количество водяного пара доставляется стягивающимися к его центру приповерхностными потоками воздуха. Когда циклон выходит на сушу или оказывается над относительно холодным океаном внетропических широт, то ослабевает испарение, обогащающее воздух водяным паром, и циклон затухает

1.2.3 Волны

Ветер, температура, давление и плотность в атмосфере испытывают колебания с периодами от часа до многих суток. Причиной колебаний являются распространяющиеся в атмосфере волны. Рассмотрим физические механизмы, действующие на каждый элемент газа, вовлеченный в волновое движение (рис. 4).

Прежде всего это чередование сжатия и разрежения, приводящее к колебаниям плотности ρ и соответственно объема элемента. Именно это происходит при распространении звука. Однако звук является высокочастотным колебанием, так что при его

распространении не успевают вовлекаться другие механизмы, свойственные низкочастотным атмосферным колебаниям. На элемент газа в атмосфере всегда действует сила, направленная в сторону уменьшения давления. В спокойном состоянии вертикальная составляющая этой силы, известная как сила Архимеда, компенсируется силой тяжести, а горизонтальная – силой Кориолиса. При нарушении баланса компенсирующих друг друга сил происходит колебание элемента соответственно в вертикальном и горизонтальном направлениях: то одна, то другая сила становится больше по абсолютной величине. Таким образом, при распространении низкочастотных атмосферных волн появляются сильные колебания скорости газа в вертикальном и горизонтальном направлениях, а элемент газа движется по замкнутой траектории (рис. 4).

С подъемом вверх в движениях атмосферы преобладающим становится ветер, который периодически меняет свое направление. Это объясняется распространением вверх атмосферных волн, генерируемых в нижней атмосфере. Если волна распространяется без диссипации (не теряет своей энергии), то сохраняется ее энергия в единице объема. Эту энергию можно представить как кинетическую, $\rho_0 v^2 / 2$, где ρ_0 – плотность атмосферы на рассматриваемой высоте, а v – амплитуда скорости движения газа в волне на той же высоте. Из постоянства $\rho_0 v^2 / 2$ следует, что уменьшению ρ_0 с высотой соответствует увеличение v . Например, значение ρ_0 падает примерно в 10^6 раз от поверхности Земли к высоте 100 км. Если источник волны близок к поверхности и здесь $v = 1$ см/с, то к 100 км значение v увеличится примерно до 10 м/с. Таким образом, волны, неразличимые внизу на фоне турбулентных движений атмосферы, вверху становятся доминирующими системами ветра.

В атмосфере существуют три типа волновых движений, рассматриваемые ниже.



Рис. 4. Схема колебательных движений элемента газа в атмосфере и действующих на него сил. Штриховой линией изображено изменение объема элемента газа в процессе колебания.

1.2.4 Волны от локальных источников

Наиболее ярким примером такой волны является ударная волна, возникающая от сильного локального увеличения давления в результате разогрева газа при быстром сгорании взрывчатого вещества. Один из источников звука в атмосфере – это тоже излучение волн от случайных локальных возмущений давления, непрерывно возникающих в турбулизованной атмосфере. Излучением волны возмущение давления ликвидируется.

Низкочастотные атмосферные волны создаются в результате разбалансировки сил, которая обусловлена нестационарными (меняющими свои параметры) движениями, например такими, как циклоны. Взаимокомпенсация сил нарушается во всем объеме, занимаемом нестационарной системой движения.

Рассмотрим, например, горизонтальные силы. Сила давления зависит от горизонтального перепада давления в атмосфере, а сила Кориолиса пропорциональна скорости ветра. В нестационарном процессе скорость ветра и перепад давления обычно меняются несогласованно, так что происходит разбалансировка сил давления и Кориолиса. Излучением волны равновесие восстанавливается.

Циклоническая активность в тропосфере является постоянным источником волн, наблюдаемых в более высоких слоях атмосферы.

1.2.5 Планетарные волны, вынуждаемые постоянно действующим периодическим источником

Имеются два типа таких волн: приливы и экваториальные волны.

В приливном движении участвует вся атмосфера, а его источник находится вне атмосферы. В атмосфере, как и в океанах, существует лунный прилив с периодом в половину лунных суток (12 ч 25 мин). Он вызван бегущим вдоль параллели возмущением силы тяжести Земли, создаваемым Луной. Но лунный прилив даже в верхней атмосфере не обеспечивает скоростей ветра, превышающих 10 м/с. Гораздо сильнее в атмосфере солнечный прилив. Уже к высоте 100 км связанные с ним ветры достигают скорости порядка 20 м/с. Солнечный прилив обусловлен возмущением атмосферной температуры из-за суточной периодичности солнечного нагревания атмосферы. Возмущение давления, вызываемое возмущением температуры, движется за солнцем вдоль параллели и создает волны, распространяющиеся в зональном и вертикальном направлениях. Кроме естественного периода приливных волн, равного 24 ч, не менее сильными являются волны с периодом в половину солнечных суток 12 ч. Исходной причиной появления полусуточного прилива является наличие достаточно сильной 12-часовой гармоник в солнечном нагревании атмосферы.

Амплитуда экваториальных волн спадает от экватора так быстро, что выше 20° широты северного и южного полушарий волны уже неощутимы. Экваториальные волны распространяются вдоль параллели и по вертикали. Возмущения температуры, дающие начало волнам, возникают из-за выделения теплоты при конденсации водяного пара в тропических кучево-дождевых облаках, уже упомянутых выше. Волны генерируются благодаря определенным закономерностям в пространственном распределении этих облаков и их появлении.

1.2.6 Свободные колебания

Любой механической системе свойственны свободные колебания. Чтобы возбудить свободное колебание, достаточно очень слабого периодического внешнего воздействия с частотой, близкой к частоте свободного колебания. Это явление называется резонансом.

Атмосфера является механической системой с большим набором частот свободных колебаний. Свободному колебанию атмосферы определенной частоты (также и приливной волне) соответствует своя специфическая зависимость амплитуды колебания от широты. Свободные колебания атмосферы реализуются в виде волн Россби, которые распространяются вдоль параллели. Амплитуда волн Россби может быть столь велика, что эти волны, наряду с циклонами, участвуют в формировании погоды в средних и высоких широтах. Наиболее интенсивными оказываются волны с периодами около 2, 4, 5, 10 и 16 суток.

1.2.7 Течения атмосферы, генерируемые волнами

Известен эффект давления света, когда электромагнитная волна, будучи поглощена телом, передает ему свой импульс. Таким образом, поглощение света равнозначно действию на тело силы, ускоряющей его движение. Аналогичный эффект передачи импульса от атмосферной волны при ее диссипации (поглощении) существует в атмосфере. Импульс волны передается самой атмосфере. В результате диссипирующая волна ускоряет газ, создавая атмосферные течения.

Некоторые особенности циркуляции верхней атмосферы обусловлены указанным эффектом. Особенно примечательны квазидвухлетние осцилляции (КДО) зонального ветра в

тропической стратосфере. КДО представляют собой ветры, дующие в слое 20–40 км с максимальной скоростью 20–30 м/с и испытывающие изменение направления с западного на восточный и обратно с “плавающим” периодом от 22 до 34 месяцев. Смена направления ветра происходит постепенно сверху вниз. КДО объясняются передачей импульса атмосфере от экваториальных волн. Существуют экваториальные волны, распространяющиеся и на восток, и на запад. Периодичность ветра возникает потому, что примерно год доминирует передача импульса от волн, распространяющихся на восток, и около года от волн, распространяющихся на запад. Опыт в кольцевом сосуде с жидкостью делает механизм возникновения КДО наглядным (рис. 5).

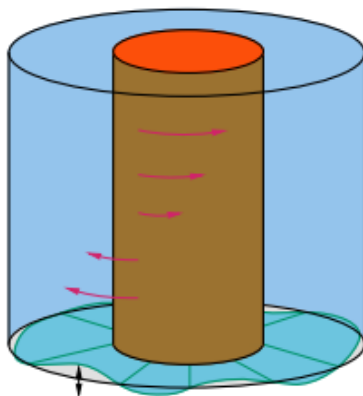


Рис. 5. Лабораторный эксперимент в кольцевом сосуде с жидкостью, подтверждающий механизм возникновения квазидвухлетних осцилляций зонального ветра в тропической нижней стратосфере как попеременное действие экваториальных волн, распространяющихся в противоположных направлениях. Дно сосуда состоит из сегментов. Каждый сегмент колеблется в противофазе по отношению к ближайшим соседним сегментам, что создает стоячую волну. Стоячая волна с периодом τ представляет собой две волны того же периода, распространяющиеся навстречу друг другу:

$$A \cos \frac{2\pi\phi}{\tau} \cos n\varphi = \frac{A}{2} \cos \left(\frac{2\pi\phi}{\tau} - n\varphi \right) + \frac{A}{2} \cos \left(\frac{2\pi\phi}{\tau} + n\varphi \right),$$

где A – амплитуда стоячей волны, t – время, ϕ – азимутальный угол, n – число длин волн, укладываемых вдоль окружности сосуда. Возбуждаемая движением дна стоячая волна генерирует в жидкости вращательное движение, которое меняет направление с периодом много больше τ . При этом уровень нулевой скорости вращения перемещается по вертикали с постоянной скоростью

1.3 Заключение

Первопричиной всех движений атмосферы является усвоение ею и поверхностью Земли солнечной энергии. А характер системы ветров и их сила определяются как распределением солнечного нагрева по поверхности планеты и в толще атмосферы (с учетом разных механизмов переноса теплоты), так и пространственными особенностями охлаждения атмосферы и поверхности их собственным инфракрасным излучением. В свою очередь, основные особенности нагрева и охлаждения атмосферы зависят от распределения материков по земному шару, газового состава атмосферы и степени ее запыленности. Изменение указанных факторов за время существования земной атмосферы приводило соответственно к сильным изменениям в системе ветров. Происходящие антропогенные изменения газового и аэрозольного состава атмосферы также могут отразиться на циркуляции атмосферы.

Рекомендуемая литература

1. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. М.: Мир, 1986. Т.1 399 с.; Т.2. 416 с.
2. Курганский М.В. Введение в крупномасштабную динамику атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 168 с.
3. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 260 с.
4. Швед Г.М. Циркуляция атмосферы. // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 3. С.75-81

ТЕМА 2. Существующие определения общей циркуляции атмосферы и результаты её синоптико-гидродинамико-статистического анализа

Наиболее известно определение циркуляции атмосферы (ОЦА) как совокупности воздушных течений (ветров) горизонтальной протяженности (масштаба), сравнимой с размерами материков и океанов. К ОЦА относятся такие системы воздушных потоков, как западный перенос в умеренных широтах обоих полушарий, пассатные ветры субтропиков, муссоны, струйные течения, системы движения в планетарных волнах, циклонах и антициклонах» [1].

Х.П. Погосян считает, что ОЦА есть совокупность основных видов движений, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях в тропосфере, стратосфере и мезосфере, крупномасштабные воздушные течения играют важную роль в формировании погоды и климата Земли [2].

А.С. Монин (1982) под общей циркуляцией атмосферы понимает статистический ансамбль крупномасштабных компонент состояний атмосферы или пространственных неоднородностей глобальных полей, которые имеют масштабы много больше эффективной толщины атмосферы $H \sim 10$ км [3].

Таким образом, к определению ОЦА можно подойти как с точки зрения синоптической метеорологии (классическое определение), так и с позиций статистической гидромеханики.

Существует и определение ОЦА, как системы макропроцессов, определяющих основные течения воздуха в атмосфере, режим погоды и климат Земли.

При исследовании процессов ОЦА используют три основных подхода:

- **Гидродинамический.** Основан на решении системы уравнений гидротермодинамики атмосферы с изменяющимися во времени граничными условиями (влияние внешних факторов).
- **Синоптический.** Основан на использовании закономерностей преобразования и последовательной смены крупномасштабных особенностей циркуляции атмосферы. В подавляющем большинстве синоптических методов используется принцип аналогичности будущего развития атмосферных процессов при достаточном сходстве их развития в прошлом.
- **Статистический.** Основан на использовании закономерностей временной динамики гидрометеорологических рядов и полей, чаще всего, их циклических и квазипериодических составляющих. Физические причины возникновения циклов и периодов, как правило, не рассматриваются; применяется математический аппарат формальной экстраполяции. Таким образом, гидрометеорологическая величина (поле) прогнозируется, исходя из поведения ее значений в прошлом.

Наблюдаемая циркуляция воздушных масс на Земле возникает в результате действия пяти основных факторов:

- неравномерности притока солнечного тепла по широте;
- особенности поглощения солнечной радиации атмосферой и поверхностью земли;

- силы Кориолиса;
- распределения океанов и континентов;
- напряжения трения на границе подстилающая поверхность - атмосфера.

Общая циркуляция атмосферы включает ряд крупномасштабных движений: западный перенос масс воздуха, как в тропосфере, так и стратосфере, циркуляцию воздуха в системе внетропических циклонов и антициклонов, оказывающую большое влияние на межширотный воздухообмен; муссонную циркуляцию.

На рис. 6 – 7 представлены схемы пространственного расположения наиболее важных структурных объектов атмосферной циркуляции: струйных течений; ячеек Хэдли, Ферреля и полярной ячейки в меридиональном разрезе; приповерхностных ветров; полярного вихря.

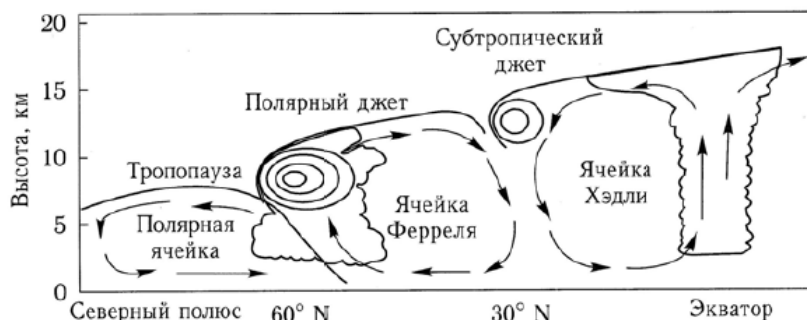


Рис. 6. Расположение струйных течений в меридиональной циркуляции [4]

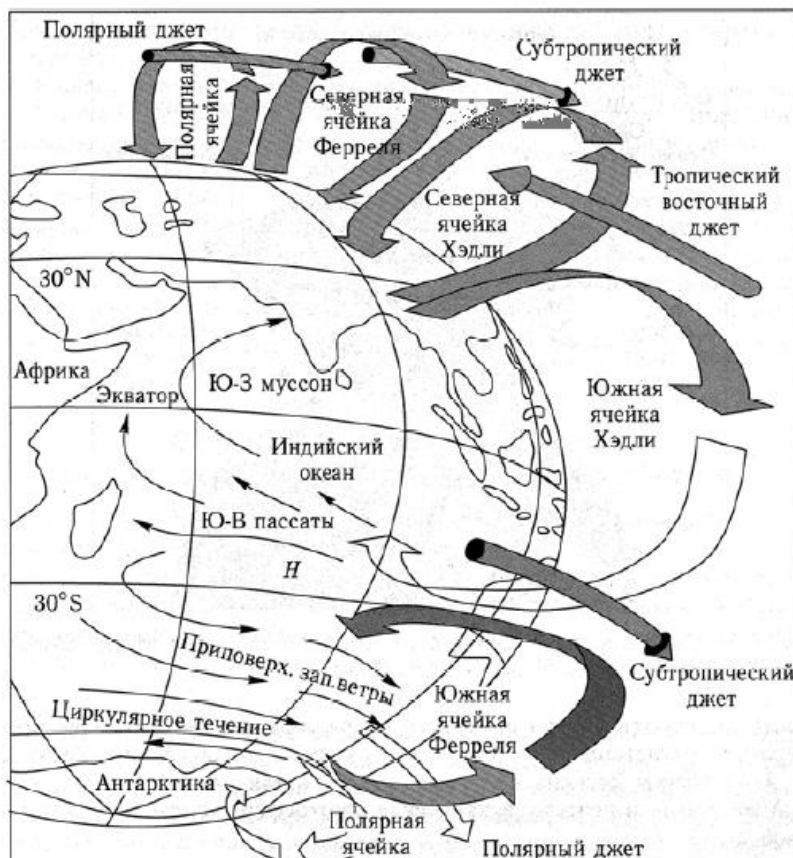


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая структуру меридиональной циркуляции воздуха (толстые плоские серые стрелки), струйные течения (толстые объемные серые стрелки) и приповерхностные ветры (тонкие стрелки) в период лета в Северном полушарии [4]

Полярный вихрь (ПВ) представляет собой сильный циркумполярный поток воздуха, возникающий в период зимней полярной ночи в нижней и средней стратосфере. Из-за боковой изоляции воздух внутри вихря зимой сильно охлаждается (температура опускается ниже -80°C в Антарктиде). В Арктическом регионе ПВ не так четко выражен, как в Антарктике. После 1970-х гг., согласно [5], ПВ демонстрирует постоянную тенденцию к усилению. Возникновение озоновых дыр происходит в основном из-за невозможности проникновения богатого озоном среднеширотного воздуха в полярную область [6].

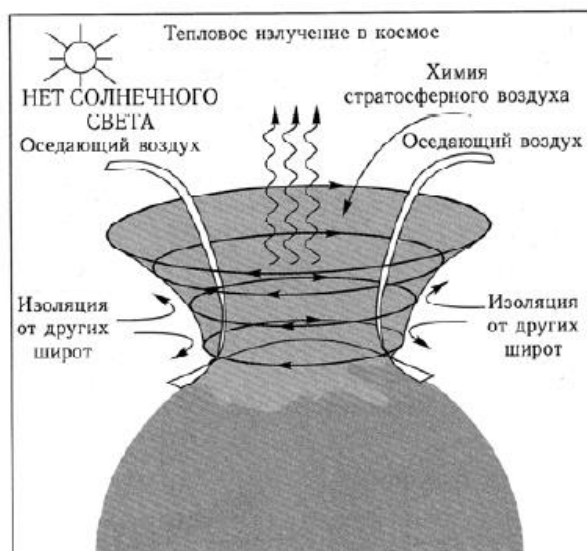


Рис. 8 – Схематическое представление полярного вихря [4]

Согласно [7], циркуляция в тропиках подвержена сильным изменениям с различными временными масштабами и не является стационарной. Так, в широтной зоне от 5 до 25° , где температура поверхности моря высока ($>26^{\circ}\text{C}$) образуются тропические циклоны. Вероятность образования ураганов наиболее высока в летних условиях, когда развивается интенсивная конвекция. Выделяются «восточные волны», которые распространяются на восток со скоростями около 8 м/с и часто бывают связаны с внутритропическими зонами конвергенции (ВЗК). ВЗК представляет собой узкие участки конвергенции, соответствующие преимущественно зонально ориентированным линиям активной конвекции. По снимкам со спутников их можно определить как линии мощных облаков в окрестности экватора. Обычно они находятся на широтах максимальной температуры поверхности моря и испытывают вместе с максимумом температуры сезонную миграцию.

2.1 Природа и структура общей циркуляции атмосферы

Рассмотрим осредненную схему общей циркуляции атмосферы.

На рис. 9 представлены осредненные зонально и по времени зональные компоненты скорости ветра в координатах широта – высота. В тропосфере в умеренных и высоких широтах преобладают западные ветры, в низких широтах – слабые восточные. Небольшие скорости ветра в тропиках есть следствие формальной операции осреднения пассатной (восточной) и муссонной (западной) систем циркуляции, создающих в разных регионах тропической зоны движения воздуха, направленные в противоположные друг другу стороны [8].

Во внетропической стратосфере происходит сезонная перестройка циркуляции – зимние западные потоки уступают место восточным в летний период. В экваториальной

стратосфере отчетливо проявляется *квазидвухлетняя цикличность* атмосферной циркуляции. Квазидвухлетнюю цикличность зонального ветра в экваториальной атмосфере объясняют взаимодействием волн Кельвина и смешанных волн Россби – гравитационных волн, с зональным ветром в экваториальной стратосфере [9].

Как известно, крупномасштабные движения во вращающейся атмосфере являются квазистатическими и квазигеострофическими. Составляющие скорости горизонтального ветра определяются из геострофического соотношения в результате приравнивания градиента давления и силы Кориолиса [7].

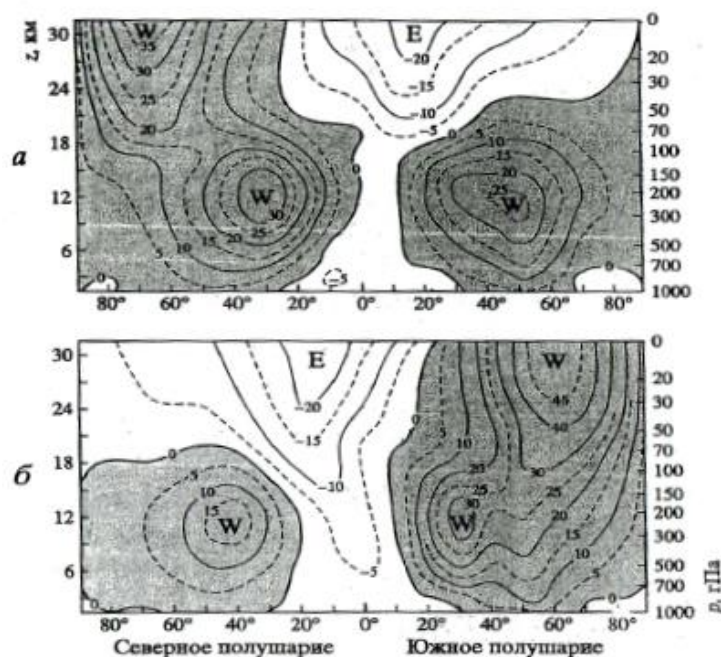


Рис. 9. Осредненная зонально и по времени зональная составляющая скорости ветра [u] за декабрь–февраль (а) и июнь–август (б). W, E – области максимальных скоростей западных и восточных ветров [4]

Главной особенностью движений воздуха в атмосфере (атмосферной циркуляции) является их зональность. В низких широтах ($|\varphi| < 35^\circ$) преобладают ветры с восточной составляющей, а в умеренных и высоких ($|\varphi| > 35^\circ$) господствуют западные ветры.

Согласно [10], природа зональной циркуляции такова: солнечная радиация греет поверхность Земли тем сильнее, чем меньше широта места. От земной поверхности тепло поступает в атмосферу. Тепловой баланс тропосферы положителен в экваториальных и тропических областях, но отрицателен в умеренных и полярных областях, т.е. тропосфера непрерывно подогревается в низких широтах и охлаждается в высоких. Нагретый воздух имеет меньшую плотность, чем холодный. Поэтому между экватором и полюсами существует градиент плотности. В поле тяжести такое неоднородное по горизонтали распределение плотности вызывает конвективные движения. Воздух под действием архимедовых сил стремится перемещаться так, чтобы уничтожить градиент плотности. Источники же тепла и холода восстанавливают его. В результате конвективные движения в атмосфере непрерывно поддерживаются. Наблюдения показывают, что эти движения осуществляются не в форме замкнутых между экватором и полюсами ячеек циркуляции, а в виде неупорядоченного, хаотического (турбулентного) перемещения крупных воздушных масс в направлении меридиана. Одни воздушные массы, сформировавшиеся в низких широтах, прорываются далеко к полюсу. Другие, возникшие в высоких широтах, проникают далеко в направлении экватора. Характерные горизонтальные размеры этих воздушных масс

– элементов макротурбулентного обмена – составляют тысячи километров. Вертикальная протяженность (толщина) их в сотни раз меньше (примерно 10–20 км).

Макротурбулентное перемешивание порождает потоки всех субстанций и физических величин, имеющих отличный от нуля градиент. Эти потоки стремятся уничтожить градиент, т.е. выровнять распределение величин. Наряду с плотностью, температурой, влажностью, примесями в атмосфере выравнивается абсолютный момент импульса (l).

В результате выравнивания величина l увеличивается в умеренных и высоких широтах ($|\varphi| > 35^\circ$) и уменьшается в низких широтах ($|\varphi| < 35^\circ$). Поскольку Земля вращается с запада на восток как твердое тело, то увеличение момента импульса воздуха проявляется в виде западных ветров, а уменьшение – в виде восточных ветров. На широтах 35° с.ш. и 35° ю.ш. ветер не возникает (теоретически), так как там момент импульса l равен его средней величине. Момент импульса, вследствие макротурбулентного перемешивания атмосферы, постоянно переносится в направлении его градиента из низких широт в высокие. Соответственно, в низких широтах его величина должна непрерывно убывать, а в высоких – расти. В действительности это, конечно, не наблюдается, так как с появлением ветров сразу же возникают силы трения воздуха о поверхность Земли, т.е. начинается обмен моментом импульса с Землей, появляются вертикальные потоки момента импульса. В низких широтах тормозятся восточные ветры, т.е. момент импульса течет от Земли к атмосфере, а в высоких широтах – западные, т.е. момент импульса стекает к Земле.

Для существования стационарного состояния приток момента импульса в зонах восточных ветров должен быть равен стоку момента импульса в зонах западных ветров. Зоны западных ветров расположены ближе к оси вращения Земли, чем зоны восточных ветров. Из-за этого при одной и той же скорости ветра в зонах момент сил трения восточных ветров больше момента сил трения западных ветров, т.е. в атмосферу притекает момент импульса от Земли больше, чем стекает. Скорости западных ветров из-за этого растут. Они растут до тех пор, пока не выравниваются по абсолютной величине сток и приток момента импульса. Это стационарное состояние достигается только при некоторой накопленной в атмосфере величине момента импульса, которая отнимается у Земли. В конечном итоге западные ветры значительно превышают восточные, и в целом атмосфера вращается вокруг полярной оси быстрее Земли, наблюдается *суперротация* атмосферы.

Циркуляция в меридиональной плоскости представляется с помощью расположения линий функции тока Ψ (рис. 10). В тропических широтах образуется ячейка Гадлея в виде восходящих движений вблизи экватора и нисходящих в более высоких (субтропических) широтах. Эта циркуляционная ячейка переносит энергию в тропической атмосфере, в умеренных широтах перенос осуществляется за счет подвижных вихрей.

Сложный характер атмосферной циркуляции определяется взаимодействием многих факторов, что приводит к потере гидродинамической устойчивости крупномасштабных движений. Возникающие в потоке волны могут разрастаться и привести к полному разрушению зональной циркуляции и ее замене возмущенной циклонической циркуляцией.

Как отмечено в [8], неоднородности земной поверхности (распределение суши, моря, горных систем) способствуют созданию зон активного перемещения циклонических вихрей. Так, вдоль восточного побережья Азии и северной Америки зимой пролегают пути циклонических серий. Эти возмущения стационарируют в высокоширотных регионах, образуя квазипостоянные центры действия, представляющие собой продукт совместного проявления нестационарных волн и стационарных возмущений. Неоднородное распределение на Земле моря и суши создает муссонные эффекты.

Циркуляция в океанах менее изучена, чем в атмосфере. Главной особенностью циркуляции поверхностных вод (до глубины 1500 м) является их антициклональный круговорот в субтропиках.

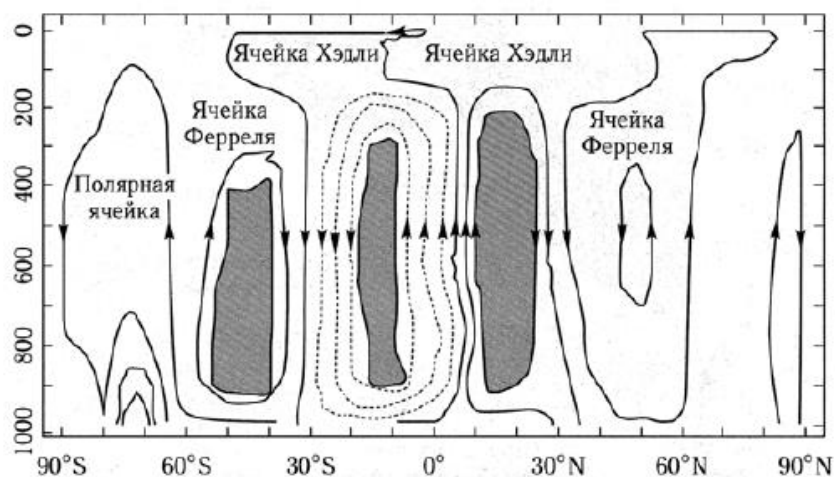


Рис. 10. Зонально
осредненная циркуляция воздушных масс [4]

Количественными показателями ОЦА в синоптической практике служат:

- индексы зональной и меридиональной циркуляции А.Л. Каца;
- индексы Южного и Североатлантического колебаний;
- момент импульса зональных ветров атмосферы;
- параметры центров действия атмосферы (ЦДА) – их координаты и давление в центре;
- повторяемость ЦДА;
- число дней с блокирующими антициклонами, координаты, давление и геопотенциал в их центре;
- параметры планетарной высотной фронтальной зоны; положение климатических фронтов.

2.2 Центры действия атмосферы

Атмосферный воздух совершает движения самых разнообразных масштабов – от звуковых волн и микротурбулентности до течений общей циркуляции атмосферы (ОЦА) – одного из механизмов действия климатической системы (стремящегося смягчить контрасты температуры между тропическими и полярными широтными зонами, создаваемыми контрастами в их инсоляции).

Согласно работе [11], «скелет» ОЦА образуют три линии. Первая - ось междутропической конвергенции (МТК), на которой сталкиваются северо-восточные и юго-восточные пассаты, подтекающие под поднимающийся нагретый воздух и образующие в нем под действием силы Кориолиса течение на запад – *субротацию* (т.е. более медленное, чем твердая планета, вращение вокруг земной оси). Вторая и третья линии - оси северного и южного субтропических струйных течений (ССТ), создаваемых как поворотом на восток оттекающих к полюсам антипассатов при действии на них силы Кориолиса, так и, в еще большей мере, переносом в зоны ССТ момента импульса зональных течений под действием «отрицательной вязкости» статистического ансамбля «бароклиных» (т.е. вертикально-неоднородных) вихрей и волн Россби-Блиновой (оси гребней которых наклонены в сторону ССТ), так что ССТ образуют *суперротацию*.

МТК находится обычно несколько севернее экватора. В Атлантике эта линия мигрирует в течение года, в среднем многолетнем, от экватора в марте до 12° в августе. ССТ находятся на широтах в среднем $\pm 35^\circ$ и высоте около 12 км.

Максимумы осредненного за год и по долготе скорости западного ветра (на осях ССТ) составляют 23 м/с в северном и 29 м/с в южном полушарии. Мгновенные ССТ гораздо уже и

сильнее: обычно они имеют ширину около 300 – 400 км, толщины 1 – 2 км и скорости 60 – 80 м/с. В 1981 г. над Кызыл-Ордой была зафиксирована скорость в 190 м/с.

Антициклонические сдвиги зональной скорости между субротацией на МТК и суперротацией на ССТ и циклонические сдвиги полярных СТ могут приводить к образованию, по механизму неустойчивости Гельмгольца, субтропических антициклонических и субполярных циклонических вихрей. Квазистационарные по своему местоположению вихри такого рода называются центрами действия атмосферы (ЦДА).

Наличие ЦДА есть нарушение зональности, создаваемое незональными факторами нагрева и охлаждения атмосферы. Такими факторами являются термические различия между океанами и континентами. Образующиеся в результате наложения зональных и муссонных эффектов ЦДА делятся на четыре группы:

1. Пять перманентных (круглогодичных) океанских антициклонов – Азорский, Гавайский, о. Св. Елены, о. Св. Маврикия и о. Пасхи.
2. Два перманентных океанских циклона – Исландский и Алеутский (второй из них не вполне перманентен – в июле он обычно исчезает). В ЮП им соответствует пояс пониженного давления циркумполярного Антарктического течения.
3. Четыре сезонных (зимних) континентальных антициклона – Сибирский, Канадский, Южноафриканский и Австралийский.
4. Пять сезонных (летних) континентальных циклонов – Южноазиатский, Калифорнийский, Южноафриканский, Австралийский и Южноамериканский.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое ОЦА (приведите несколько определений)? Основные этапы развития ОЦА.
2. Назовите три основных подхода, используемых при исследовании процессов ОЦА, на чем они основаны. Приведите к каждому пример. Перечислите основные недостатки методов.
3. Под действием каких факторов возникает циркуляция воздушных масс на Земле?
4. Перечислите важные структурные объекты в атмосферной циркуляции. Приведите схему их пространственного расположения.
5. Природа и структура ОЦА.
6. Перечислите основные количественные показатели ОЦА.
7. Какие центры действия атмосферы вы знаете? Поясните механизм их образования.
8. Что собой представляет полярный вихрь?
9. Исторические этапы развития ОЦА.
10. Напишите основные уравнения, которые используются в моделях ОЦА.

Для ответов необходимо привлекать содержание текущих лекций по дисциплине, а также соответствующий материал из списка использованной литературы

Список использованной литературы

1. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 295 с.
2. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 394 с.
3. Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 246 с.
4. Переведенцев Ю.П., Мохов И.И., Елисеев А.В. Теория общей циркуляции атмосферы. Казань: Изд-во Казан ун-та, 2013. 224 с.
5. Kodera K. Stratospheric sudden warming and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. J.Geophys. res.: 2000. №105. P. 12351 12359.
6. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. М.: Физматлит, 2011. 452 с.

7. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. М.: Мир, 1986. Т.2. 415 с.
8. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК, Наука, 2001. 351 с.
9. Холтон Дж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы / Дж.Р. Холтон. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. 224 с.
10. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли / Н.С. Сидоренков // Вестник РАН. 2004. Т. 74. № 8. С.701 – 715.
11. Монин А.С. Об изменениях общей циркуляции атмосферы в XX веке / А.С. Монин, Ю.А. Шишков, Н.В. Вакуленко // ДАН. 2000. Т. 371. №6. С. 802 – 805.

ЧАСТЬ II. ЛАБОРАТОРНЫЙ ПРАКТИКУМ

Лабораторные работы являются самостоятельным разделом дисциплины, сочетая в себе краткое изложение теории и возможные в текущих условиях расчеты. Временной режим проведения одной работы (темы) - как правило, 4 часа. Сдача работы осуществляется индивидуально в устной беседе с преподавателем. Последнее особенно важно для развития у студентов специфического научного языка дисциплины.

Лабораторная работа № 1. Теория формирования зональных полей температуры

Цель работы

Усвоить основные теоретические положения первых моделей ОЦА и приёмы их реализации

1.1 Теоретическая часть

1.1.1 Модель И.А. Кибеля

На температурный режим атмосферы оказывает влияние целый ряд факторов. Основными из них являются:

- а) поглощение и излучение коротковолновой (солнечной) и длинноволновой (системы подстилающая поверхность – атмосфера) радиации;
- б) турбулентный перенос тепла по вертикали и горизонтали;
- в) поглощение и выделение тепла вследствие фазовых превращений воды в атмосфере.

На формирование поля температуры существенное влияние оказывают наличие и распределение в атмосфере поглощающих и излучающих субстанций (водяной пар, озон, углекислый газ и т.д.), характер подстилающей поверхности, альбеда Земли, облаков и атмосферы. Все перечисленные факторы изменяются во времени и пространстве, что в значительной мере затрудняет построение достаточно полной теоретической модели распределения температуры.

Первые теории распределения температуры с высотой в земной атмосфере (Гольд, Эмден, Миланкович, Гульберт) учитывали лишь один из факторов – излучение (условие лучистого равновесия). Согласно этому условию, каждый элементарный слой и атмосфера в целом поглощают радиации столько, сколько её и излучают:

$$U_{\infty} = \frac{I_0}{4}(1 - r_s) \quad (1)$$

U_{∞} - количество теряемой атмосферой инфракрасной радиации,

I_0 - поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы,

r_s - альбеда системы земная поверхность – атмосфера.

Правая часть уравнения (1) характеризует количество прямой солнечной радиации, усваиваемой атмосферой. Расчёт температур осуществляется по формулам:

$$T(z) = \left[\frac{U_{\infty}}{2\sigma} (1 + \tau) \right]^{\frac{1}{4}} \quad (2)$$

$$T(0) = \left[\frac{U_{\infty}}{2\sigma} (1 + \tau_0) \right]^{\frac{1}{4}} \quad (3)$$

$$\tau_0 = \tau(0) = \int_0^{\infty} \alpha \rho_n dz \quad (4)$$

В (2) - (4) $T(z)$ - температура на высоте z , $T(0)$ - температура на земной поверхности, τ_0 - оптическая толщина атмосферы, ρ_n - плотность водяных паров, α - коэффициент их поглощения.

По первой модели лучистого равновесия, построенной Эмденом, который учёл поглощение в атмосфере длинноволновой радиации только водяным паром, в нижних слоях тропосферы получились слишком большие по абсолютной величине значения вертикальных градиентов температуры. Это связано с тем, что плотность основного поглощающего радиацию газа – водяного пара, а вместе с этим и оптическая толщина $\tau(z)$ особенно быстро убывают с высотой в нижней части тропосферы. В верхней тропосфере и стратосфере плотность водяного пара мала и, как следствие, $\tau(z)$ убывает более медленно при увеличении высоты. В таблице 1 приводятся температуры, полученные с использованием условия лучистого равновесия.

Таблица 1

Расчетные температуры при условии лучистого равновесия

z, км	0,0	1,3	2,4	3,1	6,0	10,0	∞
T(z), °C	-2	-22	-34	-41	-58	-58	-66

Данные таблицы указывают на наличие в слое от земной поверхности до высоты 2 км сухонеустойчивой стратификации, т.е. $\gamma > \gamma_a$, которая способствует развитию турбулентного перемешивания. В верхней тропосфере и стратосфере стратификация близка к изотермической. Кроме того, как вертикальные, так и широтные температурные контрасты получились заметно большими, чем реальные.

Существенным улучшением теории мог стать учёт турбулентного притока тепла. Одна из первых работ, в которой учтено влияние вертикального турбулентного обмена (наряду с лучистыми притоками) на профиль температуры, выполнена И.А. Кибелем в 1943 году.

В модели Кибеля рассматривается установившееся распределение средней (за год и по всему земному шару) температуры по высоте, циркуляция чисто зональная, т.е.

$$\frac{dP}{dt} = \frac{dT}{dt} = 0$$

Уравнение притока тепла принимает вид:

$$\varepsilon = \varepsilon_n + \varepsilon_m + \varepsilon_\phi, \text{ где} \quad (5)$$

ε_n - лучистый приток тепла,

ε_m - турбулентный приток тепла,

ε_ϕ - фазовый приток тепла.

И.А. Кибель рассматривает турбулентный приток тепла, связанный с вертикальными перемещениями и лучистый приток тепла в виде

$$\varepsilon_m = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$\lambda = c_p \rho k, \text{ где}$$

λ - коэффициент турбулентной теплопроводности,

$$\varepsilon_n = \frac{\partial R}{\partial z}$$

$$R = S + G - V, \text{ где}$$

R - радиационный баланс,

S - нисходящий поток коротковолновой радиации,

G - нисходящий поток длинноволновой радиации

V - восходящий поток длинноволновой радиации.

Тогда уравнение притока тепла в такой постановке запишется:

$$\frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (S + G - V) = 0 \quad (6)$$

Для определения потоков радиации используется плоскопараллельная модель радиации (Шварцшильда – Эмдена), в которой излучение представляется в виде плоскопараллельных потоков: “серой” длинноволновой радиации и нисходящего потока коротковолновой радиации. Уравнения для указанных потоков записываются в виде:

$$\begin{cases} \frac{\partial G}{\partial z} = \alpha_1 \rho_{\Pi} (G - B); \\ \frac{\partial V}{\partial z} = \alpha_1 \rho_{\Pi} (B - V) \end{cases}, \text{ где} \quad (7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\alpha_1 \rho_{\Pi}}{\cos \theta_0} S.$$

α_1 и α_2 - интегральные коэффициенты поглощения соответственно для длинноволновой и коротковолновой радиации,

θ_0 - зенитное расстояние Солнца,

$B = \sigma T^4$ - поток лучистой энергии, излучаемой за единицу времени единичной поверхностью чёрного тела,

σ - постоянная Стефана – Больцмана.

В качестве граничных условий принимается: при $z \rightarrow \infty$, $G_{\infty} = 0$, (на z_{∞} не поступает сверху длинноволновая инфракрасная радиация); $S = S_0(1 - r_s) \cos \theta_0$, где $S_0 = 1,98$ кал/см²мин = 1382 Дж/м²с, r_s - альбедо системы земная поверхность – атмосфера. При $z=0$ $B = \delta \sigma T_n^4$, δ - относительная излучательная способность подстилающей поверхности для длинноволновой радиации, T_n – температура подстилающей поверхности.

Далее получим выражение для потоков радиации, для чего введём вместо z новую независимую переменную, называемую оптической толщиной атмосферы:

$$\tau(z) = \int_0^z \alpha_1 \rho_w(z') dz';$$

$$\tau_{\infty} = \int_0^{\infty} \alpha_1 \rho_w dz', \text{ где}$$

z' - переменная интегрирования.

Учитывая, что $\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \tau} = \alpha_1 \rho_w \frac{\partial}{\partial \tau}$, перепишем систему (7) в виде:

$$\begin{cases} \frac{dG}{d\tau} = G - B; \\ \frac{\partial V}{\partial \tau} = B - V; \\ \frac{\partial S}{\partial \tau} = \frac{\alpha_2}{\alpha_1 \cos \theta} S. \end{cases} \quad (8)$$

Граничные условия примут вид:

при $\tau = \tau_{\infty}$, $G = 0$, $S = S_0(1 - r_s) \cos \theta_0$;

при $\tau = 0$, $B = \delta \sigma T_n^4$.

Считая функцию В известной, перепишем (7) в виде:

$$\begin{cases} \frac{dG}{d\tau} - G = -B; \\ \frac{\partial V}{\partial \tau} + V = B; \\ \frac{\partial S}{\partial \tau} - aS = 0. \end{cases} \quad (9)$$

$$\text{где } a = \frac{\alpha_1}{\alpha_2 \cos \theta_0}.$$

Первые два уравнения являются линейными уравнениями с известными правыми частями, а третье уравнение – линейное однородное. Они решаются (первые два) следующим образом: вначале находится общее решение соответствующего однородного уравнения (для первого уравнения это будет $\frac{dG}{d\tau} - G = 0$). При его решении появятся некоторые постоянные С, определить которые можно методом вариации. Не останавливаясь подробно на вычислительной стороне, перейдём сразу к итоговому решению:

$$\begin{cases} G(\tau) = -\int_{\tau}^{\tau_{\infty}} e^{-(\tau' - \tau)} B(\tau') d\tau'; \\ V(\tau) = \delta \sigma T_n^4 e^{-\tau} + -\int_0^{\tau} e^{-(\tau' - \tau)} B(\tau') d\tau'; \\ S(\tau) = S_0 (1 - r_s) \cos \theta e^{\frac{-\alpha_2}{\alpha_1 \cos \theta_0} (\tau_{\infty} - \tau)}. \end{cases} \quad (10)$$

где τ' - переменная интегрирования.

Возвратимся к уравнению притока тепла (используя (7)):

$$\frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \alpha_1 \rho_w (G + V - 2B) + \alpha_2 \rho_w S = 0. \quad (11)$$

Имея в виду, что $\frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} = \alpha_1 \rho_w \left(\alpha_1 \rho_w \frac{\partial T}{\partial \tau} \right)$, получаем следующее выражение:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left[\alpha_1 \rho_w (\tau) \frac{dT(\tau)}{d\tau} \right] + G[T(\tau)] + V[T(\tau)] - 2\sigma T^4(\tau) = -\frac{\alpha_1}{\alpha_2} S(\tau). \quad (12)$$

Если поток коротковолновой радиации S, плотность водяного пара $\rho_w(\tau)$, а также параметры α_1 и α_2 считать известными, то полученное уравнение (12) является уравнением для определения температуры, как функции оптической толщины, т.е. $T(\tau)$, и, следовательно, как функции высоты, т.е. $T(z)$. В (12) подставляются выражения для потоков радиации (10):

$$\begin{aligned} & \frac{d}{d\tau} \left[\alpha \rho_w(\tau) \frac{dT(\tau)}{d\tau} \right] - \int_{\tau}^{\tau_{\infty}} e^{\tau - \tau'} \sigma T^4(\tau') d\tau' + \\ & + \int_0^{\tau} e^{-(\tau - \tau')} \sigma T^4(\tau') d\tau' = -\delta \sigma T_n^4 e^{-\tau} - \frac{\alpha_2}{\alpha_1} S_0 (1 - r_s) * \cos \theta_0 e^{\frac{-\alpha_2}{\alpha_1 \cos \theta_0} (\tau_{\infty} - \tau)}. \end{aligned} \quad (13)$$

Это последнее уравнение решается численными методами. Аналитически его решение находится в предположении, что на верхней границе атмосферы отсутствует

турбулентный поток тепла, а на подстилающей поверхности справедливо уравнение теплового баланса:

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z} = S + G - B.$$

Член $Q = -\lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z}$ характеризует поток тепла из почвы. Для среднегодовых условий $Q = 0$.

Расчёты распределения температуры с высотой, выполненные на основе данной теории, показали, что она удовлетворительно описывает распределение среднегодовых значений температуры в умеренных широтах. Получено падение температуры с высотой в тропосфере, инверсия в стратосфере. Однако, значения температур у экватора оказываются завышенными. Этот результат объясняется тем, что в изложенной теории не учитывается меридиональный теплообмен.

1.1.2 Модель Е.Н. Блиновой

Рассмотренная выше теория распределения температуры с высотой, разработанная Кибелем, развивая модели лучистого равновесия, привлекает к рассмотрению не только радиационные факторы, но и турбулентные. Однако, рассматривалось только турбулентное перемешивание в вертикальной плоскости. По этой причине расчёты дают завышенные значения температуры у экватора и заниженные - у полюса.

Такой результат получен вследствие отсутствия учёта меридионального теплообмена. Теория Е.Н. Блиновой учитывает его.

Е.Н. Блиновой разработан физически обоснованный метод получения поля температур атмосферы Земли как функции координат θ , λ , r , где θ - **дополнение широты до 90° (увеличивающееся к югу)**, λ - долгота места, r - расстояние до центра Земли.

С этой целью было использовано уравнение притока тепла, в котором конвективные нелинейные члены учитывали турбулентное перемешивание в горизонтальном и вертикальном направлениях, а радиационный приток тепла характеризовался плоскопараллельным переносом восходящих и нисходящих потоков "серой" длинноволновой радиации, а также переносом коротковолновой радиации.

Уравнение притока тепла замыкалось тремя уравнениями переноса:

1. Длинноволновой лучистой энергии;
2. Коротковолновой лучистой энергии;
3. Нестационарным уравнением теплопроводности подстилающей поверхности;

Уравнение притока тепла бралось в виде:

$$C_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{C_p - C_v}{R} \frac{dp}{dt} = \varepsilon, \quad (1)$$

ε - плотность тепловой мощности притока энергии, причём ε складывается, как известно, из трёх основных факторов:

- ε_1 - приток тепла от излучения,
- ε_2 - приток тепла от турбулентной теплопроводности,
- ε_3 - приток тепла вследствие фазовых превращений воды в атмосфере.

При определении среднегодовой температуры естественно считать задачу стационарной, т.е. $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$. Кроме того, не учитывается ε_3 .

Все исходные уравнения были записаны в сферической системе координат. В частности, уравнение притока тепла имеет вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{V_\theta}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} + \frac{V_\lambda}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + (\gamma_a - \gamma) V_z = \frac{1}{C_p \rho} \varepsilon. \quad (2)$$

Это уравнение:

1. Линеаризировалось, т.е. все величины представлялись суммой зональных значений и отклонений от зонального

$$T = \bar{T}(\theta) + T'(\theta, \lambda, z); \quad (3)$$

2. Движение считалось соленоидальным (бездивергентным), т.е. вводилась функция тока Ψ . При этом меридиональная составляющая скорости выражалась через незональную часть функции тока $\psi'(\theta, \lambda)$, а средняя зональная составляющая - через индекс циркуляции α .

Турбулентный приток тепла принимался в виде:

$$\varepsilon_T = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\lambda'}{a^2} \Delta T, \quad (4)$$

где λ' - коэффициент турбулентной теплопроводности, связанной с перемещениями по горизонтали, Δ - плоский оператор Лапласа.

Лучистый поток тепла считается также как в модели Кибеля. В качестве одного из граничных условий используется уравнение теплового баланса на подстилающей поверхности, а на верхней границе принимаются условия:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial \theta} = \frac{\partial T}{\partial \lambda}, \quad (5)$$

что означает отсутствие на этом уровне потоков тепла по вертикали и горизонтали.

Для определения температуры почвы T^* и, соответственно, потока тепла от неё Q используется соотношение:

$$Q = -\lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z} \quad (6)$$

Далее записывается уравнение теплопроводности в почве в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\lambda^*}{c^* \rho^*} \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2}, \quad (7)$$

где c^* и ρ^* - теплоёмкость и плотность почвы.

Для определения климатического распределения температуры в атмосфере достаточно отыскать периодическое решение уравнения (7), используя которое можно определить годовой ход величины Q . Затем это значение для различных сезонов и районов подставляется в уравнение теплового баланса. В результате задача оказывается замкнутой. Ее решение было доведено до численных значений, при этом использовался аппарат разложения по сферическим (или шаровым) функциям.

Были рассчитаны как зональное, так и незональное распределение температур на уровне моря и по высотам. Результаты расчётов оказались близкими к климатической картине.

1.2 Практическая часть

Задание 1.

По модели И.А. Кибеля рассчитать среднезональную температуру воздуха (T) на уровнях (z).

Рекомендации по выполнению задания.

Ответ на задание должен быть представлен в виде таблицы 2, расчетной части и вывода по полученному результату + ответы на вопросы для самоконтроля.

Таблица 2

Среднезональная температура воздуха (Т) на уровнях (z)

z, км	0.3	0.5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
T, К															

Расчеты провести для широт $40^\circ - 70^\circ$ (в зависимости от варианта), на которых можно пренебречь горизонтальным турбулентным обменом. Вариант уточнить у преподавателя! Данные вариантов представлены в таблице 3.

Таблица 3

Номер варианта (у каждого свой!)

Вариант №	1	2	3	4	5	6	7
φ° с.ш.	40	45	50	55	60	65	70

Расчётная формула для определения температуры имеет вид:

$$E = f\sigma T^4 = 0.047[6.8 - 4.8e^{-0.2\tau} + 0.57e^{-1.75\tau} - 0.36e^{1.75(\tau-12.6)}],$$

где τ - оптическая толщина атмосферы; f - коэффициент теплового излучения (коэффициент черноты), который изменяется в пределах от 0.949 до 0.986; σ - постоянная Стефана-Больцмана, равная $5.67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2\text{К}^4$.

Для расчёта оптической толщины атмосферы τ необходимо воспользоваться данными таблицы 4, в которой приводятся высоты (z) и соответствующие им толщины (τ):

Таблица 4

Оптическая толщина атмосферы.

z, км	0	0.5	1	2	3	4	5	6	8	10	13
τ	12.6	12.0	10.5	8.4	6.5	5.1	4.0	3.6	1.9	1.1	0.4

Для перехода от рассчитанных E к T используется таблица 5.

Таблица 5

Переход от E (значения в поле таблицы) к T

$T, ^\circ\text{K}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
210	0,106	0,108	0,110	0,111	0,113	0,115	0,117	0,119	0,121	0,123
220	0,124	0,126	0,129	0,130	0,132	0,135	0,136	0,138	0,140	0,143
230	0,145	0,147	0,149	0,152	0,154	0,156	0,158	0,160	0,163	0,165
240	0,167	0,170	0,172	0,174	0,177	0,180	0,182	0,185	0,187	0,189
250	0,192	0,194	0,197	0,200	0,203	0,205	0,208	0,210	0,213	0,216

260	0,219	0,222	0,225	0,287	0,231	0,234	0,237	0,240	0,243	0,246
270	0,249	0,253	0,256	0,259	0,263	0,266	0,270	0,273	0,277	0,280
280	0,284	0,287	0,291	0,295	0,299	0,303	0,307	0,310	0,314	0,318
290	0,322	0,326	0,331	0,335	0,339	0,343	0,347	0,352	0,355	0,360
300	0,365	0,369	0,373	0,378	0,383	0,387	0,392	0,396	0,400	0,405
310	0,410	0,415	0,420	0,425	0,430	0,434	0,439	0,445	0,451	0,456
320	0,462									

Рассчитанные величины T сравнить с фактическими (таблица 6), в качестве которых взяты средние за 3 года данные зондирования на ст. Омаха (США).

Таблица 6

Распределение температуры воздуха по высоте на ст. Омаха.

z, км.	0.3	0.5	1	2	3	4	5	6	7	8
T, C	8.1	9.1	8.9	5.2	-0.1	-6.1	-12.2	-19.5	-26.4	-33.7

Окончание табл. 6

z, км.	9	10	11	12	13
T, C	-40.8	-47.2	-52.3	-55.7	-57.7

После проделанных расчетов устно (письменно – при форс-мажорных обстоятельствах) ответить на вопросы для самоконтроля (используя теоретическую часть и результаты расчета):

Задание 2.

По модели Е.Н. Блиновой рассчитать среднезональную температуру воздуха (T) на уровнях (z).

Рекомендации по выполнению задания.

В работе расчёты зонального поля температур проводятся с использованием формулы:

$$E(x, \theta) = E_0^0(x) + E_2^0(x)P_2(\cos\theta) + E_4^0(x)P_4(\cos\theta), \quad (8)$$

где x (приведённая оптическая толщина атмосферы) и z связаны соотношением:

$$(1 - \tau_0 x)^{\frac{5}{4}} - 1 = \left[(1 + \tau_0)^{\frac{5}{4}} - 1 \right] * 10^{\frac{z}{1}}, \quad (9)$$

где $I = 8 * 10^5 \text{ см}^{-1}$, $\tau_0 = 12.6$.

$x = \frac{\tau}{\tau_0}$, где τ берётся в соответствии с выбранной высотой z по таблице 2;

$$E_0^0(x) = 0.051[6.73 - 4.8e^{-2.52x} + 0.55e^{-22x} - 0.26e^{22(x-1)}];$$

$$E_2^0(x) = 10^{-2}[-0.12e^{22(x-1)} - 2.97e^{0.61x} + 1.11e^{-22x} - 10.48e^{-0.61x} + 12.29e^{-2.52x}];$$

$$E_4^0(x) = 10^{-3}[-0.11e^{22(x-1)} - 1.06e^{1.12x} + 0.79e^{-22x} - 11.26e^{-1.12x} + 11.47e^{-2.52x}];$$

$P_n^m(\cos\theta)$ - присоединённые полиномы Лежандра.

Аналитическое выражение полиномов Лежандра степени n при $m = 0$ (формула Родрига) записывается в виде:

$$P_n(y) = \frac{1}{2^n n!} * \frac{d^n \left[(y^2 - 1)^n \right]}{dy^n}, \text{ откуда}$$

$$P_0(y) = 1;$$

$$P_1(y) = y;$$

$$P_2(y) = \frac{1}{2}(3y^2 - 1);$$

$$P_4(y) = \frac{1}{8}(35y^4 - 30y^2 + 3), \text{ и т.д.}$$

В нашем случае $y = \cos \theta$.

Формула (8) принята для подсчёта среднего годового распределения температуры воздуха по высоте и меридиану. Для перехода от E к T используются данные таблицы 5 из задания 1.

Ответ должен быть представлен в виде таблицы 2 (из задания 1), расчетной части и вывода по полученному результату + ответы на вопросы для самоконтроля.

После всех вычислений сравните полученные результаты по моделям И.А. Кибеля и Е.Н. Блиновой. Сделайте вывод!

Вопросы для самоконтроля

1. Какова причина расхождения расчетных температур по модели Эмдена с их фактическим профилем?
2. В чем состоит основное отличие модели Кибеля от моделей лучистого равновесия?
3. Запишите систему уравнений, лежащую в основе модели и граничные условия для ее решения.
4. Какие основные процессы, участвующие в формировании термического режима атмосферы, учтены в модели Е.Н. Блиновой?
5. Какова постановка задачи в модели, используемые уравнения, система координат?
6. Какие процедуры, допущения и граничные условия использовались при разрешении исходной системы уравнений?
7. Каковы результаты сравнения эмпирических температур и расчетных по модели Е.Н. Блиновой?

Рекомендуемая литература

1. Куликов Г.И. Динамическая метеорология: учеб. пособие. Ч.1: Пермь, 1966. с.262.
2. Переведенцев Ю.И., Белов П.Н. Теория общей циркуляции атмосферы и климата: учеб. пособие. Изд-во Казанского университета, 1987. с.27-33.
3. Блинова Е.Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы. ДАН, т.39, №7, 1943, с.284-287.

Лабораторная работа № 2. Длинные волны в атмосфере

Цель работы

Изучить теорию длинных волн, провести расчет их характеристик.

Общие сведения

При анализе карт барической топографии в свободной атмосфере можно видеть, что изогипсы, которые одновременно являются и линиями тока, имеют, как правило, волнообразную форму. Обычно длина этих волн составляет несколько тысяч километров, и они являются характерным свойством подвижной среды (атмосферы) на вращающейся Земле.

Природа волновых движений может быть различна. Возникнув в любом воздушном течении, волны накладываются на зональный поток и перемещаются в его направлении, вызывая последовательную смену погоды. Волновые движения потоков воздуха порождают меридиональную составляющую циркуляции. Переноса физические субстанции с одной широты на другую, волны воздействуют на зонально осреднённое движение.

Волновые возмущения бывают разной длины. Для любой изобарической поверхности длину волны L определяют подсчётом числа градусов долготы между горизонтальными осями последовательных ложбин и гребней. Для удобства анализа каждой длине волны найден эквивалент в виде волнового числа n . Для этого окружность земного шара под данной широтой делят на длину волны. Волновое число даёт представление о количестве ложбин или гребней, которые укладываются по длине круга широты. Волновые колебания могут существовать в атмосфере длительное время, претерпевать изменения и переходить из одной формы в другую.

Волновые колебания, не связанные непосредственно с внешними факторами (притяжением Луны, влиянием горных массивов), называют собственными или свободными колебаниями (крупномасштабные, гравитационные и акустические волны).

Крупномасштабные волны являются проявлением инерционных сил, имеют еще название длинных или волн Россби. Длина этих волн от сотен до нескольких тыс. км, скорость - до десятков м/с и период - до нескольких суток; амплитуда их оказывается значительной и составляет, например, в поле давления 20-100 гПа. С точки зрения задач теории климата и ОЦА движение и эволюция этих волн представляют наибольший интерес. Считается, что к длинным относятся волны с $n \leq 5$.

В умеренных широтах длинные волны имеют большую амплитуду, возрастающую с высотой в верхней тропосфере. Наиболее четко они прослеживаются у тропопаузы. На изобарической поверхности 700 гПа длинные волны еще сохраняются, но ниже этого уровня они разрушаются и превращаются в ряд замкнутых вихревых возмущений - внетропические циклоны и антициклоны.

Длинные волны движутся, преимущественно, к востоку, но с меньшей скоростью, чем зональный поток. Медленно распространяясь к востоку, ложбины и гребни обычно усиливаются в определенных секторах полушария. На *средних месячных* сезонных картах полей давления или ветра на изобарической поверхности 500 гПа ложбины и гребни обычно появляются каждый год на одних и тех же долготах. Это дало основание рассматривать длинные волны как относительно стационарные в пространстве и времени.

Длинные волны играют существенную роль в общей энергетике атмосферы. Выполненные расчеты спектра кинетической энергии позволили установить, что максимальные запасы вихревой кинетической энергии сосредоточены в длинных волнах (n от 1 до 5).

Среди длинных волн выделяют *ультрадлинные* волны с волновым числом 1, 2 и 3. В северном полушарии положение этих волн соответствует смене знака термических различий суша-океан. Чаще всего бывает волна с n равным 3. Она типична для холодного времени года, когда хорошо развитые климатические ложбины прослеживаются на востоке Азии и Северной Америки и менее развитая - над Восточной Европой. В теплое время года она превращается в длинную волну с волновым числом 4, дополнительно к первым двум, появляются высотные ложбины над Западной Европой и Западной Сибирью.

Волновое число **1** служит мерой эксцентриситета *полярного вихря* или полюса циркуляции - точки, относительно которой геострофический поток симметричен. В северном полушарии, как правило, полюс циркуляции не совпадает с географическим полюсом и лишь близок к нему в летние месяцы. В январе центр полярного вихря на поверхности 500 гПа расположен на севере Баффиновой земли. В южном полушарии данная волна южнее 40° ю.ш. отражает очертание Антарктиды, чья площадь в Тихом океане гораздо меньше, чем в Индийском.

Классификация волновых движений

В атмосфере (как и в океане) наблюдается большое разнообразие волновых движений, что обусловлено влиянием сил различного происхождения.

В зависимости от преобладающей роли той или другой силы в возникновении волнового движения все волны принято делить на 4 класса, при этом в разных классах волн существенно различно соотношение между периодом волны (P) и периодом инерционных колебаний (P_ϕ). P_ϕ – период, с которым вращается горизонтальная плоскость на широте ϕ вокруг вертикали (период колебания маятника). Поскольку на широте ϕ вертикальная составляющая (ω_z) угловой скорости вращения Земли (ω) равна

$$\omega_z = \omega \sin \phi,$$

$$\text{то период } P_\phi = \frac{2\pi}{\omega_z} = \frac{2\pi}{\omega \sin \phi} = \frac{P_c}{\sin \phi},$$

$$\text{где } P_c = \frac{2\pi}{\omega} - \text{период суточного вращения Земли.}$$

К I классу относят гравитационные волны, главная роль в их возникновении принадлежит силе тяжести, $P \ll P_\phi$.

II класс – инерционно-гравитационные волны, обусловлены влиянием силы тяжести и силы Кориолиса, $P \leq P_\phi$.

III класс – инерционные или гироскопические волны, определяющая сила – сила Кориолиса, $P \approx P_\phi$.

IV класс – планетарные волны или волны Россби-Блиновой, определяющий вклад в их формирование вносят эффекты, обусловленные вращением (сила Кориолиса) и сферичностью Земли, $P > P_\phi$.

2.1 Теоретическая часть

Теория длинных волн разработана К.Г. Россби, Б. Гаурвитцем, С. Петтерсоном, Е.Н. Блиновой. Рассмотрим основы этой теории. Воспользуемся уравнением вихря скорости, записанным в стандартной декартовой системе координат:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} + u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} + (\Omega + l)D + \beta v = \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} \right) \quad (1)$$

В уравнении (1) не учтены члены, связанные с вертикальной скоростью и силами турбулентного трения, а также введены обозначения:

$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ - вертикальная составляющая вихря скорости;

$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ - горизонтальная часть дивергенции скорости;

$\beta = \frac{\partial l}{\partial y} = \frac{2\omega \cos \varphi}{a}$ - изменение параметра Кориолиса l с широтой (параметр Россби);

φ - широта места, a - радиус Земли.

Для упрощения уравнения (1) примем следующие условия, справедливые для среднего уровня (близкого к уровню АТ-500):

- движение бездивергентно,
- атмосфера баротропна.

Заметим, что первое условие близко к действительности, поскольку длинные волны наиболее удобно исследовать на картах АТ-500, т.е. на высотах, близких к среднему уровню, а второе условие является более грубым, так как в глобальном масштабе атмосфера всегда в той или иной степени бароклинна.

С учётом упрощающих условий уравнение (1) представится в виде:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) \Omega + \beta v = 0 \quad (2)$$

Это уравнение содержит произведения неизвестных и их производных, поэтому оно является нелинейным. Для приближённого решения произведём его линеаризацию. С этой целью положим, что

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad \Omega = \bar{\Omega} + \Omega',$$

где величины с чертой характеризуют основное состояние. Так как $\bar{u}$ и $\bar{v}$ не зависят от времени и координат, то

$$\bar{\Omega} = \frac{\partial \bar{\Omega}}{\partial t} = 0,$$

$$\text{тогда } \Omega = \Omega' = \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y}; \quad \frac{\partial \Omega}{\partial t} = \frac{\partial \Omega'}{\partial t}.$$

Для простоты положим $\bar{v}=0$, т.е. зональный поток в меридиональном направлении однороден. Тогда уравнение вихря запишется в виде

$$\frac{\partial \Omega'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \Omega'}{\partial x} + \beta v' + \left[u' \frac{\partial \Omega'}{\partial x} + v' \frac{\partial \Omega'}{\partial y} \right] = 0 \quad (3)$$

Члены уравнения, заключённые в скобки, на порядок меньше остальных, поэтому ими пренебрегаем, вместо (3) запишем

$$\frac{\partial \Omega'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \Omega'}{\partial x} + \beta v' = 0 \quad (4)$$

или

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y} \right) + \beta v' = 0$$

Поскольку движение бездивергентно, то существует функция тока Ψ , связанная с отклонениями от составляющих скоростей следующими соотношениями:

$$u' = -\frac{\partial \Psi'}{\partial y}, \quad v' = \frac{\partial \Psi'}{\partial x} \quad (5)$$

Подставляя правые части (5) в (4), получим

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial y^2} \right) + \beta \frac{\partial \Psi'}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

Будем искать решение линейного дифференциального уравнения (6) в виде волнового косинусоидального возмущения, т.е.

$$\Psi' = A \cos \frac{2\pi}{d} y * \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) \quad (7)$$

с длиной волны по направлению круга широты L и с поперечной протяжённостью волны вдоль меридиана d , движущейся со скоростью c и имеющей амплитуду колебаний $A \cos \frac{2\pi}{d} y$ в пределах от нуля до величины A .

Дифференцируя дважды по x и y обе части (7), получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x^2} &= -A \cos \frac{2\pi}{d} y * \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) * \left[\frac{4\pi^2}{L^2} \right], \\ \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial y^2} &= -A \cos \frac{2\pi}{d} y * \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) * \left[\frac{4\pi^2}{d^2} \right], \end{aligned} \quad (8)$$

откуда

$$\frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial y^2} = -\frac{4\pi^2}{L^2} \frac{(L^2 + d^2)}{d^2} \Psi'$$

Подставляя правую часть (8) вместо лапласиана Ψ' в (6) и группируя результат, придём к выражению

$$\frac{\partial \Psi'}{\partial t} = \left(\frac{\beta L^2}{4\pi^2} * \frac{d^2}{L^2 + d^2} - \bar{u} \right) \frac{\partial \Psi'}{\partial x},$$

откуда после использования производных

$$\frac{\partial \Psi'}{\partial t} = A \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) * \cos \frac{2\pi}{d} y \left(\frac{2\pi}{L} c \right),$$

$$\frac{\partial \Psi'}{\partial x} = -A \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) * \cos \frac{2\pi}{d} y \left(\frac{2\pi}{L} \right)$$

получим окончательно формулу

$$c = \bar{u} - \frac{\beta d^2}{4\pi^2 \left(1 + \frac{d}{L}\right)^2} = \bar{u} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2 \left(1 + \frac{L}{d}\right)^2} \quad (9)$$

называемую формулой Гаурвитца.

Из (9) следует, что скорость смещения волны тем больше, чем больше скорость зонального потока. Кроме того, она зависит от длины волны, широты места. При больших длинах волн, когда $L > d$, приближенно можно записать, что

$$c = \bar{u} - \frac{\beta d^2}{4\pi^2} \quad (10)$$

Если наоборот, поперечная протяжённость волны превышает её длину, т.е. $\frac{L}{d} < 1$, вместо (10) будем иметь

$$c = \bar{u} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad (11)$$

Последнее выражение носит название формулы Гаурвитца-Россби. Из неё следует, что при некоторых значениях L , когда

$\bar{u} < \frac{\beta L^2}{4\pi^2}$, движение волны может быть противоположным направлению движения зонального потока, т.е. восточно-западным (иногда называемым "попятным" движением) в северном полушарии.

Наконец, между $\bar{u}$, φ , L и d может быть такое соотношение, когда

$$\bar{u} = \frac{\beta L^2}{4\pi^2 \left(1 + \left(\frac{L}{d} \right)^2 \right)}.$$

В этом случае $c=0$ и наблюдается, так называемая, "стоячая" волна.

Наиболее часто встречаемые волны синоптического масштаба (до 5000 км) смещаются с запада на восток, более длинные волны (в средних широтах длиной 5-7 тыс. км) или медленно движутся на восток или неподвижны и, наконец, наиболее редко наблюдаемые ультрадлинные волны (более 8-10 тыс. км) имеют "попятное" движение. Последняя группа волн по отношению к общему числу, по данным наблюдений, не превышает, в среднем, 2%.

Е.Н. Блинова, используя в качестве исходного линеаризованное уравнение вихря в сферических координатах, получила формулу

$$\varepsilon = \alpha - \frac{2(\omega + \alpha)}{n(n+1)}, \quad (12)$$

которая представляет собой аналог формулы Гаурвитца-Россби и характеризует зависимость между угловой скоростью смещения длинных волн ε , угловой скоростью смещения частиц атмосферы (индексом циркуляции α) и величиной волнового числа n . Индекс циркуляции α определяется по формуле

$$\alpha = \frac{\bar{v}_\lambda}{a \cdot \sin \theta}, \text{ где } \bar{v}_\lambda - \text{зональная скорость, } a - \text{радиус Земли, равный 6371 км, } \theta = 90^\circ - \varphi.$$

С уменьшением волнового числа n могут иметь место такие случаи, когда угловая скорость смещения длинных волн ε окажется меньшей или равной нулю, т.е. когда появляются случаи стационарных длинных волн или случаи их восточно-западного смещения.

Важное дополнение:

В изложенных моделях индекс циркуляции α был принят зависящим только от широты θ . В действительности, как показали исследования, α меняется от сезона к сезону и, кроме того, является функцией высоты z , т.е. $\alpha = \alpha(\theta, z)$. Теория волновых движений атмосферы в рамках изложенного линейного приближения позволила получить ряд важных результатов. Однако, очевидна и ограниченность линейной теории, есть и эмпирические данные, не согласующиеся с этой теорией.

В рамках линейной теории возможен лишь учет воздействия зонального движения на волны, при этом само это движение со временем не изменяется, обладая неограниченным запасом энергии. В реальных условиях наблюдается взаимодействие волн друг с другом и с зональным потоком. Возникающий при этом нелинейном взаимодействии поток энергии может быть направлен как от мелкомасштабных составляющих движения к крупномасштабным, так и в обратном направлении.

В мелкомасштабной области (в частности, в пограничном слое атмосферы) поток кинетической энергии направлен от среднего движения к пульсациям всё меньшего размера (каскадный процесс А.Н. Колмогорова). В рамках полуэмпирической теории турбулентности этот процесс описывается путем введения коэффициента турбулентности, составляющие которого по всем осям *положительны*.

В крупномасштабной области поток кинетической энергии, переносимый волнами, нередко направлен в обратном направлении - от волн (возмущений) меньшего масштаба к волнам (возмущениям) все большего и большего масштаба, вплоть до зонального движения. В этом случае процесс переноса энергии описывается соотношениями, в которых составляющие коэффициента турбулентности меньше нуля (отрицательные). Такой процесс переноса энергии принято называть процессом с *отрицательной вязкостью*. Эмпирические данные показывают, что в атмосфере преобладает именно процесс с отрицательной вязкостью. Отсюда следует, что кинетическая энергия зонального движения поддерживается (питается) за счет энергии волн (возмущений). Это, в свою очередь, означает, что образование возмущений (в частности, синоптических вихрей) нельзя объяснить потерей устойчивости зонального движения. Это объяснение можно найти в рамках нелинейной теории длинных волн. Обнаружено, что неограниченный рост амплитуды возмущений со временем (потеря устойчивости), который предсказывает (при определенном наборе параметров) линейная теория, не обнаруживается при учете нелинейных эффектов: в этом случае амплитуды волн, оставаясь ограниченными, испытывают колебания во времени, а поток кинетической энергии периодически изменяет знак.

2.2 Практическая часть

Работа заключается в расчете и анализе характеристик длинных волн по исходным данным, представленным в заданиях 1, 2 и 3.

Задание 1.

Рассчитать длины (L) неподвижных волн при $L/d \ll 1$, км.

Таблица 7

φ° , с.ш.	$\bar{u}$, м/с				
	5	10	15	20	25
30	3150				
45					
60					

*Примечание: красным цветом выделена ячейка для контроля правильности расчета!

Найти: L

Задание 2.

Рассчитать скорость перемещения (км/ч) волн (С) при $\bar{u} = 10$ м/с

Таблица 8

φ° , с.ш.	$L \cdot 10^3$, км									
	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
50	-98									
60										

*Примечание: красным цветом выделена ячейка для контроля правильности расчета!

Найти: С

Задание 3.

Определить волновое число для случая стационарной волны, если известно, что $\alpha = 0.625 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (что соответствует $(\vec{v}) = 20$ м/с, $\varphi = 60^\circ$ с.ш.), $a = 6371$ км

Вопросы для самоконтроля

1. Что положено в основу классификации волн на 4 класса?
2. Какие волны носят название волн Россби-Блиновой?
3. Раскройте суть понятия "волновое число".
4. Какие Вы знаете индексы циркуляции?
5. Поясните смену форм атмосферной циркуляции с помощью индекса зональной циркуляции Блиновой.
6. Какие упрощения уравнения вихря скорости принимались при разработке теории длинных волн? Обоснованы ли они?
7. Запишите формулы Россби, Блиновой. Дайте их качественный анализ.

Рекомендуемая литература

1. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С.109-154.
2. Юргенсон А.П. Математическое моделирование атмосферных процессов. Л.: Изд-во ЛПИ, 1979. С.98-106.

Лабораторная работа № 3. Блокирующие антициклоны Западной Сибири

Цель работы

Сформировать знание процессов блокирования зонального переноса в атмосфере и его погодных проявлений

Проблема долгосрочного прогноза погоды будет решена, как справедливо указывал Н.А. Багров [1], когда «будем знать и понимать особенности поведения климатической системы Земли». Долгосрочный прогноз, в сущности, и есть попытка прогноза на долгий срок некоторых частных особенностей этого поведения, в первую очередь касающихся общей циркуляции атмосферы. В этой связи особый интерес имеет выявление закономерностей развития зональной и меридиональной форм циркуляции, в том числе возникновения блокирующих ситуаций. Нарушая западный перенос и препятствуя зональному перемещению циклонов, блокирующие системы вызывают резкие аномалии метеорологических величин на обширных территориях. С ними связаны такие явления как засухи и суховеи, холодные и малоснежные зимы, весенние возвраты холодов. Всё это указывает на актуальность изучения процессов блокирования.

3.1 Понятие о процессах блокирования

Блокирование как атмосферный процесс, характеризуется, согласно [15], следующими признаками:

- основной зональный поток расщепляется на две ветви приблизительно одинаковой интенсивности;
- сформировавшаяся система с двумя струйными течениями должна простирается минимум на 45° широты;
- в области расщепления потока должен наблюдаться резкий переход от зонального (выше по потоку) к меридиональному типу течения;
- сформировавшаяся картина потока должна существовать по крайней мере 10 дней.

Кроме того, в [14] выделяется и даётся теоретическое объяснение трём типам блокирования:

- расщепляющийся ($<$),
- меридиональный (Λ),
- омега-блокирование (Ω),

схематически представленные на рис.11 в поле изогипс поверхности АТ-500 гПа.

Структура блокирующего образования расщепляющегося типа (наличие тёплого антициклона на севере $\sim 60^\circ\text{с.ш.}$ и холодного циклона на юге $\sim 40^\circ\text{с.ш.}$) с позиций классической гидродинамики объясняется следующим образом. В случае, если имеется система двух точечных вихрей с равными по величине, но противоположными по знаку интенсивностями X , так, что $X_1 = -X_2$, где $X_2 = X$, $X > 0$, находящимися на расстоянии d , то эта система является равновесной, а вихри двигаются перпендикулярно соединяющей их прямой со скоростью $U = X/2\pi d$, так, что вихрь с отрицательной (антициклонической) завихрённостью остаётся справа по направлению движения.

Если такая система находится в ведущем потоке с постоянной скоростью, равной по величине, но противоположной по направлению скорости движения вихрей, то она будет неподвижна относительно Земли (рис.12а).

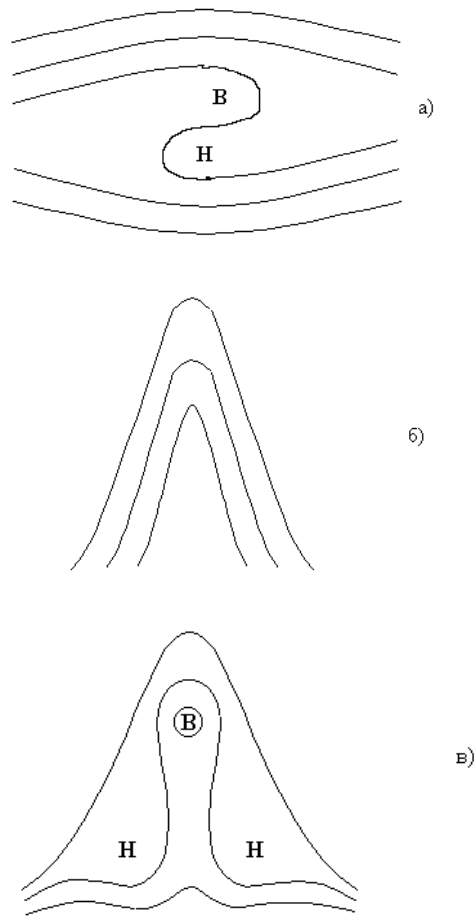


Рис. 11. Типы блокирования в поле геопотенциала на уровне 500 гПа:
а - расщепляющийся; б - меридиональной; в - омега-блокирование

Омега-блокирование связано с неустойчивостью струйного течения, расположенного над Атлантикой из-за аномалий температуры воды. В этой ситуации поле относительного вихря характеризуется тройкой вихрей $X_1 = -X$, $X_2 = X_3 = X/2$, находящейся в равновесии в случае, если вихри расположены в вершинах правильного треугольника (со стороной r) и двигаются как единое целое в направлении прямой, соединяющей вихри X_2 и X_3 , со скоростью

$$U = X \sqrt{\frac{3}{4}} \pi r,$$

так, что вихрь X_1 остаётся справа от направления движения (рис.12б).

При наличии безвихревого воздушного потока, скорость которого равна по величине, но противоположна по направлению, скорости движения вихрей, тройка вихрей будет стационарна относительно Земли. Причиной блокирования меридионального типа является орография. Процесс формирования блокирующих образований скоротечен, обычно он занимает 1-2 дня. После того, как блокирующая пара вихрей образовалась, приземное трение стремится ликвидировать полосу восточных ветров в центре блокирующего образования. По этой причине для сохранения блока необходима постоянная энергетическая подпитка вихрей. Она осуществляется за счет подвижных вихрей, возникающих на периферии блокирующего образования. Блокирование продолжается до тех пор, пока запас потенциальной энергии в этих периферийных областях не исчерпается на работу по преодолению сил приземного трения. По данным [8] это происходит в среднем

через 10 суток.

Однако, могут быть ситуации, когда благодаря неадиабатическим факторам, оказывается возможным воспроизводство запасов доступной потенциальной энергии в самих блокирующих образованиях, что ведёт к сверхдлительному блокированию, иногда до 2-х месяцев.

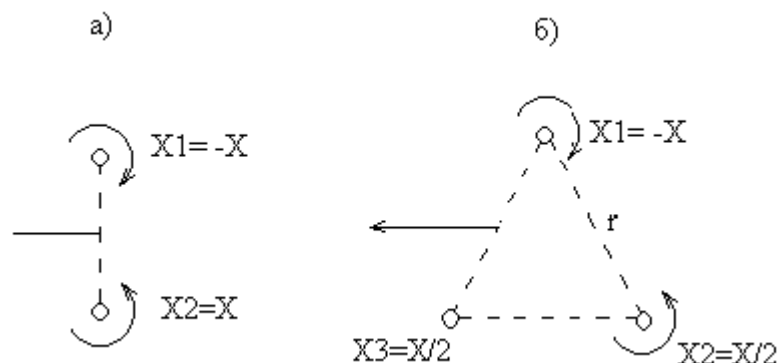


Рис. 12. Гидродинамическая интерпретация блокирования: а - расщепляющегося типа с помощью пары вихрей; б - омега-блокирование с помощью тройки вихрей

3.2 Общециркуляционные процессы над Северным полушарием

Образование блокирующих антициклонов тесно связано с общециркуляционными процессами на пространстве всего Северного полушария. При установлении блокирующих антициклонов Планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) характеризуется тремя квазистационарными длинными волнами с амплитудой их от арктических морей до примерно 35° с.ш.

Над Восточной Азией наблюдается две ветви ПВФЗ с соответствующими струйными течениями. Субтропическое струйное течение проходит в зоне $35-40^\circ$ с.ш. через центральные районы Китая на Японию, а внутритропические - над Сибирью с северо-востока на юго-запад. В [4] приводятся две типовые схемы макропроцессов в предшествующие 1-2 естественно-синоптических периода, приводящие к блокированию.

Для первой схемы процессов характерно выделение самостоятельного антициклона из области Азорского гребня над Скандинавским п-овом и смещение его на север Урала и Сибири (рис.13а). Во второй схеме процессов наблюдается образование антициклонов на юге Европейской территории России, Украине, затем усиление и смещение их в северо-восточном направлении на Сибирь (рис.13б). Одновременно с формированием указанных гребня и антициклонов происходит активизация Гавайского максимума и распространение его гребня в северо-западном, западном направлениях.

В результате такого развития процессов возникает один длинноволновый высотный гребень, в области которого над Сибирью образуется блокирующий антициклон [4].

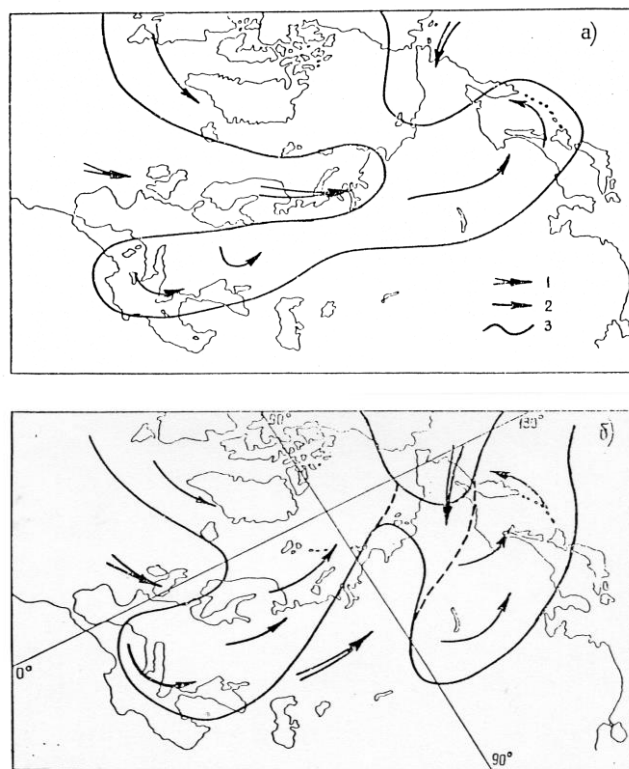


Рис. 13. Схемы развития процессов на поверхности 500 гПа, предшествующих образованию блокирующих антициклонов: 1 - траектории антициклонов, 2 - траектории циклонов, 3 - среднее положение ПВФЗ

При сопоставлении данных о районах наибольшей повторяемости блокирующих процессов и данных о средних зональных градиентах температуры [11] обнаружено чёткое согласование их географического положения с зонами больших градиентов температуры и направлений переноса в их областях. Эти совпадения в определённой мере закономерны, так как зоны больших градиентов являются одновременно и зонами с большими запасами энергии, обуславливающими процессы цикло- и антициклогенеза, в т.ч. и блокирование. Таким образом, локализация блоков в Северном полушарии может быть определена по особенностям распределения энергетических запасов в тропосфере, на которые, в свою очередь, оказывает влияние целый комплекс физико-географических факторов.

К региональному процессу блокирования относят и возникновение блокирующего высотного гребня над Уралом [3] с локализацией его оси в интервале 45-65° в.д. и с преимущественной ориентацией на север или северо-восток на п-ов Таймыр. Его образование может сопровождаться как возникновением крупномасштабных вихрей над восточной Атлантикой, так и их отсутствием. Во втором случае наблюдается блокирование типа "омега", т.е. наблюдаются две ложбины, ограничивающие гребень с запада и востока.

Блокирующие Уральские гребни, возникая в указанном секторе долгот, проходят в нём все этапы своего развития, вплоть до разрушения. Процесс их развития сводится к увеличению протяжённости (1000 км и более) с постепенным разворотом к ультраполярной направленности оси и к формированию в области гребня частных ядер на поверхности АТ-500 гПа, что приводит к увеличению мощности и устойчивости процесса. Ярким примером такого процесса блокирования является ситуация, наблюдавшаяся с 18 декабря 1968 года по 7 января 1969 года, когда Сибирь находилась под воздействием мощного приземного антициклона с давлением в центре 1080 гПа.

3.3 Статистика блокирующих антициклонов Западной Сибири

По исходным данным, опубликованным в [5], проведен анализ блокирующих антициклонов в Западно-Сибирском секторе (60-100° в.д.) по следующим параметрам: даты образования и разрушения, траектория, местоположение, интенсивность у поверхности Земли и на уровне 500 гПа, тип процесса (омега-блокирование Ω , расщепляющийся $<$, меридиональный Λ) и его длительность.

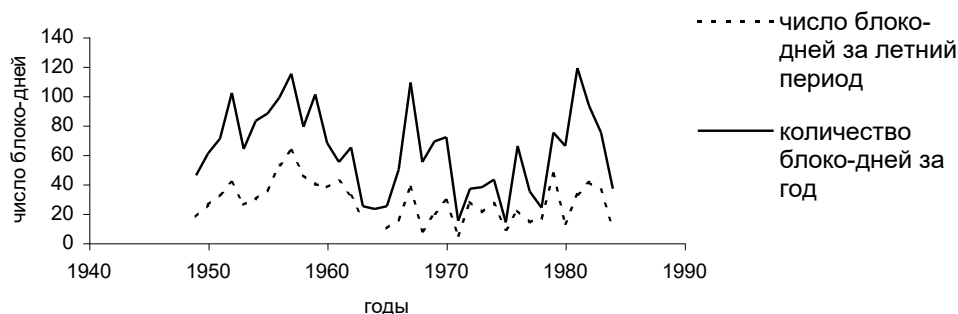


Рис. 14. Повторяемость блокирующих антициклонов

Всего за рассматриваемый период выявлен 1091 день (175 случаев) с процессами блокирования, из них 831 день приходится на тёплый период. Наиболее активными были процессы в 1957 (117 дней) и 1981 (121 день) годах, минимум ситуаций отмечен в 1963 и 1975 годах (27 и 15 дней соответственно). Выделено по три периода повышенной (1951-62, 1967-70, 1979-83 годы) и пониженной (1949-50, 1963-66, 1971-78 годы) повторяемости блоков (рис.14).

Прослеживается 11-летняя цикличность в межгодовой повторяемости блоков. Максимум образования блоков приходится на июль и декабрь, минимум - на сентябрь-октябрь (рис.15).

Процессы длительностью более 10 суток чаще наблюдаются зимой. Интенсивность блокирующих антициклонов (рис.16) колеблется в диапазоне 1005-1075 гПа, зимой она выше.

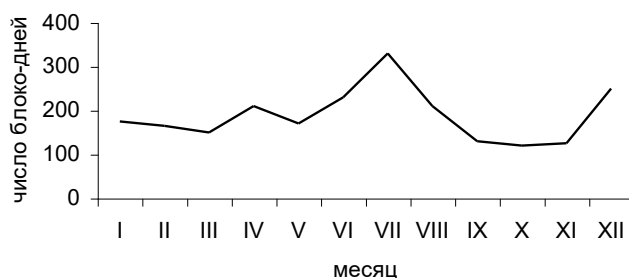


Рисунок 15. Внутригодовая повторяемость блокирующих антициклонов

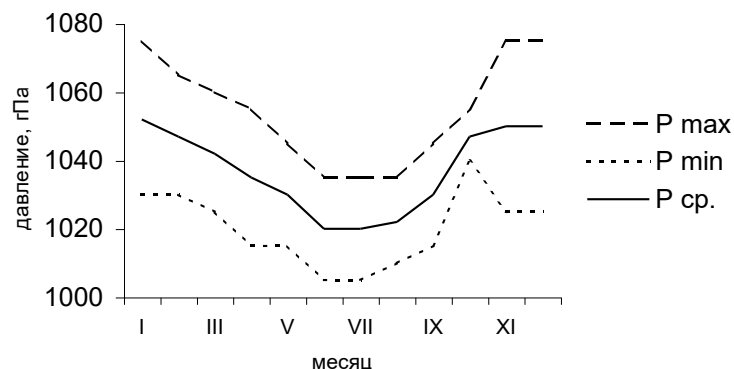


Рисунок 16. Среднемноголетняя интенсивность блокирующих образований

Анализ траекторий перемещения блокирующих антициклонов в Западно-Сибирском секторе позволил объединить их в три основных класса:

- I класс - преобладающим является движение в восточном направлении
 - Ia - в северо-восточном,
 - Iб - в юго-восточном.
- II класс - движение в западном направлении
 - IIa - в северо-западном,
 - IIб - в юго-западном.
- III класс - сложные траектории
 - IIIa - восток-запад-восток
 - IIIб - запад-восток-запад
 - IIIв - замкнутая траектория, "петля" и т. п.

3.4 Блокирующие антициклоны и режим увлажнения

Нарушая западный перенос и препятствуя зональному перемещению циклонов, блокирующие системы вызывают большие аномалии, в частности, режима увлажнения. Блокирование приводит к избыточному увлажнению в одних районах и к засухам в других.

Территория Западной Сибири характеризуется суровым, континентальным климатом, большая часть осадков выпадает летом в воздушных массах, приходящих с Атлантики. В то же время здесь (особенно в южных районах) не редки атмосферные засухи, нарушающие процессы как в органическом, так и в неорганическом мире. Формирование атмосферных засух определяется циркуляционными и климатическими условиями. Немалая часть засух связана с нарушением зонального типа процесса и формированием меридиональных процессов, для Западной Сибири - формы С по типизации Вангенгейма. Информация о засухах на территории Западной Сибири, выделенных с использованием показателя засушливости (S_i) Д.А. Педя [9], заимствована из [6].

Совместный анализ сведений о процессах блокирования и атмосферных засух выявил, что только в 35% случаев блокирования отмечалась атмосферная засуха, а в 23%, наоборот, - наблюдалось избыточное увлажнение территории, в остальных 42% случаев экстремальные явления вообще не формировались. При этом в 25% случаев атмосферной засухи над Западной Сибирью наблюдался блокирующий антициклон, переместившийся по траектории IIIв класса (табл.9).

Таблица 9

Повторяемость атмосферных засух (число случаев) в зависимости от характеристик блокирующего антициклона.

Тип анти-циклона	Классы траекторий									
	I	Ia	Iб	II	IIa	IIб	IIIa	IIIб	IIIв	Σ
Ω	13	1	9	1	1	1	5	8	13	52
<	4	3	2	-	-	-	3	4	5	21
Λ	2	1	-	-	1	-	2	1	3	10
Σ	19	5	11	1	2	1	10	13	21	83

В 23% случаев атмосферной засухи отмечались антициклоны 1-го класса, из них на Ω блокирование приходится 68%, на расщепляющийся тип - 21%, на меридиональный - 11%. В целом преобладают сложные траектории и тип Ω блокирование.

Западная Сибирь занимает огромную территорию, как в широтном, так и в долготном направлении, что определяет большие различия в условиях погоды (особенно в температуре и осадках), формируемых блокирующими антициклонами. Любой из трёх типов блокирования одновременно оказывает влияние на всю территорию, но в одних областях это влияние может выразиться в засушливых условиях, а в других - наоборот, в избыточном увлажнении, либо вообще в условиях близких к среднеклиматическим [2, 10]. При этом северные районы Западной Сибири в целом менее подвержены различного рода аномалиям. Выявлено, что блокирование расщепляющегося типа приводит к засушливым явлениям в северных и центральных районах и переувлажнению в южных. Блокирование меридионального типа чаще формирует засуху в центральных и южных районах. Омега-блокирование наиболее часто реализуется при атмосферных засухах во всех районах.

3.5 Энергетические характеристики блокирующих антициклонов

Энергетические интегралы характеризуют общее состояние атмосферы и позволяют выяснить, является ли блокирование глобальным явлением, или это региональная циркуляционная система, не связанная с планетарной циркуляцией [11]. В целом, энергетические характеристики могут служить как критерием интенсивности процесса блокирования, так и своеобразными прогностическими признаками. В [7] приводятся данные о том, что кинетическая энергия в период установления и существования блока значительно превышает свою среднюю климатическую величину. Кроме того, скорость перехода вихревой доступной потенциальной энергии в вихревую кинетическую велика в период, предшествующий блокированию. Процесс блокирования сопровождается интенсивным переходом потенциальной энергии атмосферы в кинетическую и, при наличии источников пополнения запасов доступной потенциальной энергии, процесс может стать сверхдлительным, иногда до 2-х месяцев. Нами были рассчитаны запасы кинетической энергии основного движения (К) и вихревой кинетической энергии (К') для каждого типа траектории на уровне 500 гПа по территории, ограниченной 60-90°в.д. и 50-70°с.ш. по сетке из 12-и узлов с шагом по долготе и широте в 10° в момент максимального развития антициклона.

Во всех ситуациях кинетическая энергия основного движения (К) превышает значение вихревой (К'), которая составляет в среднем 14% от К. Среднее значение К при засухе составляет 127,1 м²/с², К' - 18,2 м²/с². Для сравнения при избыточном увлажнении они равны соответственно 86,4 и 11,9 м²/с². Наибольшими запасами кинетической энергии в периоды атмосферной засухи характеризуются антициклоны, перемещающиеся по траекториям IIa, IIIa, IIIб.

На рисунке 17 представлен пример изменения кинетической энергии основного движения и кинетической вихревой энергии в период с 21 по 26 июля 1977 года.

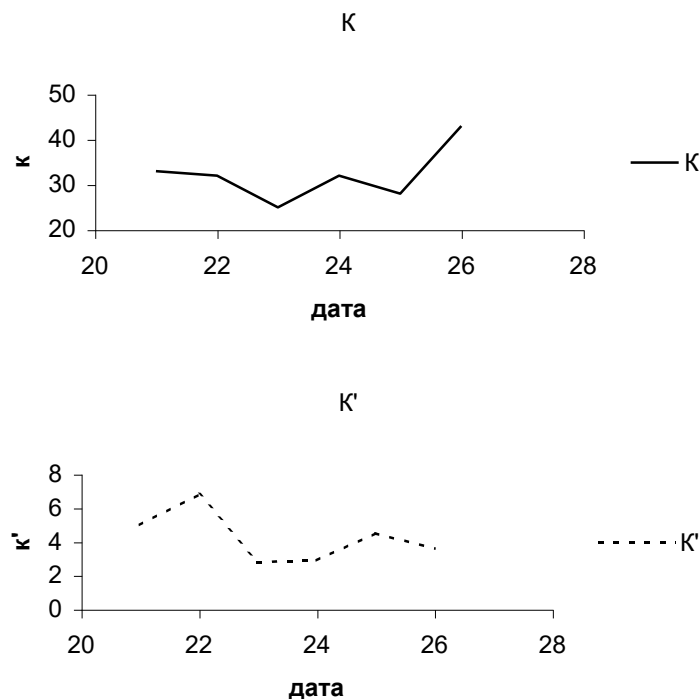


Рисунок 17. Запасы кинетической энергии (в $\text{м}^2/\text{с}^2$) с 21 по 26 июля 1977 г

Видно, что K имеет максимальное значение в первые два дня блокирования, затем наблюдается некоторое уменьшение энергии. В период разрушения блока K вновь увеличивается. Вихревая составляющая K' также имеет максимальное значение в первые два дня (от 5,1 до 6,9 $\text{м}^2/\text{с}^2$). В день максимального развития антициклона вклад K' в общие запасы кинетической энергии наибольший. Выявлено, что климатический очаг повышенных значений K , располагающийся между Азорским максимумом и Исландским минимумом имел тенденцию к ослаблению по мере усиления атмосферных засух в Западной Сибири.

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы основные признаки процесса блокирования зонального переноса?
2. Назовите типы блокирования и дайте теоретическое (с позиций гидродинамики) их обоснование.
3. Какова, в среднем, длительность процессов блокирования?
4. Чем отличаются друг от друга две типовые схемы развития макропроцессов над Северным полушарием при образовании блокирующих антициклонов?
5. Каковы условия возникновения блокирующих гребней над Уралом?
6. Укажите основные траектории блокирующих антициклонов Западной Сибири.
7. Поясните влияние процессов блокирования на возникновение опасных явлений погоды на юге Сибири.

Рекомендуемая литература

1. Багров Н.А. О долгосрочных прогнозах погоды // Метеорология и гидрология. 1993. № 3. С. 20-33.
2. Барашкова Н.К. Характеристики состояния и динамики блокирующих антициклонов Западной Сибири. / В кн.: Материалы международной научно-практической конференции «География и регион». Ш. Наблюдения, анализ и прогноз метеорологических условий: Пермь, 2002, С. 14 – 17.
3. Бордовская Л.И. Блокирующие гребни над Уральским хребтом и их влияние на синоптические процессы Западной Сибири// Труды ЗСРНИГМИ. 1976. Вып. 21. С.90-98.
4. Калачикова В.С. Блокирующие антициклоны над Сибирью в холодное полугодие и возможность их прогноза // Метеорология и гидрология.- 1973.- №2.- С.61-67.
5. Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие. // ВНИИГМИ-МЦД : Обнинск, 1988. 453 с.
6. Козельцева В.Ф., Педь Д.А. // Данные об атмосферной засушливости ($S_i \geq 2$). Москва, 1985. 54 с.
7. Никитин А.Е. Условия формирования и поддержания устойчивости блокирующей системы над Восточной Европой в октябре 1987 года // Метеорология и гидрология. 1992. №7. С. 19-24.
8. Обухов А.М. Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий // Метеорология и гидрология, 1984. №10. С. 5-14.
9. Педь Д.А. О показателе атмосферной засухи и избыточного увлажнения. // Труды Гидрометцентра СССР. 1975. Вып.156. С.19-38.
10. Поляков Д.В., Барашкова Н.К., Кужевская И.В. Погодно-климатическая характеристика аномального лета 2012 г. на территории Томской области. // Метеорология и гидрология. 2014. № 1. С. 38-47.
11. Таубер Г.М. О планетарном развитии блокирующих процессов. // Метеорология и гидрология. 1969. № 3. С. 22-30.
12. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования. // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 5-18.
13. Шаповалова Н.С. Статистика блокирующих образований в атмосфере. // Метеорология и гидрология. 1990. № 8. С. 44-61.
14. Colucci S.J., Loesch A.Z., Bozart L.F. Spectral evolution of a blocking episode and comparison with wave interaction theory. // J. Atmos. Sci. 1981. Vol.38. №10.
15. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. // Tellus. 1950. Vol.2. №3.

Лабораторная работа № 4. Оценка запасов различных видов энергии в атмосфере

Цель работы

Приобретение навыков расчета основных видов энергетических характеристик атмосферы

Еще в XVII в. Хэдли в качестве первопричины эволюции атмосферных процессов, в том числе и процессов общей циркуляции (ОЦА), назвал энергию, поступающую от Солнца. Сейчас это положение является общепризнанным. Действительно, приток радиационной энергии от Солнца приводит к нагреванию атмосферы и подстилающих поверхностей суши и океана и, таким образом, к генерированию внутренней энергии, которая в сумме с потенциальной энергией обуславливает запас кинетической энергии, питающей процессы ОЦА.

Изменчивость атмосферных процессов определяется превращениями энергии внутри атмосферы и обменом видами энергии между атмосферой и подстилающей поверхностью. Обнаружено, что эволюция отдельного атмосферного процесса сопровождается, как правило, преобразованиями лишь части видов атмосферной энергии, остальные виды при данном процессе практически не изменяются. Это указывает на возможность использования численной величины запасов того или иного вида энергии в качестве прогностического критерия изменчивости соответствующего атмосферного процесса.

4.1 Теоретическая часть

4.1.1 Основные виды энергии в атмосфере

Кинетическая энергия. Это энергия движения. Измеряется работой, которую может совершать тело при его торможении до полной остановки. Кинетическая энергия массы воздуха определяется основным или осредненным движением этой массы и турбулентными флуктуациями скорости движений в этой массе.

Для единицы массы воздуха кинетическая энергия среднего движения составляет

$$K = \frac{\bar{V}^2}{2}, \text{ где } \bar{V} - \text{вектор скорости,}$$

для элемента массы dm

$$K = \int_{m_0}^m \frac{\bar{V}^2}{2} dm$$

Поскольку $dm = \rho dt$, dt - элемент объема атмосферы

$$K = \int \int_{(s)0} \frac{\bar{V}^2}{2} \rho dS dz,$$

где dS - элемент площади основания столба воздуха объема dt и высотой dz .

Если $dS=1$, т.е. рассматриваем единичный столб,

$$K = \int_0^z \frac{\bar{V}^2}{2} \rho dz.$$

Применяя уравнение статики, согласно которого $\rho dz = -\frac{dP}{g}$ кинетическая энергия единичного столба воздуха между изобарическими поверхностями p_0 и p будет равна:

$$K = \frac{1}{2g} \int_p^{p_0} \bar{V}^2 dp. \quad (1)$$

Кинетическая энергия флуктуационных движений определяется по формуле

$$K' = \frac{1}{2g} \int_p^{p_0} (\bar{V}')^2 dp \quad (2)$$

где $\bar{V}'$ - вектор отклонений скорости от среднего значения.

Запасы кинетической энергии единичного столба всей атмосферы в среднем оцениваются величиной $1,5 \cdot 10^6$ Дж/м². Согласно расчетам Е.П.Борисенкова, кинетическая энергия всей атмосферы северного полушария составляет $1,9 \cdot 10^{20}$ Дж летом и $4 \cdot 10^{20}$ Дж зимой; в южном полушарии $3,9 \cdot 10^{20}$ и $7,1 \cdot 10^{20}$ Дж соответственно.

Основные источники кинетической энергии расположены в тропосферных областях повышенного давления (антициклонах и гребнях), где воздух опускается ($w < 0$); сток кинетической энергии происходит в тропосферных областях пониженного давления (циклонах и ложбинах), где наблюдается восходящее движение воздуха ($w > 0$). В частности, субтропический пояс высокого давления служит источником, а пояс низкого давления в умеренных широтах - стоком кинетической энергии. Мощность источников кинетической энергии должна превышать мощность стока, из-за диссипации в них кинетической энергии под влиянием трения.

Потенциальная энергия. В метеорологических науках в условиях земной атмосферы под потенциальной энергией понимают энергию, определяемую положением единицы массы воздуха в поле силы тяжести Земли на какой-то высоте z , отсчитываемой от поверхности уровня океана $z_0 = 0$.

Для единицы массы потенциальная энергия рассчитывается по формуле

$$\pi = gz,$$

для элемента объема атмосферы

$$\pi = g \int_{(s)} dS \int_0^z \rho dz$$

для единичного столба всей атмосферы

$$\pi = \int_0^z \rho g dz$$

Применяя к последнему выражению уравнения статики и состояния, получим

$$\pi = \frac{R}{g} \int_p^{p_0} T dp - zp \quad (3)$$

При $P \rightarrow 0$, т.е. рассматривая столб всей атмосферы

$$\pi = \frac{R}{g} \int_0^{p_0} T dp \quad (4)$$

В среднем π составляет для единичного столба атмосферы $0,72 \cdot 10^9$ Дж/м², а для всей атмосферы $3,6 \cdot 10^{23}$ Дж.

Внутренняя энергия. Известно, что внутренняя энергия идеального газа (в котором энергия взаимодействия между молекулами мала по сравнению с энергией теплового движения) определяется лишь кинетической энергией движения молекул и является только функцией температуры. Поскольку атмосфера по своим свойствам близка к идеальному газу,

внутренняя энергия единицы массы атмосферного воздуха может быть представлена равенством:

$I = C_v T$, где C_v – удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме.

Для элемента массы dm с площадью dS

$$I = C_v \int_{m_0}^m T dm = C_v \int_{(S)} \rho dS \int_0^z T dz = \frac{C_v}{g} \int_{(S)} \int_{p_0}^p T dS dp,$$

для единичного столба ($dS=1$)

$$I = -\frac{C_v}{g} \int_{p_0}^p T dp = \frac{C_v}{g} \int_p^{p_0} T dp,$$

для единичного столба всей атмосферы

$$I = \frac{C_v}{g} \int_0^{p_0} T dp \quad (5)$$

Внутренняя энергия единичного столба всей атмосферы в среднем составляет $1,7 \cdot 10^9$ Дж/м², а просуммированная по всей атмосфере равняется $8,6 \cdot 10^{23}$ Дж.

Полная потенциальная энергия. Сумма потенциальной и внутренней энергии для единичного столба атмосферы в слое от p_0 до p может быть записана как:

$$L = \pi + I = \left(\frac{R}{g} + \frac{C_v}{g} \right) \int_0^{p_0} T dp - zp,$$

откуда, на основании теоремы Майера

$$C_p - C_v = R,$$

Получим

$$L = \frac{C_p}{g} \int_0^{p_0} T dp - zp = \frac{1}{\gamma_a} \int_0^{p_0} T dp - zp, \quad (6)$$

где $\gamma_a = \frac{g}{C_p}$ – сухоадиабатический градиент.

Величина L называется полной потенциальной энергией или лабильной энергией. Рассматривать потенциальную и внутреннюю энергии вместе как единую форму энергии, предложил Маргулес по той причине, что эти два вида энергии возрастают и убывают одновременно. Величина L широко используется в математических моделях атмосферных процессов. Для единичного столба всей атмосферы:

$$L = \frac{C_p}{g} \int_0^{p_0} T dp, \quad (7)$$

т.е. пропорциональна энтальпии этого столба или, другими словами, его полному теплосодержанию, которое может быть получено при нагревании столба от $T=0$ до T с условием сохранения в нем постоянства давления. Лабильная энергия вертикального столба атмосферы в среднем составляет $2,42 \cdot 10^9$ Дж/м² или $1,22 \cdot 10^{24}$ Дж для всей атмосферы.

4.1.2 Соотношения между отдельными видами энергии

Сравнивая (4) и (5), получим

$$\frac{I}{\pi} = \frac{C_v}{R} = \frac{C_v}{C_p - C_v} = \frac{1}{\kappa - 1}, \quad (8)$$

где κ – показатель адиабаты, равной 1,4, отсюда

$$\frac{I}{\pi} = 2.5.$$

Таким образом, отношение внутренней энергии к потенциальной (или наоборот) для всего столба атмосферы есть величина постоянная. Соотношение (8) носит название *теоремы Дайнса* и обуславливается притоком солнечной радиации и гравитационным притяжением Земли.

Сопоставляя (2) и (7), получим

$$\frac{L}{K} = 2C_p \frac{\int_0^{p_0} T dp}{\int_0^{p_0} \bar{V}^2 dp}$$

Подставляя $C_p = \frac{\kappa - 1}{R\kappa}$, где $\kappa = \frac{C_p}{C_v}$ учитывая, что $\kappa RT = C^2$ (C-скорость звука),

получим:

$$\frac{L}{K} = \frac{2}{\kappa - 1} \frac{\int_0^{p_0} C^2 dp}{\int_0^{p_0} \bar{V}^2 dp} \quad (9)$$

Применим к подынтегральному выражению в (9) теорему о среднем. Тогда

$$\frac{L}{K} = \frac{2}{\kappa - 1} \left(\frac{C}{\bar{V}} \right)^2 \quad (10)$$

Подставляя в (10) $C=300$ м/с, $\bar{V}$ на среднем уровне атмосферы, равной 15 м/с, $\kappa=1.4$, будем иметь:

$$\frac{L}{K} \approx 2000 \quad (11)$$

Из (11) следует, что в обычных метеорологических условиях полная потенциальная энергия расходует на кинетическую энергию и, следовательно, на "питание" движений общей циркуляции атмосферы какую-то долю процента своей величины. Эту долю L, переходящую в K. Лоренц назвал доступной потенциальной энергией.

4.1.3 Средний энергетический уровень

Эмпирические данные показывают, что вблизи изобарической поверхности 400 гПа существует устойчивый уровень, для которого отношение внутренней энергии к потенциальной, а также отношение их временной изменчивости остается такое же, как и для всей атмосферы в целом. Этот уровень, по предложению Борисенкова Е.П., назван средним энергетическим уровнем.

Определим его высоту, используя соотношение

$$\frac{I}{\pi} = \frac{C_v T_{cp}}{g z_{cp}},$$

где T_{cp} и z_{cp} - соответственно, температура и высота среднего энергетического уровня.

Из теоремы Дайнса (8) следует:

$$\frac{C_v T_{cp}}{g z_{cp}} = \frac{C_v}{R}, \text{ откуда}$$

$$z_{cp} = \frac{RT_{cp}}{g} \quad (12)$$

Зависимость (12) характеризуется данными, приведенными в таблице.

Таблица 10

Связь между высотой и температурой среднего энергетического уровня

$T, ^\circ K$	210	220	230	240	250	260	270	280	290
Z, M	6140	6430	6710	7000	7300	7600	7900	8170	8450

Для среднего энергетического уровня характерны следующие свойства:

1. Скорость геострофического ветра эквивалентна средней скорости геострофического ветра для всей толщи атмосферы.

2. Уходящее излучение системы Земля-атмосфера ближе всего соответствует излучению черного тела при T_{cp} .

3. Наблюдается постоянство плотности воздуха, т.е. он совпадает с изопикническим уровнем.

4. Температура среднего энергетического уровня эквивалентна средней температуре столба атмосферы единичного сечения, а его высота соответствует положению центра тяжести этого столба.

Использование среднего энергетического уровня позволяет существенно уменьшить объем исходных данных при исследовании процессов общей циркуляции атмосферы.

4.1.4 Доступная и недоступная потенциальная энергия

Доступной потенциальной энергией (L_d) называется разность между полной потенциальной энергией (энтальпией) заданного состояния (L) и полной потенциальной энергией некоторого условного (эталонного) состояния, полученного из первоначального состояния в результате такого адиабатического перемещения масс воздуха, при котором изобарические поверхности и поверхности равной потенциальной температуры (изэнтропические) совпадают. Выбранное эталонное состояние характеризует недоступную потенциальную энергию (L_H). В этом состоянии система обладает наименьшими запасами потенциальной энергии.

Если в выражении для L заменить T на потенциальную температуру θ , то оно примет вид

$$L = \int_0^\infty C_p T dm = \int_0^\infty C_p \theta \left(\frac{P}{1000} \right)^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} dm \quad (13)$$

Пусть путем адиабатических движений атмосфера перешла в такое положение, когда все параметры состояния сохраняют постоянные значения на данной изэнтропической поверхности. Это означает, что давление воздуха зависит только от θ , т.е. $P = P_*(\theta)$. Лабиальная энергия в этом состоянии достигает минимального значения L_* , которое с учётом (13) запишется в виде

$$L_* = \int_0^\infty C_p \theta \left(\frac{P_*}{1000} \right)^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} dm, \quad (14)$$

где интегрирование распространено на всю атмосферу.

Минимум лабиальной энергии, определённый по (14), носит название недоступной потенциальной энергии L_H , т.е. той энергии, которая не может посредством адиабатических

процессов перейти в кинетическую. Тогда доступную потенциальную энергию L_D можем определить как

$$L_D = L - L_n = \int_0^{\frac{C_p \theta}{1000^{\frac{\kappa-1}{\kappa}}}} \left\{ P^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} - [P_*(\theta)]^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} \right\} dm \quad (15)$$

Путём преобразований последнее выражение сводится к виду

$$L_D = \frac{1}{2} C_p \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}} \right], \quad (16)$$

где σ_T^2 - взвешенное значение дисперсии температуры на изобарических поверхностях, $\bar{\gamma}$ и $\bar{T}$ - средние значения γ и T на тех же поверхностях.

Таким образом, доступная потенциальная энергия, согласно (16), определяется отклонениями температуры воздуха от средних значений на соответствующих изобарических поверхностях, а также стратификацией атмосферы. В тропосфере доступная потенциальная энергия составляет только полпроцента общей потенциальной энергии. Максимум ее приходится на нижнюю тропосферу, где бароклинность большая, с высотой она резко уменьшается. В течение года доступной потенциальной энергии больше всего зимой, при низких значениях общей потенциальной энергии, и меньше всего летом - при высоких значениях общей потенциальной энергии.

Для практических расчетов по формуле (16) целесообразно площадь основания столба атмосферы разбить на N одинаковых элементарных площадок; учесть, что разность $\gamma_a - \bar{\gamma}$ в каждой точке столба атмосферы есть величина постоянная, а значения $\bar{T}$ заменить соответствующими для этого слоя значениями относительного геопотенциала, т.е.

$$\bar{T}_{(P_i - P_{i-1})} = \frac{g}{R} \frac{H_{P_i}^{P_{i-1}}}{\ln \frac{P_i}{P_{i-1}}}, \quad (17)$$

(аналогично можно записать выражение и для T').

В результате получим формулу (для случая деления атмосферы на слои 1000-700, 700-500 и 500-300 гПа):

$$\bar{L}_D = \frac{1}{2N(\gamma_a - \bar{\gamma})} * \sum_{j=1}^N \left\{ \frac{g}{R} \left[\frac{1}{\ln \frac{500}{300}} \int_{p=300 \text{ гПа}}^{p=500 \text{ гПа}} \frac{(H_{500}^{300})^2}{H_{500}^{300}} dp + \frac{1}{\ln \frac{700}{500}} \int_{500}^{700} \frac{(H_{700}^{500})^2}{H_{700}^{500}} dp + \frac{1}{\ln \frac{1000}{700}} \int_{700}^{1000} \frac{(H_{1000}^{700})^2}{H_{1000}^{700}} dp \right] \right\}_j \quad (18)$$

Учитывая, что

$$H_{500}^{300} = H_{300} - H_{500}, H_{700}^{500} = H_{500} - H_{700},$$

$$H_{1000}^{500} = H_{500} - H_{1000}, H_{1000}^{700} = H_{700} - H_{1000}$$

соотношение (18) приводится к следующему алгоритмическому виду:

$$L_{\text{б}} = \frac{10^4 g}{2R(\gamma_a - \gamma)N} * \sum_{j=1}^N \left\{ 2 \left[a_1 \frac{(H'_{300} - H'_{500})^2}{H_{300} - H_{500}} + a_2 \frac{(H'_{500} - H'_{700})^2}{H_{500} - H_{700}} \right] + 3a_3 \frac{(H'_{700} - H'_{500} + H'_{1000})^2}{H_{700} - H_{500} + H_{1000}} \right\} \quad (19)$$

где $a_1 = \ln \frac{5}{3}$; $a_2 = \ln 1.4$; $a_3 = \ln \frac{10}{7}$. Коэффициенты 2 и 3 получены из значений $\Delta p = 200 \text{ гПа} = 2 \cdot 10^4 \text{ кг/мс}^2$ и $\Delta p = 300 \text{ гПа} = 3 \cdot 10^4 \text{ кг/мс}^2$.

Аналогичным образом можно расписать алгоритм для расчёта величины доступной потенциальной энергии для любого слоя атмосферы. В формуле (19) $R = 286,8 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$, $\gamma_a = 0,98 \cdot 10^{-2} \text{ К/м}$, $\gamma = 0,65 \cdot 10^{-2} \text{ К/м}$.

4.1.5 Основной энергетический цикл атмосферы

Фундаментальной проблемой энергетики атмосферы является определение процессов превращения солнечной радиации в кинетическую энергию атмосферных движений. Ясно, что солнечная энергия не может непосредственно превращаться в кинетическую энергию. Кроме того, энергетический цикл в атмосфере протекает не произвольно, а существует определённый порядок в последовательном превращении одного вида энергии в другой. Схематически этот цикл можно представить следующим образом (см. рис. 18).

Поступившая на Землю солнечная радиация со скоростью $\approx 4 \text{ Вт/м}^2$ переходит в доступную лабильную энергию, а последняя с такой же скоростью - в кинетическую. Под влиянием сил поверхностного трения кинетическая энергия возвращается в тепло (внутреннюю энергию). Время полного обновления кинетической энергии атмосферы составляет от 2-х суток до 3-х недель. Этот интервал служит верхней границей продолжительности прогноза по схемам, учитывающим лишь начальное состояние метеорологических полей.

Для того, чтобы выяснить степень участия движений различного масштаба в преобразовании энергии в атмосфере, Э.Лоренц предложил разделить доступную потенциальную энергию на две составляющие, связанные с зональной циркуляцией и с вихрями - *зональную* (ЗДПЭ) и *вихревую* (ВДПЭ) доступную потенциальную энергию. Соответственно, различают кинетическую энергию зональной циркуляции (ЗКЭ) и кинетическую энергию вихрей (ВКЭ).



Рис. 18. Энергетический цикл атмосферы

Переход энергии из одной формы в другую можно проиллюстрировать с помощью графической схемы преобразования энергии (рис. 19). Каждый из 4-х квадратов обозначает вид энергии и её величину. Направление стрелок показывает путь превращения.

В обоих полушариях и в оба сезона основным источником поддержания существующего уровня зональной кинетической энергии служит кинетическая энергия

подвижных и устойчивых вихрей. В каждом полушарии обмен энергии между макротурбулентными и зональными движениями протекает интенсивнее благодаря подвижным вихрям, нежели устойчивым.

В южном полушарии скорость превращения вихревой кинетической энергии в зональную подвижными вихрями значительно больше, чем в северном. В этом также проявляются различия между общей циркуляцией двух полушарий, вызванные иными соотношениями материков и океанов.

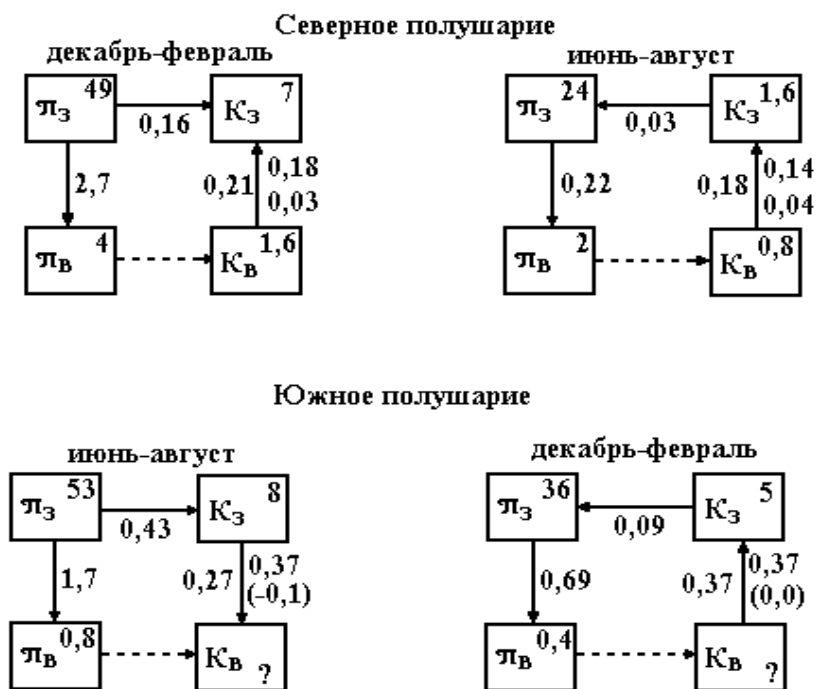


Рис. 19. Схема перехода одной формы энергии в другую в слое 1000-100 гПа. Содержание – в 10^5 Дж/м², скорость перемещения (у стрелок) в Вт/м², скорость превращения ВКЭ в ЗКЭ ($K_B \rightarrow K_3$) отдельно для подвижных вихрей (верх) и устойчивых вихрей (низ). В скобках величины только для 0-30° ю.ш.

Между полушариями есть и существенные различия: запасы потенциальной и кинетической энергии зональных движений в южном полушарии больше, чем в северном, в оба сезона. По расчетам Е.П. Борисенкова, сумма (ЗКЭ+ВКЭ), отнесённая к единице площади, в южном полушарии превышает таковую в северном почти вдвое, а ЗКЭ - втрое. По этой причине скорость зональных движений в южном полушарии всегда больше, особенно, летом.

Зимой в обоих полушариях ЗДПЭ превращается в ЗКЭ, и это происходит под воздействием циркуляционной ячейки Гадлея и, в основном, в тропиках. В умеренных и полярных широтах ДПЭ должна сначала трансформироваться в ВПЭ и, лишь затем превратиться в ВКЭ в результате вертикальной циркуляции бароклинных возмущений. Завершается цикл превращением ВКЭ в кинетическую энергию зонального движения, т.е. атмосферные возмущения поддерживают среднее зональное течение. Как только возмущение ослабевает, оно передаёт свою кинетическую энергию основному зональному потоку, где постепенно превращается во внутреннюю энергию вследствие трения о земную поверхность.

4.2 Практическая часть

Задание.

Изучив теорию и, используя исходные данные (таблица 11), провести для своего варианта расчет энергетических характеристик атмосферы: кинетической, потенциальной, внутренней, лабильной энергий для всего столба атмосферы, проверить соотношения между ними. Оценить запас доступной потенциальной энергии. Дать сравнительный анализ полученных результатов.

Таблица 11

Исходные данные для расчета доступной потенциальной энергии ($\bar{H}$, H'), потенциальной и внутренней (Т), кинетической (V) энергий для всего столба атмосферы.

Вариант	Уровни, гПа									
	300	500	700	500/1000	300	500	700	500/1000		
	$\bar{H}$, гп.м				H' , гп.м				Т, °С	V, м/с
1	9000	5000	3000	4900	+10	+30	+50	+50	+20	10
2	9000	5000	3000	4900	+15	+35	+46	+45	+18	11
3	9000	5000	3000	4900	+20	+40	+37	+40	+16	12
4	9000	5000	3000	4900	+25	+45	+42	+35	-21	13
5	9000	5000	3000	4900	+30	+50	+47	+30	-19	14
6	9000	5000	3000	4900	+35	+10	+16	+25	-17	15
7	9000	5000	3000	4900	+40	+15	+34	+20	-15	16
8	9000	5000	3000	4900	+45	+20	+46	+15	+15	17
9	9000	5000	3000	4900	+50	+25	+30	+10	+17	10
10	9000	5000	3000	4900	+12	+37	+35	+50	+19	11
11	9000	5000	3000	4900	+17	+42	+40	+45	+21	12
12	9000	5000	3000	4900	+22	+47	+45	+40	-16	13
13	9000	5000	3000	4900	+27	+16	+50	+35	-18	14
14	9000	5000	3000	4900	+32	+34	+10	+30	-20	15
15	9000	5000	3000	4900	+37	+46	+15	+25	-22	16
16	9000	5000	3000	4900	+42	+12	+20	+20	+20	17
17	9000	5000	3000	4900	+47	+17	+25	+15	+17	10
18	9000	5000	3000	4900	+16	+22	+16	+10	-17	11
19	9000	5000	3000	4900	+34	+27	+34	+50	-22	12
20	9000	5000	3000	4900	+46	+32	+12	+45	-19	13

Рекомендации по выполнению задания

Принять в расчетных формулах

$$P_0 = 1000 \text{ гПа} = 10^5 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}^2$$

Т – в градусах Кельвина.

Вопросы для самоконтроля

1. Почему при исследовании ОЦА возможно рассматривать потенциальную и внутреннюю энергию как один вид энергии?
2. Что выражает теорема Дайнса?
3. Что понимается под средним энергетическим уровнем атмосферы? Каковы его свойства?
4. Каковы причины выделения доступной потенциальной энергии как отдельного вида энергии?
5. Назовите три основных этапа энергетического цикла в атмосфере.
6. Поясните смысл зональной и вихревой составляющих потенциальной и кинетической энергии атмосферы.

Рекомендуемая литература

1. Борисенков Е.П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 167 с.
2. Ван-Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 327 с.
3. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С.158-186.
4. Юргенсон А.П. Математическое моделирование атмосферных процессов. Л.: Изд. ЛПИ, 1979. С. 66-79.

Лабораторная работа № 5. Геодинамические показатели ОЦА

Цель работы

Ознакомление с существующими количественными геодинамическими показателями ОЦА и возможностью их использования в прогностических целях.

В качестве объективных показателей состояния глобальной циркуляции обычно используют характеристики Центров действия атмосферы, Планетарной высотной фронтальной зоны, зонального переноса, угловой скорости вращения Земли, индексы Северного и Южного колебаний и т.д., информация по которым регулярно публикуется в [1].

В лабораторной работе состояние глобальной циркуляции оценивается и анализируется с привлечением таких показателей, как момент импульса зональных ветров, результирующий зональный перенос, угловая скорость вращения Земли, индекс Южного колебания. В теоретической части дается характеристика выбранных показателей и особенности их межгодовой динамики со второй половины XX века.

5.1 Теоретическая часть

Момент импульса зональных ветров (h) характеризует интенсивность зональной циркуляции атмосферы и рассчитывается по формуле:

$$h = \int_V u R \cos \varphi \rho dv,$$

где u - скорость зонального ветра, R - радиус Земли, φ - широта, ρ - плотность воздуха, V - объём, занятый атмосферой. Методика расчёта h приводится в [2]. В России оперативно вычисляется характеристика δh - отклонение момента импульса атмосферы от среднегодового значения по соотношению:

$$\delta h = -Hv, \text{ где}$$

$$H = 586 \cdot 10^{31} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1} - \text{момент импульса Земли (включая гидросферу), а } v = \frac{\omega - \Omega}{\omega} -$$

$$\text{относительное отклонение угловой скорости } \omega \text{ вращения Земли от эталонной } \Omega = \frac{2\pi}{86400 \text{ с}}.$$

По многолетним аэроклиматическим данным о ветре в атмосфере среднегодовая величина h составляет $128 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$.

Как показал анализ среднееголетних δh , исключительно отрицательные значения наблюдаются в июле-октябре (таблица 12), а положительные – в ноябре, декабре, апреле, мае.

Таблица 12

Среднееголетние характеристики δh (в $10^{23} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$)

δh	месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Норма	116	116	69	157	216	49	-310	-428	-387	-28	189	216
Стандарт	93	121	114	70	58	54	57	77	66	62	83	62

Июнь и октябрь – месяцы, близкие к норме, а январь, февраль и март – месяцы значительных колебаний δh как в сторону увеличения интенсивности зональной циркуляции, так и в сторону её ослабления. Кроме того, h принимает максимальные значения в ноябре и мае, т.е. зональный западный перенос ярко выражен и интенсивен, а минимальные – в августе и феврале, когда этот перенос ослабевает в наибольшей степени и,

соответственно, велика повторяемость восточных потоков, меридиональных процессов. Февральский минимум – вторичный и испытывает значительные колебания от года к году. Максимумы в ноябре и мае стабильны и с небольшой межгодовой амплитудой. Из рисунка 20г, где представлен ход среднегодовых величин δh видно, что наименьшие значения наблюдались в 1948, 1950, 1953, 1954 и 1984 годах, максимальные – в 1983, 1987 и 1997 годах. В 1997 и 1983 годах интенсивность зональной циркуляции были экстремально высокой, соответственно в 2 – 2,5 раза выше среднеемноголетних значений.

Результирующий зональный перенос массы воздуха в двенадцатикилометровом слое нижней экваториальной стратосферы является объективным критерием режима квазидвухлетней цикличности и представляет собой величину потока массы через меридиональное сечение экватора шириной 1 м. и высотой от 19 до 31 км. (т.е. от 66,63 до 10,07 гПа). Рассчитывается с помощью временных разрезов, построенных по данным радиозондовых и ракетных наблюдений на экваторе по формуле:

$$n = \frac{1}{g} \int_{P_{19}}^{P_{31}} V dP = \frac{1}{g} \sum_{66.63 \text{ гПа}}^{10.07 \text{ гПа}} V_p \Delta P,$$

где ΔP - разность давления, а V_p - средняя скорость (м/с) ветра между соседними изотаксами на разрезе.

Вначале вычисляется западный и восточный переносы, а затем - результирующий. Величины Π за 1954-95 гг. приводятся в [1]. Максимальный результирующий зональный перенос (положительный – западный, отрицательный - восточный) является примерной границей между фазами квазидвухлетнего цикла.

Восточный перенос, как следует из данных рисунка 20в, является основным в экваториальной стратосфере, почти в 2-3 раза превышающий по интенсивности западный. Кроме того, в отдельные годы квазидвухлетняя цикличность проявляется только в ослаблении и усилении восточных ветров (без смены направления). Установлено, что максимальный результирующий западный перенос массы воздуха приходится на июль-август, восточный – на сентябрь-октябрь. Восточная фаза цикла длится около 15 месяцев, западная – около 9. В связи с этим смена направлений не приурочена к какому-то конкретному месяцу года. Так, смена направления ветров (фаз циклов) приходилась на март 1990 г., апрель 1991 г., октябрь 1992 г., июнь 1993 г., декабрь 1994 г., октябрь 1995 г.

Наиболее интенсивной восточная фаза цикла была в 1984 г. ($-9325 \cdot 10$ кг/м*сек) и в 1965 ($-7201 \cdot 10$ кг/м*сек), а также в 1956, 1965, 1968, 1979, 1984, 1989 гг., когда результирующий перенос превышал $6000 \cdot 10$ кг/м*сек. Западная фаза была наиболее интенсивной (более $2000 \cdot 10$ кг/м*сек) в 1955, 1957, 1969, 1971, 1978, 1980, 1985, 1990 гг.

Южное колебание – глобальное явление обмена воздухом между Восточным и Западным полушарием. Центрами противофазных колебаний атмосферного давления являются районы Индонезии и Австралии, с одной стороны, и Южно-Тихоокеанского антициклона с другой стороны. Индекс Южного колебания (SOI) рассчитывается по величинам атмосферного давления на станциях Дарвин ($\varphi = 12^\circ$ ю.ш., $\lambda = 131^\circ$ в.д.) и Таити ($\varphi = 17^\circ$ ю.ш., $\lambda = 150^\circ$ з.д.). Находится разность δ_{gm} нормализованных аномалий давления

на этих станциях:

$$\delta_{gm} = \left(\frac{P_{gm} - P_m}{\sigma_m} \right)_{\text{Таити}} - \left(\frac{P_{gm} - P_m}{\sigma_m} \right)_{\text{Дарвин}}$$

Здесь P_{gm} - фактическое давление, P_m - средняя многолетняя величина (норма), σ_m - стандартное отклонение давления m-ого месяца, g и m – год и месяц. Затем вычисляется индекс Южного колебания:

$$SOI_{gm} = \frac{\delta_{gm}}{\sigma}, \text{ где } \sigma - \text{стандартное отклонение всех величин } \delta_{gm} \text{ за период 1951-80}$$

гг.

$$SOI_{gm} = \frac{\delta_{gm}}{\sigma}, \text{ где } \sigma - \text{стандартное отклонение всех величин } \delta_{gm} \text{ за период 1951-80}$$

гг.

Южное колебание порождает такие явления как Эль-Ниньо и Ла-Ниньо [3], влияет на муссонную деятельность в Индии и Юго-Восточной Азии и, несомненно, играет существенную роль в ОЦА.

Явление Эль-Ниньо характеризуется крупными положительными аномалиями температуры в восточной части Тихого океана, индекс SOI принимает отрицательные значения. Положительные значения SOI соответствуют развитию явления Ла-Ниньо, когда в указанном районе наблюдаются отрицательные аномалии температуры воды. В настоящее время имеется непрерывный ряд SOI за последние 145 лет [1,4,5]. Явления обычно развиваются в течение лета, достигая зрелой фазы зимой и завершаясь весной следующего года. На рисунке 20а представлена динамика индекса SOI с 1935 г. Видно, что в 1940-41 гг., после бурного проявления Эль-Ниньо, наступил период равномерного временного распределения обоих явлений с трендом на усиление интенсивности Ла-Ниньо, которое достигло пика своей интенсивности в 1951, 1975-76 и 2010 гг., после чего, очевидно, началась фаза усиления Эль-Ниньо.

Скорость вращения Земли принято характеризовать безразмерной величиной

$$v = \frac{\omega - \Omega}{\omega} = -\frac{T - \Pi}{\Pi}, \text{ где } T - \text{длительность земных суток, } \Pi - \text{длительность атомных}$$

суток, равная 86400 сек., $\omega = \frac{2\pi}{T}$ и $\Omega = \frac{2\pi}{\Pi}$ - угловые скорости, соответствующие земным и атомным суткам.

Неравномерность суточного вращения Земли обусловлена процессами, протекающими в атмосфере и гидросфере, что используется при решении научных и практических задач гидрометеорологии. Средние за 5 дней месячные значения v рассчитаны с 1955 г. и опубликованы в [4]. На рисунке 20б приводится многолетний ход v , из которого следует, что с 1957 по 1961 г. вращение Земли ускорялось, а с 1962 по 1972 г. замедлялось, с 1973 по 1988 г. – снова ускорялось. Быстрое замедление вращения Земли, закончившееся в 1972 году, началось в 1935 г. Ускорение, начавшееся в 1973 г., продлилось до 2010 гг. Замедление вращения в 1989-94 гг., очевидно, является кратковременной флуктуацией [1].

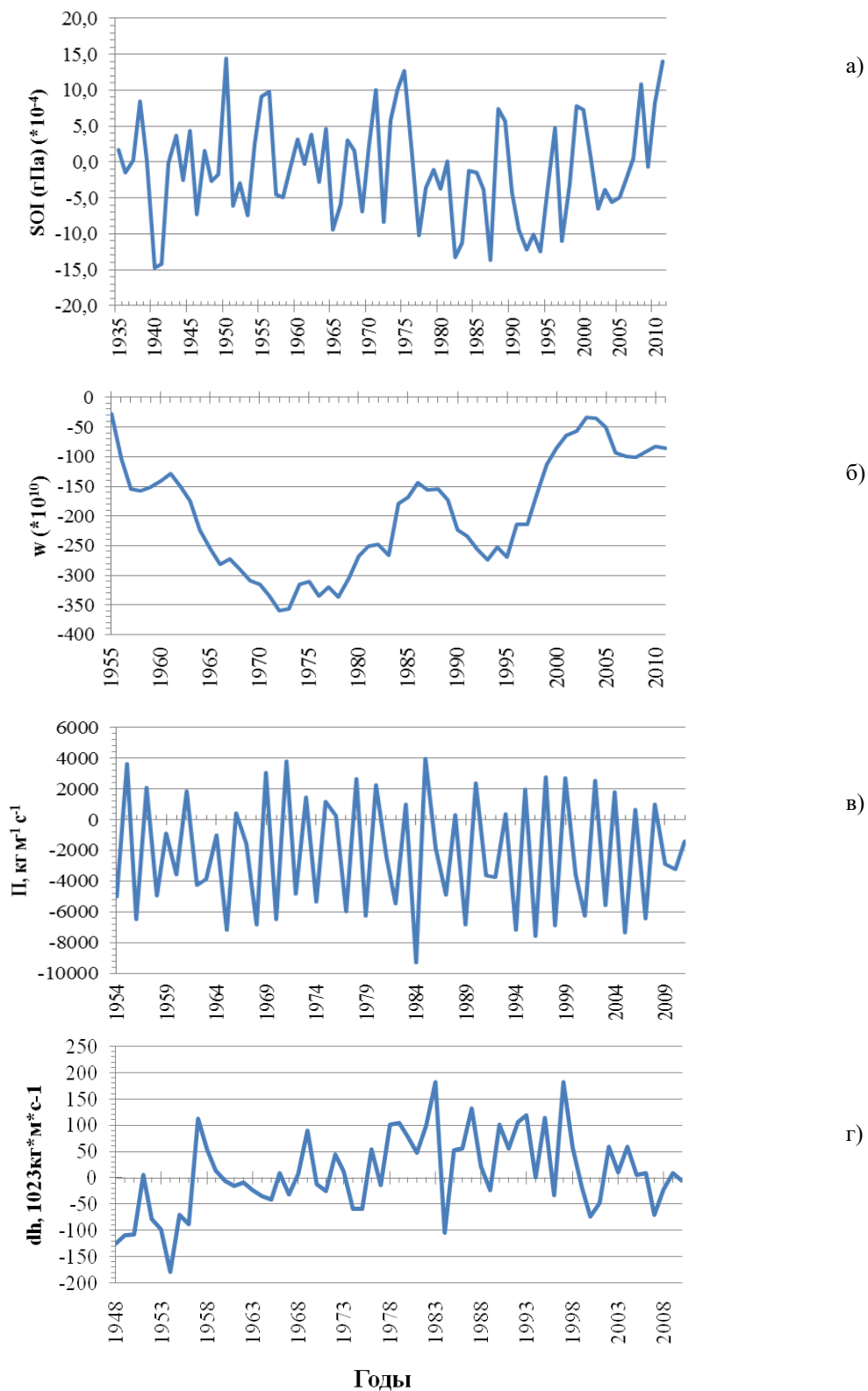


Рис. 20. Среднегодовые значения индекса Южного колебания (а), изменения угловой скорости вращения Земли (б), результирующего зонального переноса (в), момента импульса зональных ветров (г)

Угловая скорость вращения Земли, также как и момент импульса зональных ветров, имеет сезонные колебания, достигая максимальных значений в январе и июле, минимальных – в апреле и ноябре. Вторичный максимум меньшей интенсивности наблюдается в феврале.

Кроме того, наблюдается квазидвухлетняя цикличность январских и шестилетняя цикличность июльских максимумов.

5.2 Практическая часть

На основе исходных данных, представленных в Приложениях 5.1 – 5.4, заимствованных из [6 и 7], выявить закономерности в ходе δh , SOI, v , и P в месяцы, рекомендованные преподавателем. Полученные результаты представить в виде отчета (графиков) в электронном виде.

Вопросы для самоконтроля

1. Приведите одно или несколько существующих определений ОЦА.
2. Перечислите основные объекты ОЦА.
3. Что характеризует момент импульса зональных ветров и каковы основные особенности его распределения во второй половине XX века?
4. Какой показатель ОЦА указывает на наличие квазидвухлетних колебаний в направлении основного переноса в экваториальной стратосфере?
5. Дайте характеристику процессов в атмосфере и океане при осуществлении ЭНЮК.
6. Какие метеорологические величины входят в индекс SOI?
7. Осуществлению каких циркуляционных процессов способствует увеличение скорости вращения Земли?

Рекомендуемая литература

1. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие. // Бюллетень. 1986-1990, 1991-1995 гг. Обнинск, 1992, 1997. 124 с., 134 с.
2. Сидоренков Н.С., Свиренко П.И. Мониторинг момента импульса зональных ветров атмосферы // Труды Гидрометцентра СССР. – 1991. – Вып.316. – С.19-25.
3. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. // Труды Гидрометцентра СССР. – 1989. – Вып.322. – 96 с.
4. Allan R.J., Nicholls N., Jones P.D., Butterworth I.J., A Further Extension of the Tahiti-Darwin SOI, Early ENSO and Darwin Pressure // J. Climate. – 1991. – v.4.2, P.743-749.
5. Ropelewski C.F., Jones P.D. An Extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index // Mon.ea.Rev. – 1987. - v.115. – P.2161-2165.
6. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/> <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>
7. <https://www.meteo.ru>
8. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья. // Метеорология и гидрология. 2002, № 8. С.24-35.
9. Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Циркуляция атмосферы в тропиках: климат и изменчивость. М.: МаксПресс. 2005. 607 с.

Приложение 5.1 - Отклонения δh средних месячных величин момента импульса зональных ветров от среднегодовых значений $\delta h \cdot 10^{23}$

кг*м*с⁻¹

Год	Месяц												dh
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1948	41	35	67	-24	-83	66	406	524	492	151	-50	-62	-125
1949	39	36	73	-19	-81	66	405	522	497	154	-45	-65	-110
1950	44	34	70	-31	-86	68	408	524	499	160	-43	-62	-107
1951	36	30	86	-2	-61	80	410	546	511	174	-33	-56	6
1952	37	36	78	-13	-78	61	398	520	495	165	-33	-47	-79
1953	38	21	62	-15	-78	67	407	535	501	163	-43	-62	-98
1954	30	27	73	-18	-86	64	394	509	485	149	-50	-78	-179
1955	31	27	84	-11	-72	71	410	524	494	164	-33	-60	-70
1956	32	39	81	-9	-79	61	407	523	490	155	-38	-54	-88
1957	48	47	103	3	-54	96	430	546	522	178	-23	-47	113
1958	62	49	94	7	-54	81	420	527	503	168	-37	-43	53
1959	48	33	77	-16	-66	81	427	529	513	178	-28	-45	15
1960	44	34	92	3	-62	71	408	527	497	171	-30	-49	-6
1961	38	27	88	-14	-64	81	424	543	500	164	-37	-55	-15
1962	37	33	85	1	-56	75	418	529	502	168	-33	-56	-9
1963	23	15	72	-4	-65	81	415	543	514	174	-30	-53	-24
1964	51	39	85	-10	-64	80	411	522	496	163	-35	-67	-35
1965	31	26	81	-7	-69	79	412	532	508	170	-34	-65	-41
1966	40	29	76	3	-57	75	415	541	515	181	-31	-62	10
1967	31	30	83	-1	-64	73	416	531	501	163	-36	-51	-31
1968	30	40	71	5	-66	78	417	547	514	166	-27	-53	7
1969	43	48	102	11	-57	89	426	536	526	179	-28	-54	90
1970	58	49	95	3	-70	74	410	519	495	165	-33	-66	-12
1971	33	14	73	-7	-61	79	420	535	509	175	-24	-63	-25
1972	41	42	90	7	-55	89	428	538	513	166	-38	-54	45

Приложение 5.1 (продолжение)

1973	38	43	84	-6	-67	84	424	538	516	169	-27	-67	13
1974	20	16	75	-4	-63	78	414	543	501	163	-33	-67	-59
1975	29	31	75	-11	-71	74	411	532	501	171	-34	-65	-59
1976	31	27	87	6	-52	80	426	539	528	191	-31	-53	55
1977	38	20	77	-1	-66	73	410	526	517	176	-30	-42	-13
1978	52	67	100	9	-52	79	419	541	512	177	-24	-45	101
1979	63	47	93	14	-51	88	429	549	513	183	-37	-53	104
1980	52	40	85	2	-58	86	428	542	524	182	-26	-50	78
1981	44	34	102	15	-53	94	411	538	508	172	-37	-57	48
1982	38	36	80	9	-56	98	432	542	528	181	-20	-35	100
1983	75	81	122	23	-48	103	426	548	511	170	-22	-57	182
1984	22	11	73	-12	-76	66	402	533	509	168	-40	-67	-104
1985	39	24	91	1	-58	93	416	535	514	189	-19	-49	52
1986	42	45	75	4	-56	79	427	545	520	186	-32	-55	56
1987	41	46	102	7	-61	94	430	547	532	189	-16	-39	132
1988	49	56	94	13	-55	80	408	526	498	170	-30	-69	22
1989	27	23	74	-10	-67	80	417	537	502	173	-21	-49	-23
1990	36	57	97	12	-59	91	426	552	519	182	-25	-53	101
1991	49	46	90	4	-59	92	420	534	521	160	-30	-46	56
1992	57	48	106	19	-58	86	418	550	512	176	-30	-44	106
1993	57	54	95	19	-48	96	426	548	516	180	-30	-56	120
1994	39	34	84	-2	-63	72	413	528	519	170	-35	-45	1
1995	57	49	103	14	-51	95	420	536	519	173	-23	-42	114
1996	28	26	83	-3	-63	83	417	525	504	166	-36	-56	-33
1997	43	26	107	21	-45	99	437	563	539	197	-10	-45	182
1998	60	68	107	15	-45	76	404	522	501	169	-27	-67	58
1999	32	33	72	-4	-68	84	415	539	505	169	-28	-57	-18

Приложение 5.1 (продолжение)

2000	33	23	66	-14	-72	70	412	534	500	168	-37	-58	-74
2001	21	26	79	-16	-66	65	412	535	501	173	-30	-43	-47
2002	42	47	89	-4	-52	77	431	539	513	175	-33	-39	60
2003	51	41	90	0	-66	74	412	538	511	173	-37	-61	11
2004	55	41	86	5	-58	82	417	549	507	175	-25	-49	60
2005	49	61	98	3	-61	76	406	530	503	159	-39	-65	6
2006	26	38	80	-4	-60	74	428	539	513	181	-34	-56	10
2007	50	38	75	1	-64	73	410	510	497	153	-43	-71	-70
2008	36	28	68	-10	-64	76	418	533	513	171	-26	-56	-22
2009	33	23	82	3	-58	89	417	539	511	170	-35	-50	9
2010	43	59	88	12	-59	69	400	525	495	172	-35	-63	-6
δ_{сер.многолет.}	41	37	85	0	-62	80	416	535	509	171	-32	-55	

Приложение 5.2 - Индекс Южного колебания SOI (увеличен в 10 раз).

Год	Месяц												SOI _{ср.}
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1935	7,6	-6,4	12,9	2,8	-3,9	-2,2	0,1	1	5,8	7,3	1,9	-6,1	1,7
1936	-2,9	-1,4	-0,2	5,9	3,8	-3	3,3	-10,1	2,2	-0,7	-13,7	-0,8	-1,5
1937	10,8	-8,2	5,6	0,7	-0,6	1,4	-5,4	1,3	0,7	-4,5	-5	6,2	0,3
1938	8,8	3,9	-5,2	3,2	10,2	13,5	18,14	10,6	8,9	13,1	0	16,2	8,4
1939	21,1	8,6	11,1	7,2	-1	-1,8	8,1	-2,5	-10,7	-16,7	-9,8	-12,2	0,1
1940	-0,2	-8,1	-13,4	-6,5	-11,6	-16,8	-16,1	-19	-20,1	-18,9	-8,4	-38,1	-14,8
1941	-13,6	-21,7	-14,1	-8,5	-5,5	-12,3	-20,2	-20,1	-9	-22,4	-10,5	-11,7	-14,1
1942	-17,8	-6,9	-8,2	-4	3,6	5,1	-1,6	2,3	8,6	7,3	-5,7	16,1	-0,1
1943	11,9	12,1	3	10,3	2,1	-7,4	2,1	6,2	5,3	8	2,2	-12,2	3,6
1944	-11,9	3,8	5,1	-4,1	-0,8	-4,1	-9,1	2,3	2,6	-10,2	-8	3,5	-2,6
1945	6,1	6,9	13,4	-5,3	-0,3	5,1	3,1	10,3	9	1,5	-4,6	7,2	4,4
1946	-4,4	3,9	-3,6	-7,3	-9,3	-8,6	-10,5	-5,6	-17,5	-13,9	-2,6	-8,5	-7,3
1947	-7,2	-7,5	12	-3,7	-10,9	0,9	8,9	5,4	12,1	-3,4	7,4	5	1,6
1948	-4,6	-5,5	-6,7	1,9	2,8	-4,9	0	-6,1	-8,6	5,1	2,5	-8,3	-2,7
1949	-10,5	0,6	4,4	1,1	-4,9	-10,4	-2,3	-5,6	1,7	4,1	-7,3	7,6	-1,8
1950	5,3	21	19	11,8	5,6	19,7	20,2	10,8	6,9	16,4	9,9	26,9	14,5
1951	16,7	6,3	-8,3	-6,4	-10,5	-3	-14	-7	-13	-14,1	-9,7	-9,7	-6,1
1952	-12,1	-11,1	0,2	-5,3	5,8	4,8	4,2	-4	-2,7	1,6	-1,4	-15,8	-3,0
1953	2,4	-9,7	-8,5	-0,8	-22,3	-3	-1,3	-18,9	-14,7	-2	-3,9	-6,8	-7,5
1954	6,1	-7,1	-3,4	3,9	2,5	-3,1	2,6	8,1	1,8	0,6	1,2	14,7	2,3
1955	-6,8	17,5	0,7	-4,7	8,7	10,6	16,7	12,5	15,1	15	13,6	10,7	9,1
1956	13,9	14,6	9,3	7,5	13,1	8,2	10,6	9,3	0,2	18,5	1,1	10,4	9,7
1957	6,1	-4,9	-4	0,2	-10,3	-2,4	0,9	-10,2	-10,8	-1,6	-12,2	-5	-4,5
1958	-23,1	-9,8	-3,2	1,2	-9	-1,5	2,6	6	-4,3	-2,5	-6	-8,7	-4,9
1959	-12,4	-19,5	8,7	1,9	2,6	-5,5	-4,7	-5,7	-0,2	3,2	9,8	8,7	-1,1
1960	0,2	-2,8	5,5	6,3	3,1	-3	4	5,2	7	-1,3	5,6	7,9	3,1

Приложение 5.2 (продолжение)

1961	-4,6	7,6	-26,1	7,2	1	-3,5	1	-1,1	1,2	-6,7	5,9	14,9	-0,3
1962	21,9	-5,7	-3,1	1,6	9,1	2,5	-1,3	3,6	6	9,4	2,8	-1,2	3,8
1963	10,5	3,7	6,6	5	2	-8,5	-2,1	-4,7	-6,3	-15	-9,9	-14,8	-2,8
1964	-5,3	-1,9	7,5	11,2	0,7	4,6	5,1	12,9	13,6	12,5	0	-5,7	4,6
1965	-7	0,1	2,1	-10,1	-0,3	-10,8	-23,4	-12,6	-15,2	-13	-22,1	-0,2	-9,4
1966	-17	-7,3	-18	-6,1	-7	0,6	-2,3	2	-2,7	-3,7	-2,1	-7	-5,9
1967	19,2	15,8	7,6	-1,9	-3	4,2	0,8	4,6	5,5	-1,9	-5,4	-8,8	3,1
1968	3,7	10,2	-5,7	-2,3	10,8	8	6,7	-1,9	-3,9	-3,8	-4,9	1,4	1,5
1969	-19,1	-11,4	0,2	-7	-5,6	-1,6	-8	-6,2	-12	-13,4	-2	2,5	-7,0
1970	-14,6	-16,3	0,3	-4,1	0,8	6,5	-5,8	2,3	12,1	8,3	18,1	20,1	2,3
1971	2,5	19,1	20,7	17,2	7,2	1,1	0,7	13,3	16,3	17,1	5,5	0,7	10,1
1972	3,8	8,3	0,7	-3,9	-20,8	-10,8	-19	-10	-15,7	-12,3	-4,3	-15,9	-8,3
1973	-4,6	-19,7	1,5	-2	2,1	8,1	5,2	10,6	14	6,2	29,1	20	5,9
1974	26,6	19,7	21,8	8,4	8,8	0,8	11,9	5	12,5	8	-2,7	0,1	10,1
1975	-7,7	5,8	11,8	10,5	4,6	10,9	20,6	19	24	16,8	13,2	22,8	12,7
1976	14,7	15,6	13,3	1	2	-1	-11,7	-13,1	-13,5	2,2	7,2	-6,2	0,9
1977	-6,6	10,5	-13	-7,8	-8,8	-15	-15,2	-13,3	-9,6	-14,4	-15,4	-14	-10,2
1978	-4,2	-35,2	-7,8	-6,1	12,6	2,9	4,1	0,3	0,3	-7,2	-0,7	-2,5	-3,6
1979	-6,5	7,8	-5,3	-4,3	3	3,6	13,2	-6,3	1	-3,8	-6	-9,9	-1,1
1980	3,2	-0,3	-12,1	-10,2	-2,9	-4,4	-2,2	0,3	-5,7	-2,7	-4,7	-2,6	-3,7
1981	2,2	-6,3	-20,7	-4,2	6,6	10,3	7,6	3,8	3,5	-7,1	0,9	4,7	0,1
1982	12	-0,7	0,4	-1,5	-6,5	-16,2	-19,3	-24,6	-22	-22,1	-31,2	-27,9	-13,3
1983	-42,1	-46,3	-34,4	-13,3	4,5	-3,3	-8,2	-2	10,4	2,5	-1,8	-0,7	-11,2
1984	1,2	5,8	-9,1	1,8	-0,3	-8	0,4	0,4	1,7	-6,3	2,6	-4,2	-1,2
1985	-5,8	10,4	1,8	6,7	-2,2	-12,5	-6,4	3,4	-4	-7,2	-3	1,5	-1,4
1986	9,2	-16,4	-0,4	0,7	-5,4	6,7	1,5	-9,5	-6	5,3	-15	-17,8	-3,9
1987	-9,3	-18,8	-20,3	-18,5	-17,3	-17,2	-18,5	-15	-11,9	-7	-2,8	-6,9	-13,6
1988	-1,8	-8,7	7,3	-2,2	8	-3,7	10	13,7	19,5	13,6	20,6	12,2	7,4

Приложение 5.2 (продолжение)

1989	16,8	11	6,9	14,4	11,6	5	8,4	-7,6	5,6	6,1	-3,5	-7,1	5,6
1990	-2,2	-24,2	-11,6	-0,4	10,4	-0,5	4,8	-6,2	-8,1	-2,3	-6,6	-4,4	-4,3
1991	6	-0,9	-13,7	-10,1	-15,3	-5,3	-2,1	-8,6	-17,9	-14,9	-8,1	-22,3	-9,4
1992	-34,1	-14,1	-29,6	-14,2	0,3	-11,6	-6,8	0	0,1	-19,5	-8,4	-8,5	-12,2
1993	-12,1	-12,7	-10,8	-16	-6,3	-13,5	-11,3	-14,6	-8	-15,2	-0,8	0,6	-10,1
1994	-2,9	-0,9	-13,7	-17,6	-10,4	-9,4	-18,2	-18	-18,5	-15,9	-8,3	-15,4	-12,4
1995	-6,1	-4,9	2,3	-12,9	-7,3	-2,2	3,4	-0,4	3,1	-2,9	-0,2	-8,4	-3,0
1996	10,4	-0,4	5,6	5,9	1,5	10	5,9	3,2	6,3	2,9	-1,7	7,1	4,7
1997	5,2	16	-11,5	-11,8	-18,3	-19,7	-9,6	-20,5	-15,3	-19,1	-15,3	-12,5	-11,0
1998	-32,6	-26,7	-35,1	-18,8	0,5	6,6	13,8	8,6	11,5	10	10,3	15,1	-3,1
1999	19,9	10,1	8,4	14,2	1,4	-0,2	4,3	1,2	-0,6	8,3	11,3	14,8	7,8
2000	6,2	16,1	9,6	12,7	3,1	-5,2	-4,3	3,7	10,4	8,5	19,8	7,4	7,3
2001	11,7	13,5	6,4	0	-7,1	0	-3,5	-10,2	1,1	-3,6	5,5	-12,8	0,1
2002	3,2	8,9	-7,4	-2,9	-11,8	-6,1	-7,4	-15,9	-8,1	-9,2	-6,9	-14,2	-6,5
2003	-3,5	-12	-9,6	-3,9	-6,1	-10,7	2,4	-3,1	-2,6	-3,4	-4,5	10,7	-3,9
2004	-16,3	10,1	-1,9	-11,8	10,5	-12	-7,2	-8,8	-2,9	-5	-10,4	-11,7	-5,6
2005	1,6	-41,1	-1,2	-8,3	-11,6	0,7	0,4	-8,1	3,8	10,2	-4,3	-0,4	-4,9
2006	15,9	-1,2	14,25	11	-7,8	-5,3	-8,9	-16,8	-5,5	-16,7	-2,2	-4,5	-2,3
2007	-10,8	-5,2	-3,4	-2	-2,1	2,3	-4,4	1,6	0,9	4,3	7,8	16,5	0,5
2008	17,9	27,1	13	3,6	-3,1	3,1	1,8	8,2	14,8	13,2	15,2	15,4	10,9
2009	11,8	18,2	-1,1	6,6	-4,5	-2,9	1	-6,5	3,5	-16,7	-8	-10,2	-0,7
2010	-15,1	-21,3	-14	12	7,8	0,6	19,7	17,5	26,1	17,7	14,7	32,3	8,2
2011	25,8	28,5	23,5	19,6	2	-0,6	10,2	1,1	12,6	6,3	12,1	27,1	14,0
SOI_{ср.многолет}	-0,3	-1,2	-1,5	-0,7	-1,2	-1,9	-0,5	-1,9	0,0	-1,5	-1,0	-0,4	

Приложение 5.3 - Среднемесячные отклонения угловой скорости вращения Земли от эталонной в безразмерных единицах, увеличенных в 10^{10} раз и отнесенных к началу месяца.

Год	Месяц												Вср.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1955	0	0	0	0	0	0	0	2	-42	-75	-108	-102	-125
1956	-81	-119	-130	-117	-130	-86	-40	-40	-67	-104	-152	-159	-110
1957	-156	-138	-183	-162	-188	-163	-106	-95	-109	-171	-186	-204	-107
1958	-186	-194	-197	-222	-179	-154	-88	-61	-103	-152	-182	-176	6
1959	-183	-182	-185	-165	-157	-125	-84	-71	-110	-167	-206	-182	-79
1960	-168	-167	-169	-196	-160	-124	-66	-53	-95	-141	-174	-168	-98
1961	-146	-146	-165	-161	-142	-120	-60	-75	-105	-120	-141	-161	-179
1962	-162	-150	-177	-165	-192	-146	-72	-80	-100	-164	-199	-198	-70
1963	-152	-124	-149	-206	-202	-184	-112	-102	-148	-216	-252	-243	-88
1964	-254	-240	-246	-244	-254	-222	-140	-127	-174	-241	-272	-273	113
1965	-245	-241	-266	-302	-279	-250	-194	-181	-226	-282	-307	-292	53
1966	-271	-289	-288	-318	-324	-271	-200	-206	-263	-306	-328	-306	15
1967	-277	-277	-300	-317	-329	-262	-201	-199	-229	-267	-312	-304	-6
1968	-292	-303	-308	-312	-306	-284	-218	-234	-275	-301	-311	-321	-15
1969	-289	-301	-351	-357	-350	-304	-242	-227	-276	-332	-336	-335	-9
1970	-338	-332	-364	-369	-356	-298	-248	-217	-251	-318	-351	-338	-24
1971	-305	-296	-314	-373	-373	-338	-275	-279	-307	-366	-418	-378	-35
1972	-331	-380	-391	-407	-402	-369	-301	-299	-306	-375	-374	-384	-41
1973	-368	-373	-392	-411	-391	-352	-285	-282	-313	-354	-380	-369	10
1974	-310	-302	-343	-348	-383	-318	-240	-240	-273	-325	-357	-344	-31
1975	-306	-332	-330	-350	-345	-298	-245	-228	-263	-320	-368	-342	7
1976	-311	-337	-340	-385	-382	-334	-261	-272	-300	-382	-378	-347	90
1977	-325	-311	-333	-369	-370	-305	-231	-220	-288	-352	-367	-360	-12
1978	-370	-371	-398	-397	-374	-322	-236	-232	-289	-328	-360	-357	-25
1979	-338	-336	-343	-356	-349	-293	-243	-229	-252	-299	-313	-298	45

Приложение 5.3 (продолжение)

1980	-292	-286	-283	-301	-298	-248	-199	-189	-234	-290	-304	-283	-267
1981	-273	-265	-289	-309	-301	-251	-178	-165	-199	-251	-274	-253	-251
1982	-258	-238	-264	-288	-285	-240	-184	-164	-231	-271	-271	-284	-248
1983	-295	-348	-342	-336	-302	-263	-184	-173	-196	-237	-274	-252	-267
1984	-217	-174	-205	-235	-222	-154	-98	-96	-156	-188	-209	-190	-179
1985	-175	-167	-197	-224	-210	-167	-102	-76	-111	-184	-215	-195	-169
1986	-153	-173	-162	-168	-192	-111	-82	-74	-101	-177	-174	-152	-143
1987	-148	-155	-207	-196	-175	-146	-88	-66	-125	-180	-195	-191	-156
1988	-184	-166	-216	-208	-194	-152	-59	-66	-85	-152	-179	-187	-154
1989	-137	-164	-173	-183	-208	-179	-106	-120	-137	-185	-241	-246	-173
1990	-201	-240	-251	-278	-236	-212	-166	-148	-200	-241	-258	-256	-224
1991	-246	-252	-267	-274	-273	-230	-157	-147	-210	-239	-248	-274	-235
1992	-260	-290	-292	-329	-291	-227	-168	-176	-220	-246	-283	-291	-256
1993	-289	-300	-306	-321	-323	-267	-203	-201	-231	-276	-300	-268	-274
1994	-276	-260	-300	-296	-294	-233	-159	-167	-214	-276	-277	-279	-253
1995	-310	-300	-321	-322	-315	-263	-190	-152	-218	-273	-272	-294	-269
1996	-254	-214	-260	-260	-269	-216	-150	-138	-150	-217	-234	-208	-214
1997	-221	-189	-247	-294	-255	-227	-119	-168	-177	-234	-246	-199	-215
1998	-188	-232	-241	-234	-220	-168	-57	-52	-84	-141	-176	-155	-162
1999	-113	-130	-126	-156	-148	-117	-45	-44	-80	-105	-159	-143	-114
2000	-112	-106	-110	-103	-126	-81	-27	-4	-52	-80	-129	-103	-86
2001	-70	-51	-126	-101	-106	-41	-6	15	-33	-70	-105	-87	-65
2002	-96	-80	-111	-90	-80	-37	-7	27	-19	-41	-64	-79	-56
2003	-77	-55	-72	-89	-54	-21	56	28	-2	-38	-48	-33	-34
2004	-47	-48	-53	-92	-64	-28	37	35	1	-39	-64	-70	-36
2005	-56	-71	-130	-76	-103	-25	33	20	1	-49	-76	-68	-50
2006	-51	-85	-107	-119	-132	-76	-50	-33	-63	-131	-140	-127	-93
2007	-120	-159	-110	-155	-148	-99	-41	-3	-35	-98	-102	-128	-100

Приложение 5.3 (продолжение)

2008	-101	-119	-105	-128	-135	-88	-48	-34	-63	-112	-138	-148	-102
2009	-103	-83	-108	-140	-145	-107	-29	-24	-59	-98	-108	-107	-93
2010	-94	-115	-150	-139	-131	-84	15	12	-22	-73	-117	-95	-83
2011	-57	-68	-108	-135	-133	-101	-11	-8	-44	-124	-118	-113	-85
Вср.многол	-204	-207	-226	-238	-233	-189	-126	-119	-156	-207	-230	-223	

Приложение 5.4 - Результирующий зональный перенос в экваториальной стратосфере (кг*м*с)

Год	Месяц												Пср.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1954	-4891	-5400	-5929	-5840	-5817	-7538	-6956	-6220	-5518	-3600	-1727	-730	-5014
1955	206	1630	2912	4250	5484	5849	6316	5500	4870	3625	2363	730	3645
1956	-446	-2250	-4233	-5125	-5906	-7300	-8940	-9815	-10249	-8750	-7326	-7320	-6472
1957	-7260	-4870	-1889	0	2347	4000	5769	6123	6043	5500	4870	4750	2115
1958	4690	1350	-1515	-2700	-3500	-5250	-6555	-7250	-7939	-10110	-10546	-9870	-4933
1959	-8748	-7350	-6925	-5890	-3715	-2700	1830	3850	6363	5149	5043	2800	-858
1960	1199	-500	-1743	-2000	-2120	-4340	-3925	-5150	-6243	-6581	-6191	-5600	-3600
1961	-5266	-3300	-1303	650	3999	4500	5221	4700	4189	3750	3231	2300	1889
1962	1265	-300	-1870	-2950	-3580	-4250	-4616	-5750	-6893	-7150	-7352	-7571	-4251
1963	-8450	-8817	-10063	-8350	-7227	-5900	-4302	0	886	1700	2535	1500	-3874
1964	669	870	946	500	360	-950	-1913	-2300	-2508	-2510	-2551	-2570	-996
1965	-2600	-2900	-3000	-3900	-4652	-6300	-8171	-9550	-10959	-11800	-11681	-10900	-7201
1966	-10300	-7850	-5495	-3000	0	2320	4955	5863	6546	5120	3813	3300	439
1967	2737	2300	1744	870	214	-1100	-1994	-2700	-3362	-4800	-5980	-6800	-1573
1968	-7466	-8120	-8520	-8174	-7878	-6500	-5262	-5548	-6443	-6300	-6170	-5400	-6815
1969	-3700	-2500	-900	1000	3250	6600	8600	8100	6200	4800	3400	1800	3054
1970	150	-1400	-3000	-4700	-6000	-7900	-9600	-10600	-11300	-9800	-7800	-5800	-6479
1971	-4000	-1250	1000	3000	4800	6500	6600	6700	6500	6000	5200	4500	3796
1972	4100	3800	2000	-1000	-3600	-6000	-8700	-10400	-11900	-11500	-9400	-5700	-4858
1973	-3000	-500	1500	3000	4800	4300	3100	500	200	400	2300	1000	1467
1974	-350	-400	-800	-1500	-3000	-7100	-8500	-8500	-8000	-10000	-9200	-7200	-5379
1975	-5000	-6500	-6200	-3850	-1200	3400	4500	4250	5500	6800	6600	5700	1167
1976	6100	5850	6100	5400	4600	1500	-1700	-4100	-3900	-4900	-5600	-6000	279
1977	-6300	-8200	-9850	-9650	-7450	-8450	-8300	-5400	-4500	-3400	-1300	1200	-5967
1978	3000	4800	7300	6000	4900	2200	250	450	1600	2300	-50	-550	2683
1979	-1100	-1100	-1400	-2500	-3600	-6300	-10000	-10500	-10650	-10500	-9650	-7650	-6246

Приложение 5.4 (продолжение)

1980	-4600	-4000	-3100	-800	700	5800	2800	4500	5300	6700	8900	5200	2283
1981	3800	5200	3500	1800	1300	-2000	-4900	-6100	-7000	-7900	-8600	-7900	-2400
1982	-7500	-9300	-8700	-8800	-11300	-9800	-6000	-6100	-3700	-800	2200	4400	-5450
1983	10400	7000	7400	5000	3700	2000	600	-2500	-4500	-4500	-5500	-6700	1033
1984	-7000	-7700	-8000	-7400	-8900	-10800	-13000	-10700	-10000	-10000	-10400	-8000	-9325
1985	-4500	0	3800	5000	5700	6500	7100	6500	5500	4700	3800	3500	3967
1986	3880	4200	2500	3400	250	-2000	-4000	-5000	-5700	-6300	-6600	-7100	-1873
1987	-7500	-8800	-8900	-9600	-9500	-9100	-8000	-5500	-3500	800	4000	6800	-4900
1988	6700	4400	2000	1200	-245	-1485	-1700	-1600	-1500	-1100	-1200	-1300	348
1989	-1500	-1800	-5300	-4000	-5500	-8635	-9340	-9260	-11130	-10430	-8820	-6100	-6818
1990	-3640	-2720	-60	1530	4290	6020	3990	4320	4590	4580	3560	2340	2400
1991	1620	2750	1580	-180	-3220	-4060	-8960	-8830	-7140	-5580	-6170	-5580	-3648
1992	-6720	-5870	-5870	-5700	-7040	-7170	-5290	-3770	-2500	-630	1140	4410	-3751
1993	6160	7090	6690	4340	2400	-505	-2060	-2570	-3030	-4090	-4720	-4980	394
1994	-6170	-8020	-7260	-8810	-10500	-12180	-11700	-10750	-8510	-4390	-1080	2980	-7199
1995	5010	3680	3340	3900	4970	4330	3490	2150	820	-850	-3590	-3620	1969
1996	-5010	-5090	-6290	-6690	-7160	-10340	-11230	-11380	-10790	-8340	-6060	-2840	-7602
1997	-1600	-520	40	3950	5290	6960	6880	6480	5050	2850	230	-2490	2760
1998	-2830	-3300	-4710	-6010	-9700	-10750	-11520	-10600	-9120	-7720	-4430	-2070	-6897
1999	-1840	340	2400	4760	4500	5200	4050	4300	3660	3160	1400	530	2705
2000	250	480	960	-480	-2360	-4430	-5400	-5582	-6440	-6920	-6410	-6440	-3564
2001	-6120	-6640	-6460	-6910	-7390	-8530	-9370	-9280	-7900	-5030	-2130	288	-6289
2002	214	2408	5980	5960	5318	3180	2963	2812	2591	2048	-941	-2178	2530
2003	-2254	-2088	-3557	-5863	-6557	-6543	-7767	-8088	-7072	-6790	-6765	-3531	-5573
2004	-2524	-825	433	3711	5488	4924	4301	3202	1886	2013	-90	-961	1797
2005	-2862	-1672	-1027	-5408	-6689	-9650	-10420	-11782	-11569	-11045	-8800	-7181	-7342
2006	-5342	-2044	-116	-2064	766	2495	3239	2610	3669	2863	1387	817	690
2007	-682	-951	-1673	-3602	-6065	-8567	-9851	-10488	-10621	-10142	-8272	-6492	-6451

Приложение 5.4 (продолжение)

2008	-5202	-2402	-1190	-443	2082	4668	4900	3416	2529	2067	737	850	1001
2009	1342	2480	1501	228	-1434	-4610	-5722	-6265	-5570	-5520	-5302	-5890	-2897
2010	-5695	-6508	-7062	-9601	-10945	-9690	-5675	-1098	2212	4971	6533	4030	-3211
2011	2093	2410	1421	580	568	-959	-2292	-2560	-2965	-3450	-4926	-6429	-1376
Пср.многолет	-1800	-1564	-1498	-1611	-1753	-2352	-2796	-2884	-2826	-2609	-2415	-2099	

Авторы пособия:

Барашкова Надежда Константиновна, доцент кафедры метеорологии и климатологии геолого-географического факультета НИ ТГУ, кандидат географических наук.

Парежева Татьяна Владимировна, синоптик Томского филиала ФГБУ «Западно-Сибирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», инженер кафедры метеорологии и климатологии НИ ТГУ.



Рецензия.pdf