

ATMOSPHERIC CIRCULATION

G. M. SHVED

Fundamental facts about the wind systems observed in the atmosphere of the Earth are presented. Ways of studying the atmospheric motions and basic mechanisms for the initiation of the observed motions are given.

Приводятся основные сведения о системах ветра, наблюдаемых в атмосфере Земли. Рассматриваются способы исследования движений атмосферы и основные механизмы формирования наблюдаемых движений.

© Швед Г.М., 1997

ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Г. М. ШВЕД

Санкт-Петербургский государственный университет

Каждый человек имеет определенное представление о циркуляции атмосферы, поскольку под этим термином понимается система движений атмосферы или, другими словами, система ветров и их изменчивость в пространстве и времени. В статье мы рассмотрим причины возникновения основных ветровых систем. 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. Для понимания дальнейшего изложения важно отметить, что при движениях атмосферы скорость движения, температура, давление и плотность газа являются взаимосвязанными, взаимозависимыми физическими величинами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ

Наблюдения

Основным источником сведений о циркуляции атмосферы являются наблюдения. Естественно, что исторически первыми были наземные наблюдения вектора скорости ветра u , температуры T и давления p . В дальнейшем к ним присоединились измерения этих величин с помощью радиозондов. Ныне 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.

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 мы приведем примеры лабораторного моделирования циркуляции атмосферы.

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.

ТИПЫ ДВИЖЕНИЙ АТМОСФЕРЫ

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, из-за 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. Поэтому ночью ветер у поверхности дует с суши. Вблизи гор ветер в течение суток тоже 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.

Мы подошли к рассмотрению самых мощных конвективных ячеек в атмосфере Земли. Они 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 рассмат-

риваются 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 рассказано ниже.

В поясе широт 20° – 30° в результате циркуляции в ячейках Хэдли и Ферелла происходит опускание воздуха. К земной поверхности, таким образом, поступает верхний сухой воздух. Поэтому не случайно, что в этом же широтном поясе находятся пустыни южного полушария в Южной Америке, Африке и Австралии и северного полушария в Северной Америке, Африке и Аравии. Великие пустыни Азии

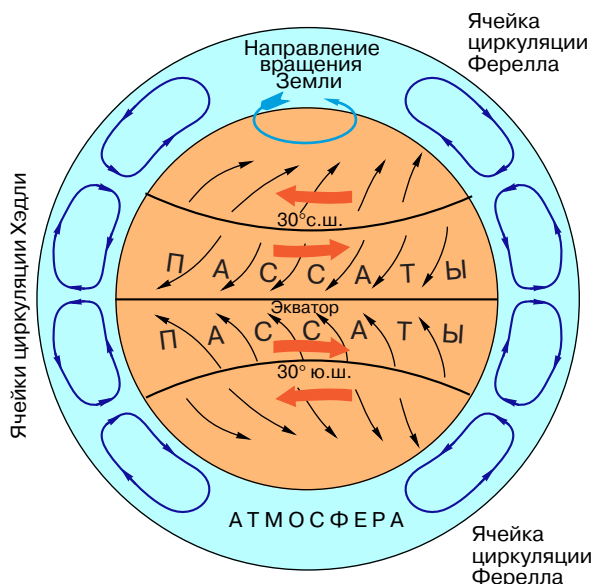


Рис. 1. Система конвективных ячеек межширотной циркуляции воздуха в атмосфере Земли, соответствующие ячейкам приповерхностные ветры (черные стрелки) и направление силы трения атмосферы о поверхность планеты (красные стрелки)

смещены к 30° – 40° широты. Это объясняется возмущением идеализированной системы циркуляции атмосферы, которое вносится гигантской Евразией.

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 *A* начинает двигаться перпендикулярно потоку. Через какое-то время элемент приходит в точку *B*. В нее элемент приносит с собой то значение скорости потока, которое он имел в точке *A*. Тем самым он возмущает исходный поток в точке *B*. 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 *B*, в которой скорость потока существенно отлична от скорости в точке *A*. Но это означает, что поток может быть турбулизо-

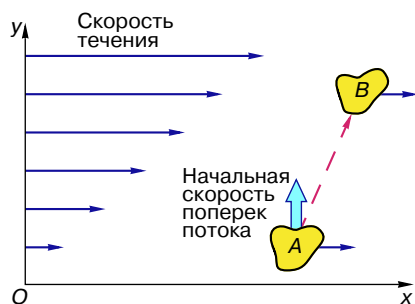


Рис. 2. Возникновение возмущений в ламинарном потоке жидкости или газа со сдвигом скорости течения. Течение параллельно оси *x*. Сдвиг изображен векторами скорости течения, меняющими свою длину с координатой *y*

ван только в случае достаточно большого сдвига скорости течения.

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 и двигающихся 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.

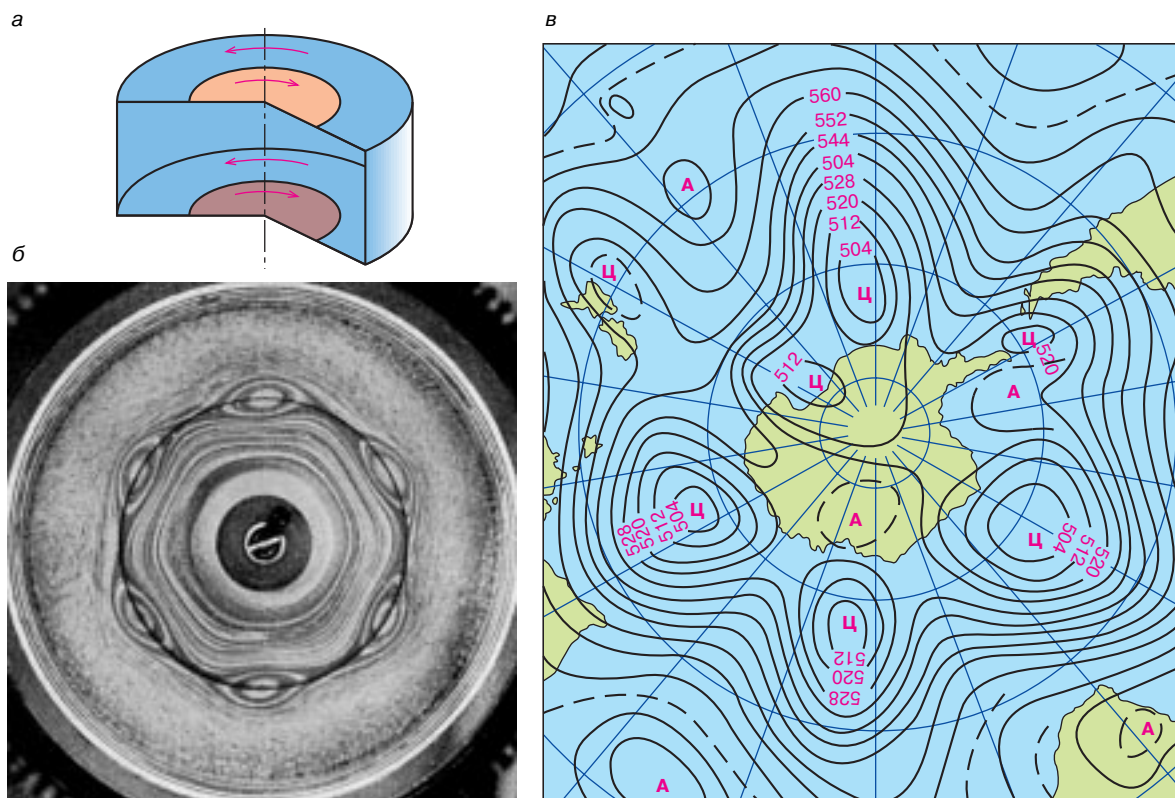


Рис. 3. Пример лабораторного моделирования возникновения внетропических циклонов в жидкости, заключенной в цилиндрический сосуд: а – схема установки. Диски в дне и крышке сосуда вращаются в сторону, противоположную вращению самого сосуда, что создает в жидкости течение со сдвигом вдоль радиуса; б – вид 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 лицевых 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 ослабевают испарение, обогащающее воздух водяным паром, и циклон затухает.

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 атмосферах существуют три типа волновых движений.

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, к примеру, горизонтальные силы. Сила давления зависит от горизонтального перепада давления в атмосфере. А сила Кориолиса пропорциональна скоро-

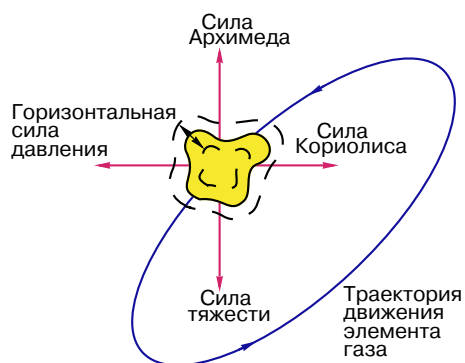


Рис. 4. Схема колебательных движений элемента газа в атмосфере и действующих на него сил. Штриховой линией изображено изменение объема элемента газа в процессе колебания

сти 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.

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 гармоникой в солнечном нагревании атмосферы.

Амплитуда экваториальных волн падает 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 нами ранее. Волны генерируются благодаря определенным закономерностям в пространственном распределении этих облаков и их появлении.

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 на средних и высоких широтах. Наиболее интенсивными оказываются волны с периодами около 2, 4, 5, 10 и 16 суток.

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 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).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первопричиной всех движений атмосферы является усвоение ею и поверхностью Земли солнечной энергии. А характер системы ветров и их сила определяются как распределением солнечного нагревания 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 нагревания 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.

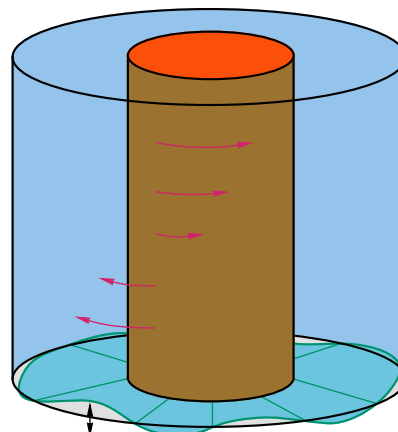


Рис. 5. Лабораторный эксперимент в кольцевом сосуде с жидкостью, подтверждающий механизм возникновения квазидвухлетних осцилляций зонального ветра в тропической нижней стратосфере как попеременное действие экваториальных волн, распространяющихся в противоположных направлениях. Дно сосуда состоит из сегментов. 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:

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

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

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. М.: Мир, 1986. Т. 1. 399 с.; Т. 2. 416 с.
2. Голицын Г.С. Введение в динамику планетных атмосфер. Л.: Гидрометеоздат, 1973. 104 с.
3. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
4. Динамика климата / Под ред. С. Манабе. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 575 с.
5. Курганский М.В. Введение в крупномасштабную динамику атмосферы. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 168 с.
6. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 260 с.
7. Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 424 с.
8. Чепмен С., Линдзен Р. Атмосферные приливы. М.: Мир, 1972. 296 с.

* * *

Густав Моисеевич Швед, доктор физико-математических наук, профессор кафедры физики атмосферы физического факультета Санкт-Петербургского государственного университета, руководитель сектора средних и верхних планетных атмосфер НИИФ СПбГУ. Автор более 70 научных работ и одного учебного пособия.