



Издательский Дом
ИНТЕЛЛЕКТ

Л.В. ТАРАСОВ

ВЕТРЫ И ГРОЗЫ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Л.В. ТАРАСОВ

ВЕТРЫ И ГРОЗЫ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ



ДОЛГОПРУДНЫЙ
2011

Л.В. Тарасов

Ветры и грозы в атмосфере Земли: Учебное пособие / Л.В. Тарасов – Долгопрудный: Издательский Дом «Интеллект», 2011. – 280 с.

ISBN 978-5-91559-112-6

В учебно-популярной форме рассматривается богатая картина никогда не прекращающихся движений и превращений воздушных масс в атмосфере нашей планеты. Описываются и объясняются циркуляции воздушных масс (глобальные и местные ветры, циклоны и антициклоны, тайфуны и смерчи), фазовые переходы в атмосфере (образование туманов и облаков и выпадение осадков), электричество в атмосфере (токи хорошей погоды, грозы, линейные и шаровые молнии, а также спрайты, синие струи, эльфы).

Для школьников, преподавателей, студентов, лекторов.

ISBN 978-5-91559-112-6

© 2011, Л.В. Тарасов

© 2011, ООО «Издательский Дом
«Интеллект», оригинал-макет,
оформление

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
--------------------------	---

Глава 1

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС В АТМОСФЕРЕ	8
--	---

1.1. Солнечное излучение и атмосфера Земли (общие сведения)	8
1.2. Конвекция и ветер	28
1.3. Эоловые геологические процессы	46
1.4. Общая циркуляция атмосферы	58
1.5. Циклоническая деятельность атмосферы	71
1.6. Тропические циклоны (тайфуны и ураганы)	87
1.7. Смерчи (тромбы, торнадо)	101

Глава 2

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В АТМОСФЕРЕ	114
---	-----

2.1. Оксид водорода в земной атмосфере	114
2.2. Нарушения равновесия в системе водяной пар—вода	131
2.3. Туманы	142
2.4. Образование облаков и выпадение осадков	151
2.5. Атмосферные осадки	165
2.6. Метели	183

**Глава 3**

ЭЛЕКТРИЧЕСТВО В АТМОСФЕРЕ	194
3.1. Атмосферное электричество	194
3.2. Огни святого Эльма — коронный разряд в атмосфере	203
3.3. Грозное облако	211
3.4. Линейная молния — искровой разряд в атмосфере	221
3.5. Шаровая молния	232
3.6. Высотные грозные разряды в атмосфере: спрайты и джеты	253
3.7. Экскурсы в ионосферу земли	266

ПРЕДИСЛОВИЕ

Мы живем на дне воздушного океана, называемого *земной атмосферой*. Этот океан своеобразен: у него нет поверхности, а значит, нельзя указать его глубину. Впрочем около 80 % всей массы атмосферы сосредоточено в *тропосфере* — самом нижнем, приповерхностном слое. Он имеет толщину от 10 км (над полярными областями) до 17 км (над экватором). Над тропосферой располагается слой *стратосферы*, верхняя граница которого находится на высотах 50—55 км от уровня океана. На стратосферу приходится примерно 20 % всей массы земной атмосферы. А во всех более высоких атмосферных слоях присутствует не более 0,4 % массы атмосферы. Кажется бы, можно считать, что воздушный океан (наша атмосфера) имеет глубину около 50 км. Действительно, именно на высотах до 50 км над уровнем океана совершается практически все многообразие атмосферных процессов, определяющих, в частности, погоду на нашей планете. Вместе с тем многие интересные явления наблюдаются на высотах выше 50 км — в области *ионосферы*, которая простирается до высот 500—600 км.

У природы нет плохой погоды,
Всякая погода — благодать.

Так поется в песне из хорошо известного рязановского кинофильма. Заметим, что подобная оптимистическая точка зрения вообще достаточно характерна для поэтов. Вспомним, например, стихи Ф.И. Тютчева:

Как весел грохот летних бурь,
Когда, взметая прах летучий,
Гроза, нахлынувшая тучей,
Смутит небесную лазурь

И опрометчиво-безумно
Вдруг на дубраву набезжит,
И вся дубрава задрожит
Широколиственно и шумно!..

Этот оптимизм поэта можно объяснить тем, что он глубоко верил в

Невозмутимый строй во всем,
Созвучье полное в природе.

Однако существуют поистине грозные природные явления, которые сопровождаются значительными разрушениями и приводят к гибели многих людей. Случаются длительные засухи, когда погибает весь урожай, высыхают водоемы и исчезает растительность. Случаются длительные проливные дожди, когда реки выходят из берегов и затопляют значительные территории. А случаются также тайфуны и смерчи, оставляющие после себя разрушения и многочисленные смерти. Учитывая все это, можно, пожалуй, усомниться в том, что существует «созвучье полное в природе».

Впрочем, не будем спешить и зададимся вопросом: а что такое *созвучье*? В узком понимании это — *гармония*. В широком понимании это — *взаимосвязь, взаимообусловленность*. Не будем гадать, как именно понимал Тютчев «созвучье в природе». Вполне возможно, что он имел в виду взаимосвязанность атмосферных явлений, обусловленную некоей *общей первопричиной*.

Над этой первопричиной задумался Е.А. Баратынский, который, в отличие от многих поэтов, не испытывал излишнего восторга в отношении атмосферных явлений. Он писал:

Завыла буря, хлябь морская
Клокочет и ревет, и черные валы
Идут, до неба восставая,
Бьют, гневно пенясь, в прибрежные скалы.
Чья неприязненная сила,
Чья своевольная рука
Сгустила в тучи облака
И на краю небес несчастье зародила?

Что же представляет собой эта «неприязненная сила»? Сразу скажем: современному человеку известен ответ на вопрос, постав-



ленный Баратынским. «Неприятная сила» — это *солнечное излучение, воздействующее на земную атмосферу*. Именно оно ответственно за взаимосвязь погодных явлений, обеспечивающую, по словам Тютчева, «созвучье полное в природе».

Но как всё это совершается? Как именно «работает» такая первопричина? Чтобы ответить на эти непростые вопросы, мы должны обратиться к науке, исследующей первоначала и первопричины в окружающем нас мире. Речь идет о физике. Мы должны познакомиться с *физикой атмосферных явлений*.

Именно этим мы и будем заниматься в данной книге. С точки зрения физики, удобно выделить три группы вопросов. Хотя все они взаимосвязаны, тем не менее их можно в первом приближении рассматривать как вполне самостоятельные. Соответственно разобьем книгу на три главы.

В первой главе мы рассмотрим циркуляцию воздушных масс в атмосфере Земли. Мы поговорим о конвекции и ветрах, обсудим общую циркуляцию атмосферы и циклоническую деятельность, а затем отдельно остановимся на строении и физической природе тайфунов и смерчей.

Во второй главе рассмотрим происходящие главным образом в нижних слоях атмосферы фазовые переходы оксида водорода H_2O , приводящие, одной стороны, к образованию туманов, облаков и грозных туч, а с другой стороны, к выпадению разнообразных осадков.

Третья глава посвящена электрическим явлениям в атмосфере и прежде всего молниям (как линейным, так и шаровым). Здесь мы не будем ограничиваться тропосферой и стратосферой, а выйдем также в ионосферу и рассмотрим сравнительно недавно обнаруженные электрические явления — такие, как спрайты, джеты (синие струи), эльфы.

Автор выражает благодарность Тарасовой Татьяне Борисовне за ценные обсуждения рукописи в процессе ее написания и за помощь в подготовке рукописи к изданию.

1.1. СОЛНЕЧНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ И АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ (общие сведения)

Солнечная постоянная и спектр Солнца

Введем в рассмотрение физическую величину, называемую *интенсивностью излучения* (а также *плотностью потока излучения* или *плотностью потока радиации*). Это есть энергия излучения (радиации), поступающая в единицу времени на единицу площади поверхности, ориентированной перпендикулярно к направлению излучения. Интенсивность излучения измеряют в единицах Вт/м². В дальнейшем будем обозначать эту величину через W или I .

Интенсивность солнечного излучения, которую оно имеет перед поступлением в земную атмосферу (т. е. на верхней границе атмосферы), называют *солнечной постоянной*. Будем обозначать ее через W_c . По новейшим данным, полученным с использованием ракет, $W_c = 1380$ Вт/м². Солнечная постоянная определяется мощностью излучения, испускаемого Солнцем, и расстоянием от Земли до Солнца.

Зная солнечную постоянную, легко оценить энергию E_c солнечного излучения, поступающую ежесекундно на освещенную половину земного шара. Она равна энергии, проходящей в секунду через большой круг земного шара; площадь этого круга равна πR^2 , где $R = 6370$ км — радиус Земли. Итак,

$$E_c = \pi R^2 W_c = 1,76 \cdot 10^{17} \text{ Дж/с.} \quad (1.1)$$

Такова энергия, приходящая к нашей планете вместе с лучами Солнца каждую секунду. Она в *два миллиарда раз меньше* мощности излучения, испускаемого Солнцем; последняя составляет $3,6 \cdot 10^{26}$ Дж/с.



Треть приходящей к Земле энергии солнечного излучения отражается от атмосферы и земной поверхности, а оставшиеся две трети поглощаются Землей и ее атмосферой. Это поистине гигантская энергия, равная $2E_c/3 = 1,17 \cdot 10^{17}$ Дж/с. Для сравнения заметим, что энергия, выделившаяся при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946 г., составляла примерно 10^{12} Дж. Как видим, энергия световых лучей, поглощаемая нашей планетой каждую секунду, оказывается в 100 000 раз больше всей энергии, выделившейся при ядерном взрыве!

Примерно 0,01 % от энергии $2E_c/3$ ежесекундно поглощается живой биомассой; она расходуется на все процессы, происходящие в живых организмах. Из остальных 99,9 % энергии около $0,85 \cdot 10^{17}$ Дж поглощаются ежесекундно в гидросфере и литосфере Земли и $0,3 \cdot 10^{17}$ Дж — в земной атмосфере. Воздушные массы атмосферы все время находятся в движении. На кинетическую энергию их движения ежесекундно расходуется примерно 10^{15} Дж энергии. Таким образом, атмосферу можно рассматривать как гигантскую тепловую машину с коэффициентом полезного действия, приблизительно равным

$$\frac{10^{15}}{0,3 \cdot 10^{17}} \approx 3 \text{ \%}.$$

Обратим внимание: перемещения воздушных масс в атмосфере являются по своему характеру циркуляционными — они представляют собой замкнутые или почти замкнутые воздушные потоки, имеющие размеры от метров до тысяч километров. Существование циркуляций воздушных масс объясняется условием стационарности их движения. В противном случае масса воздуха в одной области пространства возрастала бы за счет уменьшения массы воздуха в другой области. Фактически всякое наблюдаемое движение воздуха в атмосфере — это некая циркуляция воздушных масс или же часть (элемент) какой-то достаточно крупной циркуляции.

Как распределена энергия солнечного излучения по длинам волн? Иными словами, как выглядит спектр Солнца? Ответ на этот вопрос дает рис. 1.1. Здесь штриховкой выделена область спектра, в пределах которой солнечное излучение поглощается атмосферным озоном. На интервал длин волн между 0,1 и 4 мкм приходится 99 % всей энергии солнечного излучения. При этом 46 % приходится на видимые лучи, 47 % на инфракрасные, 1 % на ультрафиолетовые. Максимум интенсивности излучения реализуется вблизи 0,47 мкм (зелено-голубые лучи).

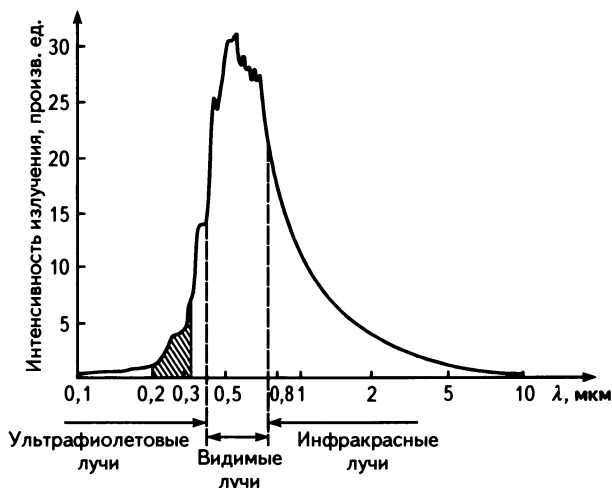


Рис. 1.1

Парниковый эффект

Часть проходящего к Земле солнечного излучения поглощается атмосферой и земной поверхностью. Поглощая излучение, тела нагреваются, а остывая, испускают собственное излучение, т. е. сами становятся источниками излучения. Излучение, которое испускают атмосфера и земная поверхность, почти полностью попадает в интервал длин волн между 4 и 100 мкм. Обратим внимание: на этот интервал приходится менее 1 % интенсивности солнечного излучения, но практически 100 % интенсивности излучения Земли и ее атмосферы!

Солнечное излучение в интервале длин волн от 0,32 до 4 мкм относительно легко (с небольшими потерями на поглощение) проходит сквозь земную атмосферу и достигает поверхности Земли. А вот излучение с длинами волн в интервале от 4 до 100 мкм испытывает заметное поглощение в атмосфере. Для солнечного излучения этот факт значения не имеет, поскольку в спектре Солнца указанному диапазону соответствует менее 1 % интенсивности. Зато это весьма важно для излучения испускаемого земной поверхностью.

Проходя через атмосферу, инфракрасное излучение, испускаемое земной поверхностью, в значительной степени поглощается молекулами водяного пара (H_2O), углекислого газа (CO_2), метана

(CH_4), озона (O_3) и некоторых других газов. Заметим, что азот (N_2) и кислород (O_2 и O) для этого излучения прозрачны. Поглощенная энергия подогревает атмосферу, и в результате возникает излучение, распространяющееся *обратно* к поверхности Земли; его называют *противоизлучением атмосферы*. Происходит подогрев земной поверхности в данном случае уже не излучением Солнца, а излучением атмосферы. Атмосфера уподобляется своеобразному одеялу, накрывающему земную поверхность и тем самым препятствующему ее охлаждению. Это напоминает парник. Поэтому и возник термин «парниковый эффект». Газы, поглощающие излучение земной поверхности и испускающие противоизлучение, получили название *парниковых газов*.

Суть парникового эффекта такова: *испускаемое земной поверхностью излучение не уходит полностью в космос, а частично поглощается парниковыми газами, которые, в свою очередь, становятся источником излучения, возвращающегося обратно к поверхности Земли.*

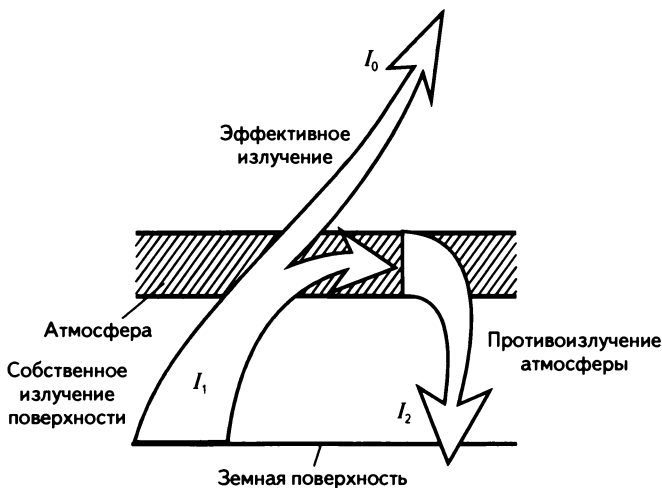


Рис. 1.2

Схема парникового эффекта дана на рис. 1.2. Для лучшего понимания происходящих процессов атмосфера условно изображена на рисунке как бы приподнятой над поверхностью Земли. Через I_1 , I_2 , I_0 здесь обозначены интенсивности (плотности потока), соответственно, *собственного излучения земной поверхности, противоизлучения ат-*



мосферы, излучения, избежавшего поглощения в атмосфере и «прорвавшегося» в космос (его называют *эффективным излучением*). Доля эффективного излучения (величина $\omega = I_0/I_1$) будет тем меньше, чем выше концентрация парниковых газов. С уменьшением ω увеличивается интенсивность противоизлучения I_2 , поскольку

$$I_2 = I_1 - I_0 = I_1(1 - \omega). \quad (1.2)$$

А это, в свою очередь, должно приводить к повышению температуры земной поверхности вследствие ее подогрева за счет поглощения энергии противоизлучения.

В настоящее время среднеглобальная и среднесезонная температура земной поверхности равна $+15^\circ\text{C}$ (288 К). Расчеты показывают, что если бы не было парникового эффекта, то средняя температура земной поверхности была бы на 33° ниже, т. е. равнялась бы -18°C (255 К). Для существования жизни на Земле наличие парникового эффекта является, таким образом, счастливым обстоятельством. Без него земная поверхность была бы сильно переохлаждена, ее средняя температура была; бы на двадцать градусов ниже точки замерзания воды. Вряд ли оказалось бы возможным развитие растительного мира на суше.

Однако было бы весьма опасным также и перегревание земной поверхности в том случае, если бы парниковый эффект существенно усилился. Примером последствий такого перегрева служит Венера. Ее атмосфера практически целиком состоит из углекислого газа (а он является парниковым газом) и, к тому же, отличается весьма высокой плотностью (давление у поверхности достигает 90 атм). Вследствие наличия на Венере мощного парникового эффекта температура ее поверхности достигает 460°C .

В наше время все чаще высказывается тревога по поводу возможного перегревания земной поверхности из-за усиления парникового эффекта, которое может произойти вследствие увеличения концентрации в атмосфере техногенных парниковых газов. Основным парниковым газом является водяной пар, а следующими по значимости идут углекислый газ и метан. Обусловленное производственной деятельностью людей увеличение в атмосфере углекислого газа (и ряда других газов) действительно чревато заметным возрастанием температуры земной поверхности и, как следствие, настоящей глобальной катастрофой — повышением уровня Мирового океана.



За последние двести лет концентрация углекислого газа в воздухе возросла на 25 %, а метана на 60 %. По данным долголетних наблюдений выявлена тенденция — потепление климата на 0,55 °C за 100 лет. Это повышение температуры согласуется с теоретическими моделями, построенными на основе учета усиления парникового эффекта в результате возрастания концентрации в атмосфере техногенных парниковых газов.

Радиационное равновесие Земли

Ранее мы выяснили, какая поистине гигантская энергия ежесекундно поглощается Землей. Около трех миллиардов лет назад начался и продолжается поныне так называемый *океано-континентальный* этап геологической истории нашей планеты. Из его названия ясно, что все это время на Земле уже существовала гидросфера и, значит, температура земной поверхности заведомо была ниже точки кипения воды. И в продолжение всех этих миллиардов лет планета ежесекундно получала от Солнца и получает поныне энергию порядка 10^{17} Дж.

Почему же, поглощая солнечную радиацию так долго и в таких огромных количествах, наша планета продолжает стабильно существовать? Ответ очевиден: *приток энергии солнечного излучения к Земле уравновешивается уходящей в космос энергией излучения самой Земли*. Иными словами, Земля пребывает в состоянии *радиационного равновесия*: поглощаемая Землей интенсивность излучения Солнца (обозначим ее через $W_{\text{погл}}$) равна интенсивности излучения, испускаемого Землей в космос (обозначим эту интенсивность через $W_{\text{исп}}$):

$$W_{\text{погл}} = W_{\text{исп}}. \quad (1.3)$$

Рассмотрим более конкретно условие радиационного равновесия (1.3). Для простоты будем сначала полагать, что парниковый эффект отсутствует. Это предполагает отсутствие в атмосфере небольшой добавки (менее 1 %), которой являются парниковые газы. Правда, озоновую добавку исключать не будем, учитывая ее принципиальную важность для подогрева стратосферы и весьма малый вклад в парниковый эффект.

В отсутствие парникового эффекта радиационная картина (картина потоков излучений) выглядит так, как это показано схематически на рис. 1.3, а. Будем измерять интенсивность излучения в



некоторых условных единицах. На внешнюю атмосферу Земли приходит излучение интенсивностью W в 100 единиц (что соответствует солнечной постоянной, равной 1380 Вт/м^2). Через W_1 обозначена интенсивность излучения, отраженного облаками и молекулами атмосферы обратно в космос, а через W_2 — интенсивность излучения, отраженного в космос поверхностью Земли. В сумме W_1 и W_2 составляют aW — интенсивность полного отраженного планетой излучения Солнца; величину a называют планетарным альбедо и принимают равной 0,35. Следовательно, интенсивность излучения aW равна 35 единицам. Итак, входящая в (1.3) величина $W_{\text{погл}}$ есть, очевидно, $W(1 - a)$; она составляет 65 единиц:

$$W_{\text{погл}} = W(1 - a) = 65 \text{ ед.} \quad (1.4)$$

Обозначим через W_3 интенсивность излучения, поглощенного земной поверхностью. Это излучение состоит из прямого излучения и излучения, рассеянного молекулами и флуктуациями плотности атмосферы. Заметим, что именно рассеянное излучение обуславливает голубой цвет дневного безоблачного неба. Интенсивность W_3 составляет 48 единиц.

Итак, 48 единиц из 65 единиц интенсивности солнечного излучения поглощаются земной поверхностью. Значит, остальные 17 единиц поглощает атмосфера. Из них 4 единицы приходятся на ультрафиолетовое излучение (интенсивность W_4), а 13 единиц — на видимое и инфракрасное излучения (интенсивность W_5). Эти 17 единиц уравниваются испускаемым атмосферой в космос инфракрасным излучением. Обозначим его интенсивность через I ($I = 17$ единиц).

Кроме того, в космос уходит инфракрасное излучение земной поверхности (интенсивность I_0), которое в отсутствие парникового эффекта без потерь проходит через атмосферу. Понятно, что $I + I_0 = W_{\text{исп}}$; поэтому условие радиационного равновесия (1.3) можно переписать, с учетом (1.4), в виде:

$$W(1 - a) = I + I_0. \quad (1.5)$$

На рис. 1.3, б радиационная картина дана с учетом парникового эффекта. Теперь нужно принять во внимание, что часть имеющего интенсивность I_1 собственного излучения поверхности Земли поглощается атмосферой (доля излучения, прошедшего через атмосферу в космос, есть ω) и что появляется противоизлучение атмо-

сферы (его интенсивность есть I_2). Учитывая это, представим условие равновесия (1.5) в виде:

$$W(1 - a) = I + (I_1 - I_2),$$

или

$$W(1 - a) = I + I_1\omega. \tag{1.6}$$

Так как $W = 100$ ед., $a = 0,35$, $I = 17$ ед., то, согласно условию равновесия, получаем $I_1\omega = 48$ ед.

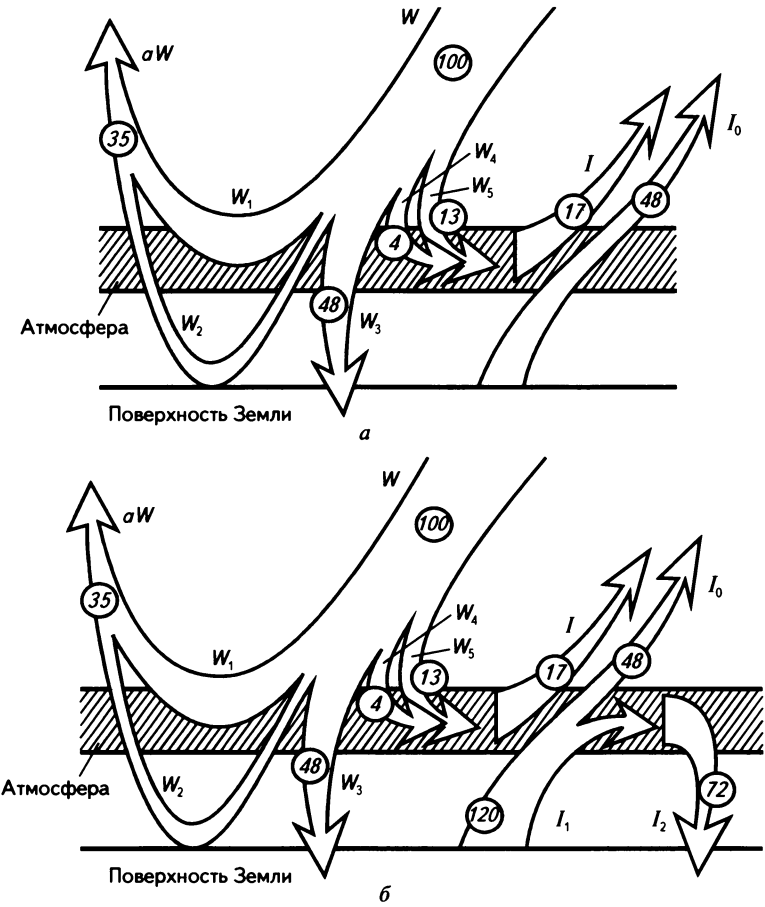


Рис. 1.3



Предположим, что $\omega = 0,4$. Это означает, что только 40 % собственного излучения поверхности Земли уходит в космос, или, иными словами, вероятность собственному излучению не поглотиться атмосферой равна 0,4. В данном случае $I_1 = 48 : 0,4 = 120$ ед. и $I_2 = I_1(1 - \omega) = 120(1 - 0,4) = 72$ ед. Именно такие числовые значения I_1 и I_2 указаны на рис. 1.3, б.

Теперь, с учетом парникового эффекта, земная поверхность поглощает больше излучения, чем это было показано на рис. 1.3, а — уже не 48 единиц, а $48 + 72 = 120$ единиц. Поглотив больше, поверхность сильнее нагревается — в этом и проявляется парниковый эффект. Соответственно возрастает и ответное излучение поверхности Земли.

При возрастании концентрации парниковых газов будет уменьшаться величина ω и как следствие возрастет интенсивность излучения I_1 поверхности Земли, коль скоро произведение $I_1\omega$ должно оставаться постоянным в соответствии с условием радиационного равновесия. Увеличению же интенсивности излучения I_1 будет соответствовать возрастание интенсивности противоизлучения I_2 и, следовательно, увеличение температуры земной поверхности.

Обратим внимание на то, что в схемах на рис. 1.3 не принималась во внимание интенсивность излучения земной поверхности, обусловленного энергией недр. Дело в том, что согласно существующей оценке, интенсивность излучения из недр через поверхность современной Земли составляет $4,3 \cdot 10^{13}$ Дж/с. А от Солнца поступает, как мы уже отмечали, интенсивность равная $1,76 \cdot 10^{17}$ Дж/с. Таким образом, интенсивность излучения из земных недр оказывается в настоящее время в 4000 раз меньше интенсивности излучения от Солнца.

Интересно заметить, что на Юпитере мы встречаемся с совершенно иной ситуацией. Интенсивность излучения из недр там примерно вдвое больше интенсивности излучения, получаемого Юпитером от Солнца. Недаром же Юпитер часто называют солнцеподобным.

Изменение температуры атмосферы с высотой («слоеный пирог» земной атмосферы)

Ассоциация со слоеным пирогом возникает при рассмотрении изменения с высотой температуры атмосферного воздуха. Атмосфера представляется состоящей из последовательности нескольких слоев или, иными словами, нескольких вложенных одна в дру-

гую сфер, каждая из которых характеризуется своим ходом изменения температуры в процессе подъема. Различают пять сфер, получивших названия (в направлении от земной поверхности): *тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, экзосфера*.

Эти сферы выделены на рис. 1.4, на котором графически показано изменение температуры атмосферы с высотой. По вертикальной оси здесь отложена высота h в километрах, а по горизонтальной — температура T в кельвинах; для обеих осей использована логарифмическая шкала.

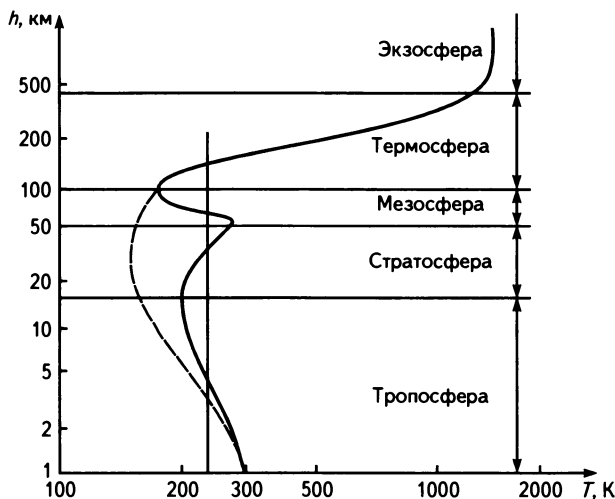


Рис. 1.4

По мере подъема от земной поверхности температура воздуха сначала убывает. Это хорошо известно: вершины высоких гор круглый год покрыты снегом и льдом. Все, кто летал на авиалайнерах, слышали сообщения бортпроводницы о том, что температура воздуха за бортом 60—70 градусов мороза (современные авиалайнеры летают на высотах 8—10 км).

Не все, однако, знают, что уменьшение температуры воздуха с высотой происходит лишь до определенных высот: примерно до 17 км над экваториальными областями и 10 км над полярными. Эти числа определяют высоту верхней границы тропосферы. Она зависит от географической широты. Температура воздуха на границе тропосферы составляет над экватором примерно -75°C , а над полюсами около -60°C .



К тропосфере примыкает следующий слой — стратосфера. В стратосфере температура воздуха при подъеме сначала остается постоянной (до высот 25—30 км), а затем начинает возрастать вплоть до высоты 55 км, отвечающей верхней границе стратосферы. При этом температура воздуха достигает значений, близких к 0 °С. Итак, в пределах стратосферы температура воздуха с подъемом не снижается: сначала она почти не изменяется, а затем начинает расти.

В следующем атмосферном слое (мезосфере) температура воздуха снова начинает уменьшаться по мере дальнейшего подъема. Она падает до -100 °С и даже до -130 °С на уровне верхней границы мезосферы, имеющей высоту около 90 км. Над мезосферой располагается термосфера. Здесь температура по мере подъема возрастает и достигает 1000—1500 °С на высотах 400—500 км. Еще выше находится наиболее разреженная область атмосферы — экзосфера. В экзосфере температура с дальнейшим возрастанием высоты практически не изменяется. Она остается примерно равной 1500—2000 °С и постепенно утрачивает смысл при переходе к безвоздушному межпланетному пространству.

Обратим внимание на то, что столь высокие температуры на таких больших высотах не мешают космическим аппаратам летать, а космонавтам выходить в открытый космос. Температура, напомним, пропорциональна среднему значению поступательной кинетической энергии молекулы (атома), которое на высотах в несколько сотен километров действительно оказывается чрезвычайно большим. Однако вследствие очень сильной разреженности воздуха концентрация молекул (атомов) ничтожно мала; поэтому они практически не оказывают воздействия на космический аппарат или космонавта. При переходе к сверхглубокому вакууму понятие температуры вообще становится неприемлемым. Нет смысла говорить о температуре нескольких молекул или атомов.

Итак, атмосфера Земли действительно напоминает слоеный пирог: слои, в пределах которых температура воздуха с высотой понижается, чередуются со слоями, где она с высотой повышается. Нетрудно объяснить происхождение такой слоистости пирога. Снизу атмосфера подогревается земной поверхностью, а сверху ее разогревает солнечное излучение. Поэтому ее температура должна возрастать как при приближении к земной поверхности, так и при приближении к верхней границе термосферы, которая достаточно интенсивно поглощает солнечное излучение в его ультрафиолетовой



части. Не входя в детали, заметим, что вызывающее разогрев термосферы поглощение излучения происходит главным образом за счет реакции *фотодиссоциации* молекул O_2 :



(через γ обозначен фотон). Заметим, что благодаря реакции (1.7) в атмосфере, начиная с высот 10—20 км, появляется атомарный кислород O. Заметим также, что эта реакция может идти лишь при условии, что длина волны солнечного излучения меньше 240 нм (энергии фотонов с большей длиной волны недостаточно для того, чтобы разбить молекулу O_2 на два атома кислорода).

Учитывая подогрев земной атмосферы Землей и Солнцем, следовало бы ожидать, что кривая, описывающая взаимосвязь высоты и температуры, будет иметь вид, представленный на рис. 1.4 штриховой линией. Однако в действительности реализуется не штриховая, а сплошная кривая. Дело в том, что происходит дополнительный подогрев атмосферного воздуха в области стратосферы, который обусловлен поглощением ультрафиолетовой части солнечного излучения в *озоновом слое*, приходящемся на интервал высот от поверхности до почти 80 км (с наибольшей концентрацией озона на высотах между 10 и 30 км). Об озоновом слое в атмосфере мы поговорим ниже более подробно.

Нижние слои атмосферы

К нижним слоям атмосферы относят тропосферу и стратосферу. Напомним, что в пределах тропосферы сосредоточено около 80 % массы земной атмосферы, а в пределах стратосферы — остальные 20 %. По существующим оценкам на долю мезосферы приходится не более 0,3 % массы атмосферы, а на долю термосферы — менее 0,05 %.

Как мы видим, почти вся масса атмосферы находится в 50-километровом слое воздуха, прилегающем к земной поверхности. Естественно, что этот слой воздуха и, прежде всего, его нижняя часть, т. е. тропосфера, и определяет погоду на планете. Содержащиеся в тропосфере и стратосфере водяные пары, углекислый газ, озон и ряд других газов (среди них газы техногенного происхождения) задерживают распространяющееся от Земли в космос инфракрасное излучение и тем самым обеспечивают на земной поверхности оп-



ределенный температурный режим (парниковый эффект). Погода на Земле определяется в существенной мере вертикальными и горизонтальными перемещениями (потоками) воздушных масс, происходящими как в тропосфере, так и в стратосфере. Достаточно хорошо изучена динамика тропосферы: циклоны и антициклоны, тропические циклоны (иначе говоря, ураганы или тайфуны), глобальные ветры у поверхности Земли и вблизи границы тропосферы. Обо всем этом мы поговорим ниже подробнее.

Уникальным свойством стратосферы можно считать наличие в ней озона. Хотя озон можно наблюдать также в тропосфере и даже мезосфере, однако в основном он сосредоточен на высотах между 20 и 55 км, т. е. в стратосфере.

Уникальным свойством тропосферы следует признать наличие в ней облаков. Ведь воздух наиболее влажен вблизи земной поверхности. К тому же в тропосфере температура воздуха с высотой уменьшается. Поэтому естественно, что почти весь облачный покров Земли сосредоточен в пределах тропосферы.

В стратосфере облаков практически нет, если не считать тонкие просвечивающие *перламутровые облака*, возникающие изредка на высоте 20—30 км и наблюдаемые на темном небе после захода Солнца и перед его восходом. Кроме того, отметим появляющиеся летом у верхней границы мезосферы на высоте около 80 км (на этой высоте температура воздуха опускается ниже -100°C) *серебристые облака*. Эти облака образуют размытые полосы настолько прозрачные, что сквозь них хорошо просвечивают звезды.

Плотность атмосферы очень быстро уменьшается по мере подъема от поверхности Земли. Поэтому для жизни подходит лишь относительно тонкий приповерхностный слой атмосферы, не выходящий за пределы тропосферы. Уже на высоте 5 км над уровнем моря у нетренированного человека возникает кислородное голодание. По достижении 12—15 км дыхание становится невозможным. На высоте около 20 км атмосферное давление снижается до 0,05 атм, т. е. до 40 мм рт. ст. При таком давлении во внешней среде вода и межклеточная жидкость в организме человека немедленно закипают. Поэтому почти мгновенно наступает смерть, если вдруг произойдет разгерметизация скафандра или космической капсулы. Заметим, что в данном случае человек погибает отнюдь не из-за «космического холода», а вследствие внутреннего закипания, вызванного понижением давления окружающего воздуха.

Обратим внимание на то, что по мере увеличения высоты постепенно ослабляются, а затем и вовсе исчезают многие физические явления — например, распространение звука в воздухе, возникновение аэродинамической подъемной силы и сопротивления, теплопередача посредством конвекции, т. е. посредством перемешивания воздуха. На высотах за пределами стратосферы практически невозможен управляемый аэродинамический полет.

Озон в атмосфере

Если химический элемент образует несколько простых веществ, то такие вещества называют *аллотропными модификациями* данного элемента, а само явление — *аллотропией*. В земной атмосфере присутствуют три аллотропных модификации элемента кислорода: молекулярный кислород O_2 , атомарный кислород O и озон O_3 . Максимальная концентрация молекулярного кислорода наблюдается в приповерхностных слоях атмосферы и составляет 10^{25} м^{-3} . Максимальная концентрация атомарного кислорода существует на высотах около 150 км и равна приблизительно 10^{17} м^{-3} . Максимальная концентрация озона реализуется на высотах 15—25 км и составляет около $3 \cdot 10^{18} \text{ м}^{-3}$.

Напомним, что атомарный кислород образуется в атмосфере в результате фотодиссоциации молекул O_2 под действием ультрафиолетового солнечного излучения с длиной волны не более 240 нм. Находясь в атмосфере в больших количествах, молекулярный кислород практически полностью поглощает падающее на Землю ультрафиолетовое излучение с длинами волн до 240 нм.

Атомарный кислород взаимодействует с молекулярным, в результате чего в атмосфере появляется *озон*. Молекула озона O_3 образуется при соединении молекулы O_2 и атома O в присутствии третьей частицы M (например молекулы N_2), которая забирает энергию, выделяющуюся в данном рекомбинационном процессе:



Процессу образования озона в реакции противостоят процессу уничтожения молекулы O_3 , представляемые реакциями





Наибольшая допустимая энергия фотона в реакции (1.9) (она равна порогу фотодиссоциации молекулы озона) составляет 3,9 эВ, что соответствует длине волны излучения $\lambda = 320$ нм. Вероятность процесса, представляемого реакцией (1.9), достаточно высока, если длина волны излучения удовлетворяет неравенствам $200 < \lambda < 320$ нм.

Процессы образования и уничтожения молекул озона, представляемые реакциями (1.8)—(1.10), обеспечивают существование в атмосфере *озонового слоя*. Он охватывает весь земной шар и геометрически похож на сферическую оболочку (полый шар) с внутренним радиусом, соответствующим высоте над земной поверхностью около 10 км, и внешним, соответствующим высоте около 30 км. Иными словами, озоновый слой находится в интервале высот от 10 до 30 км, т. е. в пределах стратосферы. Строго говоря, молекулы озона рассеяны в относительно малых количествах во всем слое атмосферы от поверхности Земли примерно до высот 80 км, так что наряду со стратосферным озоном существуют также мезосферный озон и тропосферный озон.

Большая толщина озонового слоя (все 80 км или, по крайней мере, стратосферные 20 км) не должна вводить в заблуждение. В сущности озоновый слой весьма тонок. Если привести его к нормальным условиям, т. е. мысленно собрать молекулы озона таким образом, чтобы парциальное давление озонового газа равнялось 760 мм рт. ст., то получится слой толщиной всего лишь около 3 мм.

Осно зная масса озона — это, конечно, стратосферный озон. В тропосфере и, в частности, в приповерхностном слое совсем немного озона. Но именно здесь мы встречаемся с ним непосредственно и можем ощутить на себе его свойства. Всем известен характерный запах озона при его образовании во время грозových разрядов. Озонированный воздух весьма свеж и не содержит микроорганизмов; озон их убивает. Существуют специальные технические устройства — *озонаторы*, в которых образуется озон при тихом (без искр) электрическом разряде в стеклянной трубке, сквозь которую пропускается поток молекулярного кислорода. Озонирование питьевой воды с целью ее обеззараживания широко применяется на практике. Озонированная вода чище и вкуснее хлорированной.

Вместе с тем нельзя забывать, что озон — *сильнейший окислитель* и что он *ядовит* (даже в большей степени, чем, например, угарный газ). Если относительная концентрация озона в воздухе повысится всего до 0,00005 %, у людей возникнет головная боль и появятся

другие признаки химического отравления. К счастью, в приповерхностном слое атмосферы концентрация озона в настоящее время не превышает $5 \cdot 10^{17} \text{ м}^{-3}$, что соответствует относительной концентрации 0,000003 %. Однако в настоящее время происходит возрастающее загрязнение атмосферы озоном техногенного происхождения, поэтому существует потенциальная угроза озонового отравления атмосферы.

Две глобальные роли стратосферного озона

Из рис. 1.5 становится ясно, где происходит поглощение ультрафиолетового солнечного излучения (с длинами волн λ от 10 до 400 нм), приходящего к Земле. Прямоугольником условно изображена атмосфера, внутри которой штриховкой выделен озоновый слой. Излучение в интервале длин волн от 200 до 320 нм, обозначенном УФ-Б, поглощается стратосферным озоном в реакции (1.9). Ультрафиолетовое излучение с $\lambda < 200$ нм поглощается во всей атмосфере за счет фотодиссоциации молекулярного кислорода в реакции (1.7). Этот процесс, напомним, начинается уже при уменьшении длины волны до значения 240 нм, соответствующего порогу фотодиссоциации молекулы O_2 . Ультрафиолетовое излучение в интервале длин волн от 320 до 400 нм, обозначенном как УФ-А, достигает поверхности Земли. Именно этому излучению мы обязаны своим загаром. В малых дозах оно полезно, но при передозировке вызывает ожоги и даже временную слепоту.

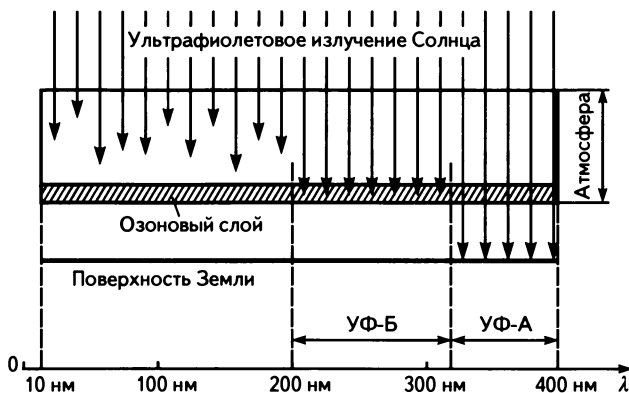


Рис. 1.5



А вот излучение с длинами волн меньше 320 нм не просто вредно, но более того, может оказаться губительным для всего живого на Земле. У человека оно может вызвать рак кожи, катаракту, иммунную недостаточность. Особенно губительно действует жесткое ультрафиолетовое излучение на микроорганизмы. Как показали эксперименты, планктон в приповерхностных водах океанов погибает под воздействием излучения УФ-Б. А ведь планктон находится в основании пищевых цепочек практически всех морских экосистем. Излучение УФ-Б может губительно повлиять также на фотосинтез растений.

Все это говорит о глобальной роли стратосферного озона — он является *своеобразным щитом*, защищающим земную биосферу от губительного для нее ультрафиолетового излучения в интервале длин волн $200 < \lambda < 320$ нм. Без озонового слоя жизнь на Земле, по видимому, была бы невозможна.

Другая глобальная роль стратосферного озона заключается в том, что поглощение излучения УФ-Б обуславливает нагревание воздуха в стратосфере, в результате чего температура воздуха увеличивается с высотой, и возникает «слоеный пирог» атмосферы. В отсутствие озонового слоя существенно изменилось бы высотное распределение температуры во всей атмосфере, а ведь это распределение контролирует динамические процессы, т. е. перемещение в пространстве воздушных масс. В результате могли бы наблюдаться катастрофические явления, связанные с резким изменением климата на планете.

Предположим, что произойдет не исчезновение озонового слоя, а только повсеместное изменение концентрации озона. Последствия практически весьма интересны, поскольку изменение концентрации озона может реально оказаться плодом современной цивилизации. Допустим, концентрация озона в атмосфере уменьшилась в два раза. Как показали расчеты, в этом случае должно произойти охлаждение воздуха в мезосфере на 20—30 °С, а в стратосфере примерно на 10 °С, в результате чего вся вертикальная структура стратосферы и тропосферы может стать в значительной мере неустойчивой. Что же касается последствий неизбежного в данном случае усиления облучения биосферы ультрафиолетовым солнечным излучением, то они трудно предсказуемы, но нет сомнения в том, что эти последствия будут ужасны для живых организмов.



Классификация облаков тропосферы

Согласно современной классификации, в тропосфере существуют десять основных форм облаков, различающихся внешним видом и структурой. Из них восемь относят к категории облаков горизонтального развития (их называют *слоистообразными* облаками), а две формы — к категории облаков вертикального развития (их называют также *кучевообразными* облаками).

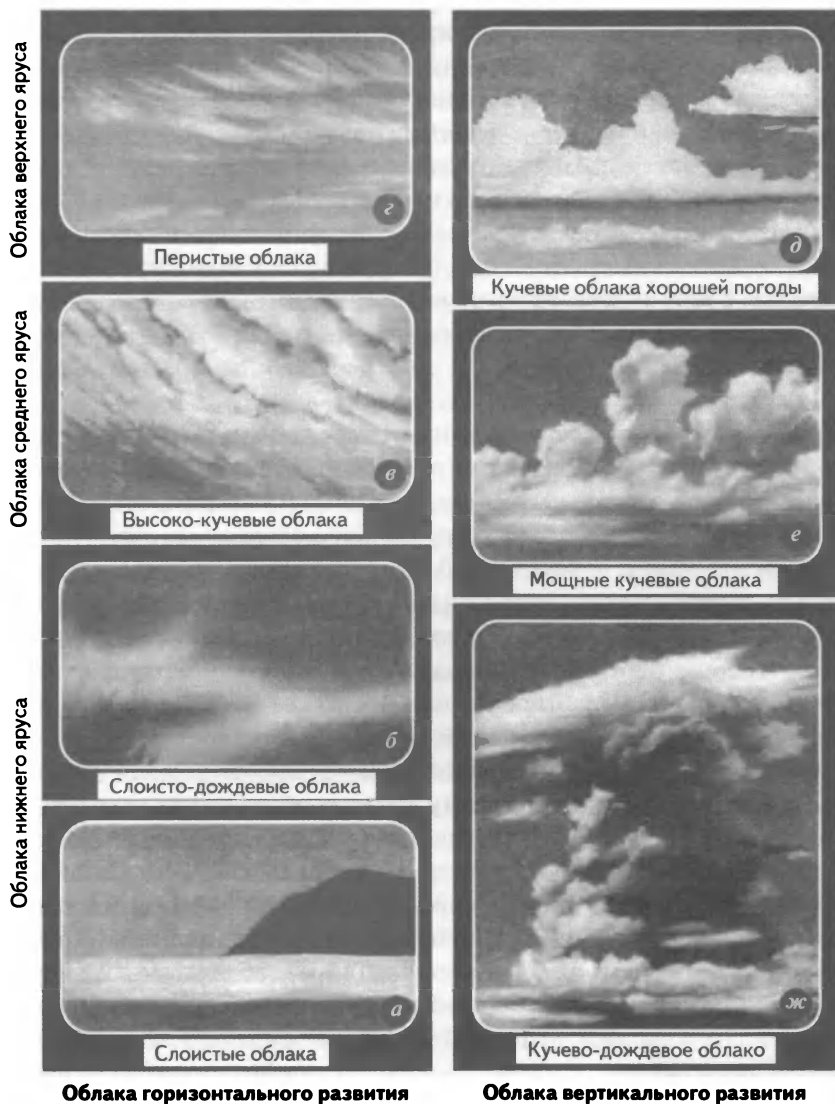
Облака горизонтального развития сильно развиты в горизонтальном направлении (их горизонтальная протяженность составляет от 10 до 1000 км) и относительно слабо в вертикальном направлении (облако может иметь толщину, измеряемую всего лишь сотнями метров). Время жизни таких облаков относительно большое — оно измеряется сутками. Вертикальные перемещения воздушных масс в облаках происходят медленно — со скоростями, не превышающими 10—30 см/с.

Облака вертикального развития относительно слабо развиты в горизонтальном направлении (их горизонтальная протяженность колеблется от одного до нескольких километров, в отдельных случаях до десятка километров), зато толщина облаков, которую лучше называть высотой, доходит до 10 км и даже 15 км, так что вершина облака может достичь стратосферы. Время жизни таких облаков невелико — от нескольких десятков минут до нескольких часов. Вертикальные перемещения воздушных масс происходят достаточно быстро; максимальные скорости достигают нескольких метров в секунду, а в кучево-дождевых облаках они могут составлять 20 м/с.

Если у облаков вертикального развития высота нижней границы не превышает двух километров (у кучевых облаков она находится в пределах от 0,8 до 2 км, а у кучево-дождевых — от 0,4 до 1,5 км), то у облаков горизонтального развития высота нижней границы находится в интервале от 100 м до 10 км. Поэтому облака горизонтального развития подразделяют на облака *нижнего яруса* (высота нижней границы облака от 0,1—0,4 км до 1 км), облака *среднего яруса* (высота нижней границы от 2 до 5 км), облака *верхнего яруса* (высота нижней границы от 6 до 10 км). Облака нижнего яруса состоят целиком или в основном из водяных капель, а верхнего яруса — целиком из ледяных кристаллов. Облака среднего яруса состоят как из капель, так и из кристаллов.



Как уже отмечалось, существуют восемь форм облаков горизонтального развития. Представим их, перемещаясь от нижнего яруса к верхнему.



Облака горизонтального развития

Облака вертикального развития

Рис. 1.6



В нижнем ярусе выделяют три формы облаков: *слоистые, слоисто-дождевые, слоисто-кучевые*. Слоистые облака (рис. 1.6, а) имеют вид тонкого однородного слоя без определенных очертаний, похожего на туман, который приподнялся над земной поверхностью. Они могут образоваться на склоне горы. Осадки не выпадают, если не считать мелкой мороси. Слоисто-дождевые облака (рис. 1.6, б) отличаются весьма неопределенной размытой формой и в отличие от других слоистообразных облаков могут иметь толщину в несколько километров. Они могут дать начало обложному дождю или снегу. Именно с такими облаками связано представление о пасмурной погоде. Слоисто-кучевые облака подобны слоистым, но в отличие от них имеют хорошо выраженную структуру в виде слоя из крупных гряд и полос, разделенных просветами или сливающимися в сплошной волнистый покров. Осадки отсутствуют.

В среднем ярусе выделяют две формы облаков: *высоко-кучевые и высоко-слоистые*. Высоко-кучевые облака (рис. 1.6, в) похожи на слоисто-кучевые, но характеризуются более четким и выразительным разбиением на длинные гряды и круглые глыбы. Осадки отсутствуют. Высоко-слоистые облака совершенно не похожи на высоко-кучевые. Они выглядят как однородная пелена без какой-либо структуры, нередко закрывающая все небо. Сквозь пелену просвечивает солнце. Эти облака могут вызывать дождь, а в зимнее время снегопад.

В верхнем ярусе выделяют три формы облаков: *перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые*. Перистые облака (рис. 1.6, г) имеют характерный вид переплетений нежных белых нитей и тонких полос, образующих силуэты птичьих крыльев и хвостов или рыбьих скелетов, перисто-слоистые облака выглядят как однородная белесая полупрозрачная пелена в которой просматривается волокнистое строение, перисто-кучевые облака — белые тонкие облака, имеющие вид мелких волн, хлопьев или ряби. Употребляемый в просторечии термин «небо в барашках» относится именно к таким облакам. Все облака верхнего яруса не дают осадков.

Переходя к облакам вертикального развития, напомним, что они подразделяются на две формы. Это либо *кучевые*, либо *кучево-дождевые* облака. Различают кучевые облака хорошей погоды (рис. 1.6, д) и мощные кучевые облака (рис. 1.6, е). Кучевые облака хорошей погоды обычно отделены одно от другого, тогда как мощные кучевые облака образуют причудливые нагромождения высотой от 3 до 5 км и горизонтальной протяженностью до 10 км. Вспомним у А.А. Фета:



Вон там на заре растянулся
Причудливый хор облаков:
Все будто бы кровли да стены,
Да ряд золотых куполов.

Физические процессы, происходящие в кучевом облаке (поговорим о них подробнее в гл. 2), обуславливают характерные особенности его внешнего вида — вытянутость в вертикальном направлении, куполообразную вершину, обилие белых клубов. При всем том кучевые облака поражают неповторимостью своего вида; ни одно из них не копирует другое.

Кучевые облака, как правило, осадков не дают, а вот кучево-дождевые облака (рис. 1.6, ж), называемые также грозowymi, дают ливневые осадки, которые могут сопровождаться градом. Кучево-дождевые облака по своему виду похожи на кучевые, но имеют более крупные размеры и более высоки. Внизу они темные, иногда почти черные. Вершина облака обычно растекается в горизонтальном направлении, что придает ему форму наковальни. Кучево-дождевые облака смешанные: в нижней части они состоят из водяных капель, а в верхней из кристаллов льда. Физика процессов созревания, развития и разрушения грозового облака будет рассмотрена в гл. 2.

1.2. КОНВЕКЦИЯ И ВЕТЕР

Конвекция в атмосфере

Нагревание воздушных масс вблизи земной поверхности приводит в действие механизм *конвекции*. Нагретый воздух начинает подниматься вверх. Напомним, что с учетом конвекции воздуха батареи отопления в комнате помещают вблизи пола, а форточку в верхней части окна. Холодный зимний воздух с улицы, проникая в комнату через форточку, опускается к полу, тогда как теплый воздух от нагретой батареи поднимается вверх, к потолку. В результате происходит перемешивание воздуха. Комнату обогревает воздух от батареи и освежает воздух из форточки.

Сейчас нас интересует конвекция воздуха в земной атмосфере. Почему она происходит? Почему нагретый воздух поднимается («всплывает») над менее нагретым, а холодный воздух опускается,



погружаясь под нагретый? Чтобы ответить на этот вопрос, вспомним закон Архимеда.

Предположим, что сплошное тело объемом V и плотностью ρ_1 погружено в жидкость или газ плотностью ρ_2 . Согласно закону Архимеда на тело будет действовать выталкивающая сила F_b , равная весу жидкости (газа) в объеме тела: $F_b = \rho_2 Vg$, где g — ускорение свободного падения. Обозначим через F модуль силы тяжести тела. Проекция R равнодействующей приложенных к телу сил на направление вектора ускорения свободного падения равна

$$R = F - F_b = (\rho_1 - \rho_2)Vg. \quad (1.11)$$

Если $\rho_1 < \rho_2$, то $R < 0$; в этом случае тело всплывает (поднимается вверх). Если $\rho_1 > \rho_2$, то $R > 0$; в этом случае тело опускается на дно.

Теперь выделим мысленно внутри воздушной массы объем V , обозначим ρ_1 плотность воздуха внутри этого объема, а ρ_2 — плотность вне его. Предположим, что воздух в выделенном объеме нагрет в большей степени, чем воздух вне объема. Учитывая, что при нагреве газа его плотность понижается, а при охлаждении повышается, заключаем, что в данном случае $\rho_1 < \rho_2$ и согласно (1.11) выделенный объем воздуха должен подниматься вверх. Если же воздух в рассматриваемом объеме нагрет меньше, чем вне объема, то $\rho_1 > \rho_2$ и, следовательно, выделенный объем воздуха будет опускаться вниз.

Итак, конвекция воздуха в атмосфере (равно как и конвекция воды в морях и океанах) есть не что иное, как проявление закона Архимеда.

Давление как мера степени сжатия среды

Прежде, чем мы перейдем к обсуждению ветра, необходимо поговорить о таком понятии как «давление». Существуют скалярная величина «давление» (будем обозначать ее p) и векторная величина «сила давления» (обозначим ее P). К сожалению, понятия давление и сила давления не всегда различают и говорят, например, что на некоторую стенку *действует давление*. Однако давление не может *действовать*. Действует сила давления, а давление характеризует *степень сжатия среды в той или иной ее точке*, обусловленную действием сил давления. Возможно, во избежание путаницы следовало бы употреблять вместо термина «давление» термин «механическое напряжение». Кстати сказать, в применении к твердым те-



лам, подвергнувшись тем или иным силовым воздействиям, действительно используют термин «механическое напряжение» или коротче — «напряжение».

Выберем произвольную точку A внутри атмосферного воздуха и рассмотрим достаточно малую частицу воздуха в виде куба с гранями

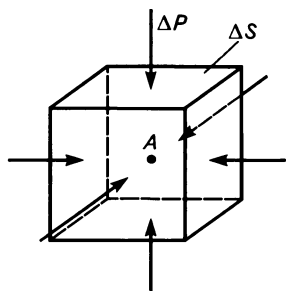


Рис. 1.7

площадью ΔS каждая, для которого точка A является центром (рис. 1.7). Находящиеся снаружи кубика молекулы воздуха будут бомбардировать грани кубика, оказывая на каждую грань силу давления, направленную перпендикулярно к данной грани и одинаковую по модулю для всех граней. Обозначим этот модуль через ΔP . Поскольку куб достаточно мал, давление воздуха в любой точке каждой его грани будет равно $p = \Delta P / \Delta S$. Ввиду малости кубика можно считать, что таким же будет давление, в частности, и в центре кубика, т. е. в точке A .

Итак, скалярная величина, называемая «давлением», относится к той или иной точке среды. Давление газа или жидкости в некоторой точке A — это степень сжатия воздушной или жидкой среды в указанной точке. В общем случае точка A может быть выбрана не только где-то внутри среды, но также на границе ее с другими телами (внесенными в среду или играющими роль стенок). Говоря о первопричинах, обуславливающих сжатие среды, отметим силу притяжения среды Землей и различные возможные внешние силовые воздействия на среду (например, действие поршня на среду в трубе).

Атмосферное давление

Земля притягивает к себе содержащийся в атмосфере воздух, поэтому на земную поверхность и все, что на ней находится, действует сила давления атмосферы. Она создает атмосферное давление p_a в воздушной среде (как в точках внутри среды, так и в точках на границе среды с различными телами и земной поверхностью). Модуль силы давления атмосферы на участок поверхности площадью S равен $P = p_a S$. Атмосферное давление изменяется с высотой и, кроме того, зависит от погодных условий, вследствие чего оно может изменяться также в горизонтальных направлениях.



Вблизи земной поверхности p_a приблизительно равно 10^5 Па. Давление $p_a = 1$ атм = 760 мм рт. ст. = 101 325 Па называют *нормальным атмосферным давлением*.

Легко подсчитать, что на крышу дома, имеющую площадь, например, $S = 100$ м², атмосфера давит с силой $p_a S = 10^7$ Н. Эта сила соответствует весу тела массой 1000 т. Однако крыша дома не проваливается. Площадь спины лежащего на пляже человека заведомо больше 0,2 м²; следовательно, атмосфера давит на спину человека с силой больше, чем 20 000 Н, что соответствует «камешку» массой 2 т. Однако человек вообще не ощущает никакого давления сверху.

Почему же мы не чувствуем атмосферного давления? Отвечая на этот вопрос, выполним простой опыт.

Возьмем банку, имеющую боковую трубку, которая соединяет банку с насосом; затыкнем горловину банки резиновой пленкой (рис. 1.8). Снаружи на банку действует сила давления атмосферы, измеряемая сотнями ньютонов, но пленка нисколько не прогибается по той причине, что внутри банки воздух сжат до такой же степени, что и снаружи. Силы давления воздуха на пленку снаружи и изнутри банки взаимно уравновешиваются; поэтому пленка не изгибается.

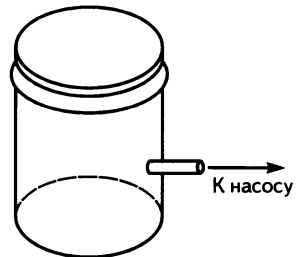


Рис. 1.8

Скептик может в этом случае вообще усомниться в существовании атмосферного давления. Однако легко убедиться, что оно существует. Если откачать насосом часть воздуха из банки, уменьшив тем самым степень сжатия воздуха внутри нее, то пленка прогнется, демонстрируя существование атмосферного давления. Наружное атмосферное давление обнаруживается тогда, когда оно не компенсируется давлением изнутри. Мы не ощущаем атмосферного давления, поскольку наши ткани, сосуды, полости подвергаются как наружному давлению, так и давлению изнутри. Каждая клетка организма содержит газы и жидкости, сжатые до давления, равного атмосферному. Уравновешивание внешних и внутренних сил давления происходит не только в воздухе, но и в воде. Когда поднимают на поверхность моря глубоководную рыбу, то обнаруживают, что ее внутренности разорваны изнутри.

Следует отметить некорректность употребляемой иногда фразы «на нас давит столб атмосферного воздуха». Такая фраза произно-



сится по ассоциации с силой давления, действующей со стороны твердого тела. Эта сила действует на тела, расположенные ниже, и не действует на тела сбоку или, тем более, сверху данного тела. Иное дело давление жидкости или газа. По закону *Паскаля* давление передается не только в точки на дне сосуда, но также в точки на стенках и крышке. Силы как гидростатического, так и атмосферного давления действуют перпендикулярно к произвольно ориентированной поверхности тела, контактирующей со средой, и, значит, могут иметь любое направление. Вряд ли можно говорить о «столбе воздуха», который давит на стенки комнаты или потолок.

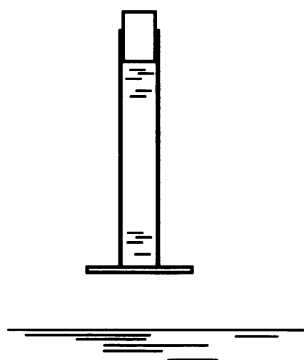


Рис. 1.9

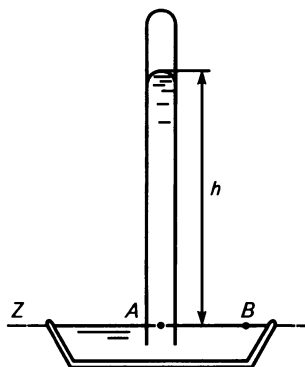


Рис. 1.10

Продемонстрируем на простом опыте тот факт, что сила атмосферного давления может действовать на тело снизу. Возьмем стеклянную трубку и один ее конец плотно закроем пробкой. Погрузим трубку в воду. Когда она заполнится водой, приложим к ее открытому концу кусок стекла и вынем трубку из воды концом с пробкой вверх. Убрав руку, прижимающую кусок стекла к трубке, убедимся, что стекло не падает и вода из трубки не выливается (рис. 1.9). Дело в том, что снизу на стекло давит сила атмосферного давления, которая больше суммы сил тяжести стекла и находящейся в трубке воды. Но если вынуть из трубки пробку, стекло упадет и вода из трубки выльется, поскольку в отсутствие пробки возникает атмосферное давление на поверхности воды в верхнем конце трубки, которое передается по закону Паскаля на кусок стекла. Теперь на стекло действуют сверху вниз силы атмосферного и гидростатического давления плюс сила тяжести самого стекла, тогда как снизу вверх дей-



стует только сила атмосферного давления. Понятно, почему теперь стекло падает вниз.

На метеорологических станциях для измерения давления применяют *ртутные барометры*, так как они обладают наибольшей точностью. Принцип действия ртутного барометра поясняет рис. 1.10. Запаянную с одного конца трубку длиной около метра наполняют ртутью и опускают открытым концом в кювету с ртутью, ориентируя трубку вертикально. При этом некоторая часть ртути перейдет обратно в кювету. Высоту оставшегося в трубке ртутного столбика обозначим h . Давление во всех точках горизонтальной плоскости Z одинаково; значит, $p(A) = p(B)$, где $p(A)$ и $p(B)$ — давление ртути в точках A и B соответственно.

Давление $p(A)$ — гидростатическое давление, оно равно $p_{\text{рт}}gh$, где $p_{\text{рт}}$ — плотность ртути; g — ускорение свободного падения. Давление $p(B)$ равно атмосферному давлению p_a . Так как $p(A) = p(B)$, то, следовательно,

$$p_a = p_{\text{рт}}gh. \quad (1.12)$$

Измерив высоту h столбика ртути в трубке, найдем атмосферное давление в том месте атмосферы, где находится барометр. Вот почему в качестве одной из единиц давления взят миллиметр ртутного столба.

Для измерения атмосферного давления применяют также *мембранные манометры*. Простейший мембранный манометр показан схематически на рис. 1.11. Тонкая упругая пластинка (мембрана 1) герметически закрывает коробку 2, из которой откачана часть воздуха. С мембраной соединен указатель 3, поворачивающийся около O на угол, зависящий от степени прогиба мембраны, которая в свою очередь зависит от разности измеряемой силы давления воздуха вне коробки и внутри коробки.

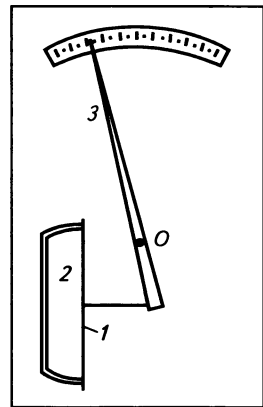


Рис. 1.11

Такие манометры называют *барометрами-анероидами*. Их градуируют и выверяют по ртутному барометру. Они менее точны, зато более удобны в обращении, поскольку не содержат ртути. Анероид может быть градуирован непосредственно на высоту атмосферы.



Такие anerоиды называют *альтиметрами*; они используются в авиалайнерах и позволяют пилоту контролировать высоту полета.

Атмосферный воздух представляет смесь в основном трех газов — азота, кислорода и водяного пара (остальными компонентами этой газовой смеси можно во многих случаях пренебречь). Обозначим через p_1 , p_2 , p_3 *парциальные давления* соответственно азота, кислорода, водяного пара, т. е. давления, которыми характеризовались бы соответствующие газовые компоненты воздуха в предположении, что каждый из компонентов оказался в атмосфере в одиночестве. Согласно *закону Дальтона*, атмосферное давление p_a равно сумме парциальных давлений газов, составляющих атмосферный воздух:

$$p_a = p_1 + p_2 + p_3. \quad (1.13)$$

Заметим, что парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе, называют также *упругостью пара*. Наряду с абсолютной влажностью (плотностью пара) и относительной влажностью воздуха, упругость пара является основной характеристикой степени насыщенности атмосферного воздуха влагой. Упругость пара измеряется в единицах давления.

Как уже отмечалось, почти вся масса атмосферы Земли сосредоточена в слое высотой примерно до 50 км. По достижении высоты 50 км ускорение свободного падения уменьшается всего лишь на 1,5 % по сравнению с ускорением на уровне моря; поэтому можно принять, что в пределах всего 50-километрового слоя атмосферы ускорение свободного падения остается равным $g = 9,8 \text{ м/с}^2$. Учитывая это, нетрудно оценить, чему равна масса всей земной атмосферы.

Атмосферное давление у поверхности Земли примем равным $p_a = 10^5 \text{ Па}$. Модуль силы давления атмосферы, действующей на всю поверхность земного шара, равен $4\pi R^2 p_a$, где $R = 6,37 \cdot 10^6 \text{ м}$ — радиус Земли. Очевидно, что величина $4\pi R^2 p_a$ должна быть равна действующей на земную атмосферу силе тяжести Mg , где M — искомая масса атмосферы. Учитывая, что

$$4\pi R^2 p_a = Mg,$$

находим: $M = 5,2 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

Известно, что масса Земли составляет $6 \cdot 10^{24} \text{ кг}$. Как мы убедились, масса атмосферы Земли примерно в миллион раз меньше. Тем не менее атмосфера играет исключительно важную роль во всех процессах, происходящих на земном шаре.



Ветер и его характеристики

Восходящие и нисходящие движения воздуха, связанные с конвекцией, — не единственный вид движения воздушных масс в атмосфере. Интенсивность конвективных воздушных потоков изменяется при переходе наблюдателя от одного участка земной поверхности к другому, если эти участки и прилегающий к ним воздух оказываются нагретыми в разной степени. Вследствие этого возникает перепад атмосферного давления в горизонтальной плоскости, что приводит к появлению ветра.

Ветер — это движение воздуха относительно земной поверхности, вызванное неравномерным распределением атмосферного давления и направленное от высокого давления к низкому.

В некоторых учебниках географии ветром называют движение воздуха в *горизонтальном* направлении. Это не вполне точно. Главное в понятии ветра — это движение воздуха от места с более высоким давлением к месту с более низким давлением. В принципе эти два места не обязательно должны находиться вблизи поверхности Земли или на одной и той же высоте. Однако вблизи поверхности ветры обычно дуют в горизонтальном или близком к горизонтальному направлении. Некоторое отклонение от горизонтального направления может быть связано с рельефом местности.

Уместно заметить, что одна из важнейших характеристик ветра — его *направление* — указывается в предположении, что ветер дует в горизонтальном направлении. Например, говорят, что данный ветер юго-восточный. Это значит, что речь идет о горизонтальном воздушном потоке, движущемся с юго-востока. Этот ветер дует в направлении с юго-востока на северо-запад. Обратим внимание: ветер дует не на юго-восток, а с юго-востока. В названии ветра указывают *не куда он дует, а откуда*. Северный ветер дует с севера (ясно, что он направлен на юг). Западный ветер дует с запада (он направлен на восток).

Вторая важная характеристика ветра — *скорость* его движения относительно земной поверхности. Скорость ветра — это скорость потока воздуха и ее не следует путать с понятием «скорость молекул воздуха». Здесь необходимо сделать небольшую паузу и обратить внимание на то, что в метеорологии атмосферный воздух рассматривают обычно так, как принято рассматривать газ или жидкость в *гидродинамике* (точнее сказать, в гидроаэромеханике), т. е. как *сплошную среду*.



На первый взгляд представление газа в виде сплошной среды может показаться неправомерным. Ведь в газе молекулы свободно движутся в различных направлениях, лишь изредка сталкиваясь друг с другом. Однако следует принять во внимание, что в обычных условиях в 1 м^3 атмосферного воздуха находятся в каждый момент времени порядка 10^{16} молекул, что и оправдывает использование *гидродинамического подхода*. Понятно, что такой подход будет неправомерным в случае весьма сильного разрежения воздуха, например, в достаточно высоких слоях атмосферы, удаленных от земной поверхности на расстояние, превышающее несколько сотен километров.

Следуя гидродинамическому подходу, будем пользоваться понятием *частица воздуха*, полагая, что каким бы малым не был объем этой частицы, внутри него будет находиться во всякий момент времени много молекул. Отметим четыре *основные физические характеристики* частицы воздуха: скорость v , давление p , плотность ρ , температуру T . Учитывая малость частицы, будем рассматривать указанные физические величины как величины, *локализованные в пространстве*, т. е. относящиеся к той или иной точке пространства, заполненного воздушной средой.

Подчеркнем, что скорость v — это отнюдь не скорость той или иной молекулы, а скорость потока воздуха, в котором частицы воздуха (именно частицы воздуха, а не отдельные молекулы!) переносятся в некотором направлении. Можно сказать, что скорость v — это скорость частиц воздуха. Если потока воздуха нет (частицы воздуха не перемещаются), то $v = 0$, хотя, конечно, сами молекулы и продолжают хаотически двигаться.

Обычно вместо понятия «скорость ветра» употребляют понятие «сила ветра». Это понятие надо признать неудачным, поскольку оно относится к *скорости частиц воздуха* и не имеет никакого отношения к физической величине, называемой силой и измеряемой в ньютонах.

Локальные физические характеристики атмосферного воздуха могут быть измерены с помощью соответствующих приборов, помещаемых в ту или иную точку пространства. Температуру измеряют с помощью термометров. Для измерения давления можно воспользоваться мембранным манометром или ртутным барометром. Для измерения скорости воздушного потока или, иначе говоря, силы ветра применяют трубку Пито—Прандтля.



Шкала Бофорта

Ветрам разной силы присваивают специальные названия (например, легкий, свежий, крепкий, шторм, ураган). Измеряют силу ветра в баллах по условной 12-балльной *шкале Бофорта*. Ее предложил в 1806 г. английский гидрограф и картограф *Френсис Бофорт* (1774—1857). В приводимой здесь таблице представлена шкала Бофорта; в ней же приведены соответствующие значения скорости ветра.

Вблизи земной поверхности ветры имеют скорости, как правило, в интервале 4—8 м/с и довольно редко превышает 15 м/с. В штормах и ураганах скорости ветров могут превышать 30 м/с, а в отдельных порывах достигать 60 м/с. В тропических циклонах (тайфунах) скорости ветра доходят до 70 м/с, а отдельные порывы — до 100 м/с. Среднее значение скорости ветров вблизи земной поверхности составляет примерно 10 м/с. В верхней тропосфере скорости ветров существенно выше, чем вблизи земной поверхности.

Линии тока

Мы рассмотрели две характеристики ветра — направление и силу, правильнее сказать, скорость. Под ветром, напомним, понимают движение воздушных масс, иначе говоря, воздушный поток. Скорость ветра есть скорость воздушного потока (точнее, скорость движения частиц воздуха в потоке). Обозначим через $v(t)$ вектор скорости данной частицы воздуха в момент времени t . Возникает естественный вопрос: нельзя ли сопоставить направление ветра в данный момент в данной точке воздушного потока с направлением вектора v , а скорость ветра с модулем этого вектора?

Если движение воздушных масс *турбулентное* (частицы воздуха движутся неупорядоченно, хаотично), то в этом случае такое сопоставление, по сути дела, не годится. При турбулентном движении воздуха трудно или вообще невозможно говорить о каких-либо определенных направлении и скорости воздушного потока.

Иное дело, если воздушная масса движется *ламинарно*. В этом случае можно, в принципе, мысленно разбить всю массу воздуха на частицы и попытаться проследить, как ведет себя с течением времени та или иная частица. Такой способ описания движущихся жидкостей и газов разрабатывал в конце XVIII в. французский математик



Шкала Бофорта

Балл	Название ветра	Скорость, м/с	Действие ветра	
			На земле	На воде
0	Штиль	0—0,5	Дым поднимается вверх, флаг висит спокойно	Зеркальное море
1	Тихий	0,5—2,0	Дым слабо отклоняется, листья шелестят	Небольшие чешуеобразные волны без барашков
2	Легкий	2,0—3,5	Качаются тонкие ветки, флаг слабо развевается, пламя спички гаснет	Короткие, хорошо выраженные волны, поверхность воды рябит
3	Слабый	3,5—5,5	Раскачиваются небольшие ветви, флаг развевается	Гребни волн образуют стекловидную пену, образуются маленькие барашки
4	Умеренный	5,5—7,5	Раскачиваются большие ветви, флаг вытягивается, поднимается пыль	Волны становятся длиннее, местами образуются пенящиеся барашки
5	Свежий	7,5—10,0	Слегка наклоняются тонкие и средние деревья	Все море покрывается барашками



6	Сильный	10,0—12,5	Раскачиваются средние деревья, ветер свистит в ушах	Гребни волн заметной высоты
7	Крепкий	12,5—15,0	Срываются палатки, гудят телефонные провода	Громоздятся волны, ветер срывает с гребней белую пену
8	Очень крепкий	15—18	Гнутся большие деревья, ломаются ветки, движение человека против ветра затруднено	Заметно увеличиваются высота и длина волн
9	Шторм	18—21	Ломаются большие деревья, ветер срывает дымоходы и черепицу с крыш	Высокие волны с длинными опрокидывающимися гребнями
10	Сильный шторм	21—25	Срываются крыши домов, вырываются с корнем деревья	Вся поверхность моря становится белой от пены
11	Жестокий шторм	25—30	Происходят большие разрушения	Высота волн такова, что находящиеся в поле зрения корабли скрываются за ними
12	Ураган	Более 30	Происходят опустошения	Водяная пыль, срываемая с гребней, значительно уменьшает видимость



тик *Жозеф Лагранж* (1736—1813). Можно, однако, поступить проще: сосредоточить внимание не на отдельных частицах, проходящих со временем через разные точки пространства, а на точках пространства, через которые с течением времени проходят разные частицы жидкости или газа. Такой способ описания динамики жидкостей и газов предложил современник Лагранжа швейцарский математик и физик *Леонард Эйлер* (1707—1783). Рассмотрение ламинарного движения жидкостей и газов по Эйлеру является сегодня общепринятым.

Предположим, что в некоторый момент времени известны векторы скорости v частиц воздуха, оказавшихся в разных точках пространства. Представим себе, что пространство, занимаемое движущейся массой воздуха, заполнено такими векторами. Проведем мысленно в пространстве плавные линии таким образом, чтобы в каждой их точке касательная к линии имела направление вектора v в этой точке (рис. 1.12, *a*). Эти линии называют *линиями тока*. Через каждую точку пространства можно провести линию тока; все пространство заполнено линиями тока. Разумеется, на рисунках, изображающих картины линий тока, видны лишь некоторые из этих линий.

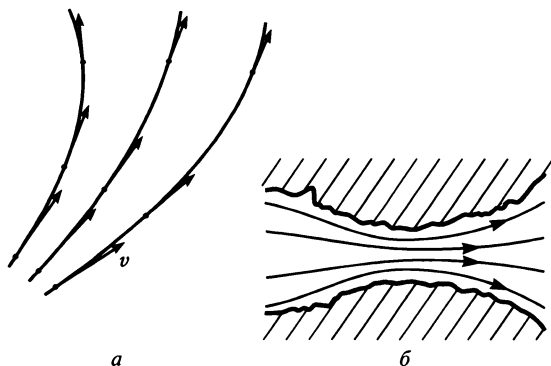


Рис. 1.12

Направления линий тока позволяют судить о направлении движения воздуха в том или ином месте пространства (о направлении ветра), а густота линий, измеряемая числом линий, пересекающих единичную поперечную площадку, говорит о том, насколько велика скорость движения воздуха (сила ветра) в соответствующем месте пространства. Чем больше скорость, тем гуще располагаются линии



тока. Для примера на рис. 1.12, б показаны линии тока в воздушном потоке, распространяющемся по ущелью. Вблизи самого узкого места ущелья линии тока располагаются наиболее густо — там скорость ветра наибольшая.

В общем случае распределение скоростей v частиц воздуха в пространстве может со временем изменяться. Соответственно будет изменяться со временем и картина линий тока. Ограничимся случаями, когда движение воздушных масс практически *стационарное* (по крайней мере в течение нескольких часов, суток или дольше).

Бризы и горно-долинные ветры

Познакомимся с наиболее простой ячейкой атмосферной циркуляции на примере *бризов*. Так называются ветры вблизи береговой линии моря или большого озера, имеющие резкую суточную смену направления. Днем бриз (его называют дневным или морским бризом) дует в направлении с моря на берег, а ночной (береговой) бриз дует в обратном направлении — с берега на море.

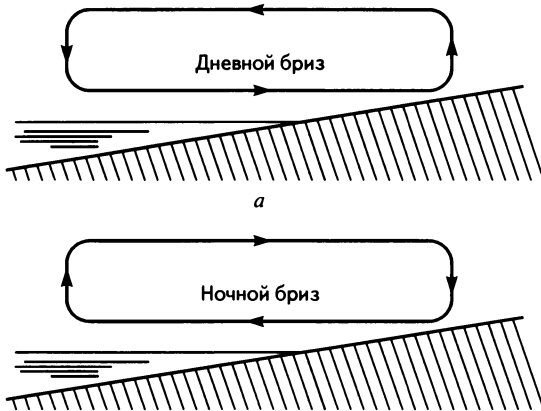


Рис. 1.13

На рис. 1.13, а показана замкнутая линия тока (*ячейка атмосферной циркуляции*), характеризующая направление движения воздушных масс вблизи береговой линии в дневное время. Днем суша (берег) прогревается сильнее, чем поверхность воды; поэтому над



сушей плотность воздуха понижается, и воздух начинает подниматься вверх. Происходит конвекция воздуха: менее плотная воздушная масса всплывает над более плотной. В результате давление воздуха вверху над сушей возрастает, а у самой поверхности уменьшается. Давление вблизи поверхности моря оказывается больше давления у поверхности суши — и с моря к берегу устремляется горизонтальный поток воздуха (дневной бриз). Соответственно на высоте поток воздуха движется в направлении от берега к морю, и таким образом возникает показанная на рис. 1.13, а ячейка атмосферной циркуляции. Дневной бриз является одним из элементов этой ячейки.

Ночью реализуется обратная ситуация: суша быстрее охлаждается и становится холоднее поверхности моря. Внизу возникает перенос воздуха с берега на море (ночной бриз), а над ним появляется обратный воздушный поток. Соответствующая замкнутая линия тока показана на рис. 1.13, б.

Бриз захватывает нижний слой воздуха высотой от нескольких сотен метров до одного-двух километров. От береговой линии бриз распространяется в глубь суши или моря на 10—30 км. В средних широтах бризы имеют скорости 3—5 м/с; в тропиках бризы более мощные, они характеризуются более высокими скоростями.

Слабые бризы могут наблюдаться также на суше — на границе поля и леса. Ночью поле охлаждается быстрее — и возникает приповерхностный поток воздуха с поля к лесу, а на высоте крон деревьев появляется обратный поток (от леса к полю). В дневное время реализуется обратная циркуляция атмосферного воздуха.

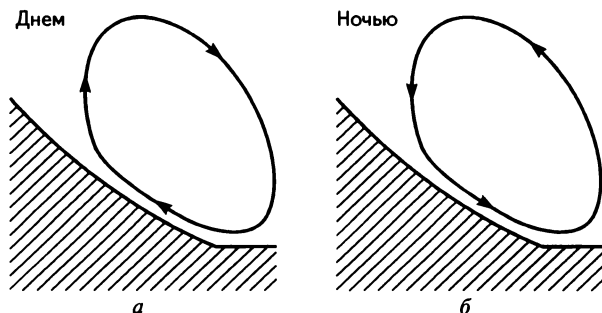


Рис. 1.14

В горных районах наблюдаются ветры с суточной периодичностью, похожие на бризы — так называемые *горно-долинные ветры*.



Днем склоны гор и прилегающий к ним воздух нагреваются достаточно сильно, и возникает восходящая конвекция воздушных масс. Давление воздуха на склоне горы оказывается меньше его давления в долине — и начинает дуть ветер по склону горы снизу вверх. В результате образуется ячейка атмосферной циркуляции, показанная на рис. 1.14, а. Ночью реализуется обратная ситуация: склон горы и прилегающий воздух охлаждаются сильнее, чем воздух в долине, и возникает ветер, дующий по склону сверху вниз, с горы в долину. Соответствующая ячейка атмосферной циркуляции показана на рис. 1.14, б.

Местные ветры

Так называют ветры, наблюдаемые в достаточно ограниченных районах и выделяющиеся своей силой, продолжительностью, повторяемостью, направлением или другими особенностями. Под этим названием объединяют ветры различного происхождения. Выделим три группы местных ветров:

1) местные воздушные циркуляции, которые не зависят от воздушных течений общей циркуляции атмосферы, а просто связаны с особенностями в нагревании земной поверхности (бризы, горно-долинные ветры, а также ледниковые ветры, которые постоянно дуют вниз по склонам ледниковых долин);

2) ветры, которые связаны с течениями общей циркуляции атмосферы, проходящими над горным массивом; при спуске с горы воздушное течение приобретает нисходящую составляющую скорости и усиливается, порождая либо холодный ветер (бора), либо теплый ветер (фен);

3) ветры, связанные с течениями общей циркуляции атмосферы, но без нисходящей составляющей; они возникают в том или ином районе благодаря особенностям топографии района и неравномерности нагрева поверхности (самум, суховей, афганец и др.).\

О бризах и горно-долинных ветрах мы уже говорили. *Бора* — сильный, порывистый *холодный* ветер, дующий с гор на побережье морей или больших озер. Он возникает, если невысокий горный хребет отделяет холодный воздух над сушей от теплого воздуха над водой. Этот ветер особенно опасен в морозную погоду, когда с большой скоростью (до 40—60 м/с) скатывается с гор к еще не замерзшему морю или озеру. Бора продолжается от нескольких суток до недели. На озере Байкал бора имеет местное название — *сарма*. Он



назван по имени реки Сармы, через долину которой холодный ветер из Якутии прорывается к Байкалу. Разновидностью боры можно считать *мистраль* — холодный северо-западный ветер на средиземноморском побережье Франции, а также *памpero* — холодный штормовой ветер юго-западного направления в Аргентине и Уругвае, связанный с вторжениями холодного антарктического воздуха.

Когда через горы переваливает холодный воздушный поток, возникает бора. Если же через горы переваливает *теплый* воздушный поток, то вниз в долину может устремиться ветер, называемый *феном*. При опускании в долину теплого воздушного потока температура последнего еще более повышается; поэтому фен оказывается весьма теплым и сильным ветром. Его скорость может достигать 20—25 м/с. Зимой и весной фен вызывает бурное таяние снегов; летом он может приводить к высыханию и опаданию листвы на деревьях (при этом возможно повышение температуры воздуха до 40 °С). Такой ветер часто наблюдается в горах Кавказа, Средней Азии, Алтая, в Альпах, Скалистых горах. Разновидностью фена является *гарм-силь* — сухой и жаркий ветер, дующий летом с юга в предгорьях Западного Тянь-Шаня.

Песчаные бури в пустынях Северной Африки и Аравийского полуострова вызываются ураганным горячим и сухим ветром — *самумом*. Он формируется при сильном нагреве воздуха в циклонах, несет с собой раскаленный песок и пыль и иногда сопровождается грозой. Слово «самум» арабского происхождения, оно переводится как «знойный ветер» (у турков есть термин «самьели», означающий «ядовитый ветер»). Чаще всего самум дует в направлении с запада на восток.

Самум начинается внезапно, дует без перерыва несколько часов, но свирепствует как шквал лишь несколько минут, и тогда жар доходит до 50 °С (при очень низкой относительной влажности 10 %). Когда налетает самум, в воздух поднимается мелкая песчаная пыль, которая проникает в уши, нос, легкие; поток жаркого сухого воздуха воспаляет кожу. Спасая жизнь, люди, застигнутые самумом, плотно закрывают голову одеждой и ложатся на землю, так как ветер дует, не опускаясь вплотную к поверхности.

Одно из первых описаний самума дал древнегреческий историк *Геродот* (480—425 до н. э.): «За час до того небо окрашивается в красный цвет. Яркое солнце тускнеет, заволакивается мутной пеленой. На горизонте появляется темное облако. Оно быстро увели-



чивается, закрывая голубое небо. Вот налетел первый порыв жаркого колючего ветра. И уже через минуту меркнет день. Тучи жгучего песка нещадно секут все живое, закрывают полуденное солнце. В вое и свисте ветра пропадают все остальные звуки. Кажется, сам воздух оборачивается против вас». Небо становится красным в той стороне, откуда приходит самум; поэтому Геродот называл самум «красным ветром». Он говорил о «вое и свисте ветра», покрывавшем все остальные звуки. Точнее было бы сказать о гудении и звоне, которые возникают вследствие столкновений летящих песчинок друг с другом. В стихотворении «Сахара» *Николай Гумилев* так описал самум:

И звенит и поет, поднимаясь, песок,
Он узнал своего господина.
Воздух меркнет, становится солнца зрачок,
Как гранатовая сердцевина.
И чудовищных палм вековые стволы,
Вихри пыли взметнулись и пухнут,
Выгибаясь, качаясь, проходят среди мглы,
Тайно веришь — веки не рухнут.
Так и будут бродить до скончания веков,
Каждый час все грозней и грознее,
Головой пропадая среди облаков,
Эти страшные серые змеи...

Наряду с самумом отметим жаркий южный ветер *хамсин*, который свирепствует в Египте и Восточном Средиземноморье, неся с собой массы пыли и песка. Слово «хамсин» в буквальном переводе с арабского означает «пятьдесят». Этот ветер дует весной в течение примерно пятидесяти суток. Отметим также сильный юго-западный ветер, зарождающийся в Сахаре и поступающий через Средиземное море в Европу. Его называют по-итальянски *сирокко*.

Муссоны

Как бризы, так и горно-долинные ветры — это местные ветры с *суточной* периодичностью. Существенно масштабнее *муссоны* — *сезонные* ветры, имеющие континентальный характер и возникающие вследствие разницы атмосферного давления, обусловленной различием степени нагревания суши и моря в летнее и зимнее времена года. Летом поверхность суши прогревается сильнее, чем



поверхность моря. Поэтому летние муссоны дуют с моря на материк. Зимой муссоны дуют с охладившегося материка к морю, поверхность которого не успевает сильно охладиться. Можно сказать, что муссон — это своеобразный гигантский бриз, имеющий не точную, а сезонную периодичность. Слово «муссон» происходит от арабского слова «маусим», означающего «сезон».

Муссонный климат ярко выражен на полуостровах Индостан, Индокитай, Сомали, а также в Верхней Гвинее и на Дальнем Востоке. Муссоны приносят летом на материк и прилегающие острова обильные осадки и обеспечивают относительно сухую зиму. Смена летних и зимних муссонов происходит в апреле—мае и октябре—ноябре.

Зимние северо-восточные муссоны фактически совпадают с *пассатами* Северного полушария (о пассатах см. в разд. 1.4). Тем не менее их скорость, как правило, не превышает 10 м/с. А вот летние муссоны с Индийского океана достигают штормовой силы 20—25 м/с и тем самым искажают картину пассатов Северного полушария в бассейне Индийского океана.

1.3. ЭОЛОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В Древней Греции повелителем ветров считался Эол, описанный Гомером в «Одиссее». Поэтому при рассмотрении *геологической деятельности ветров* принято использовать термин «*эоловые геологические процессы*». Можно выделить три группы таких процессов:

- 1) перенос, транспортировка ветром рыхлых пород и мелкого обломочного материала, главным образом песка (*эоловая транспортировка*),
- 2) разрушение горных пород ветром (*эоловое разрушение*),
- 3) отложение перенесенного ветром материала (*эоловая аккумуляция*).

Активная эоловая транспортировка происходит во время *песчано-пылевых бурь*, которые довольно часто наблюдаются в пустынях. Говоря об эоловом разрушении, следует различать два процесса — дефляцию и корразию. *Дефляция* — это выдувание рыхлых пород и мелких обломков с земной поверхности. *Корразия* — обтачивание выступов горных пород твердыми частицами, переносимыми воз-



душными струями в приземном слое атмосферы (не надо путать корразию с коррозией). Эоловая аккумуляция проявляется в образовании *дюн, барханов, грядобразных валов*. Длительная эоловая аккумуляция может приводить к формированию удивительной породы, называемой *лессом*.

Песчаные и пылевые бури

Во время песчаных и пылевых бурь ветер поднимает с земной поверхности песок, частицы глины и пыли, а также мелко-обломочный материал и переносит все это на большие расстояния. Огромные массы пыли и песка вздымаются в тропосферу на высоту до 6—8 км. Мощные пылевые и песчаные облака, поднятые ветром в Африке, могут через некоторое время оказаться над Европой и даже над Северной Америкой. Например, пылевая буря, возникшая, в апреле 2001 г. в пустыне Гоби в Монголии, за несколько дней достигла Японии, а через неделю — западного побережья США. Это говорит о том, что эоловую транспортировку следует считать *планетарным процессом*.

О песчаных бурях в пустынях Северной Африки и Аравийского полуострова мы уже говорили, знакомясь с самумом и хамсином. Песчаные и пылевые бури часто наблюдаются также в пустынях Средней Азии, Монголии, Китая, Австралии, на значительных территориях в Северной и Южной Америке. Рождение многих бурь связано с проходящими циклонами, задевающими пустыни. Важную роль играет также тот факт, что в пустынях из-за нагревания приповерхностного воздуха в жаркое время года снижается атмосферное давление, и образуются местные циклоны, которые и рождают песчаные и пылевые бури.

Воздушные потоки большой силы наблюдаются в высокогорных местностях, например, на Памире, вследствие большого различия между температурой нагреваемой ярким горным солнцем земной поверхности и температурой верхних холодных слоев воздуха. Ветер в горах может днем достичь ураганной силы и поднять песчаную бурю, а к вечеру он может стихнуть.

В 1930—1936-х гг. США были буквально атакованы страшными пылевыми бурями. Этот период называют «Пыльным котлом» или, проще и эмоциональнее, «грязными тридцатыми». Тем более, что это было время тяжелого экономического кризиса в США. В февра-



ле 1983 г. сильнейшая пылевая буря, пришедшая из пустыни Виктория, накрыла город Мельбурн в Австралии. Сильная пылевая буря накрыла в феврале 2007 г. северную треть территории штата Техас в США. В июне 2007 г. сильная пылевая буря свирепствовала в провинции Белуджистан и вблизи города Карачи в Пакистане. В марте 2008 г. огромное облако мелкого желтого песка, принесенное ветрами из глубин Азии, накрыло обширные районы Японии — от острова Окинава до северо-востока острова Хонсю. В мае 2008 г. мощная песчано-пылевая буря обрушилась на Северный и Северо-Восточный Китай, зацепив Пекин. Общая площадь районов, которые оказались в ее власти, составила 370 тыс. км².

Ниже мы обсудим разрушительно-созидательную геологическую деятельность ветра во время песчаных и пылевых бурь. А пока отметим лишь, что эти бури наносят немалый урон людям, они являются весьма грозным природным явлением.

Потому что пустынные ветры горды
И не знают преград своеволью,
Рушат стены, сады засыпают, пруды
Отравляют белеющей солью.

Эти строки принадлежат *Николаю Гумилеву*.

Дефляция (ветровая эрозия) и корразия

Термин «*дефляция*» используется в двух смыслах. В экономике дефляция — это уменьшение находящейся в обращении денежной массы (проводится в целях борьбы с инфляцией). В геологии понятие дефляции связывают с разрушением рыхлых пород и почв под действием ветра, что соответствует латинскому слову *deflation*, означающему *сдувание*. У геологической дефляции есть синоним «*ветровая эрозия*» (латинское слово *erosion* означает *разъедание*).

Дефляция (ветровая эрозия) проявляется там, где дуют сильные ветры. В частности, она проявляется в относительно узких горных долинах, представляющих собой своеобразные аэродинамические трубы. Примером могут служить Джунгарские Ворота — долина между Джунгарским Алатау (на западе) и хребтом Барлык (на востоке) в Казахстане вблизи границы с Китаем. Длина долины около 50 км, ширина до 10 км. В этой «аэродинамической трубе» создается силь-



ная воздушная тяга и переносится не только песок, но и мелкий обломочный материал (камешки размерами до 3—5 см).

В пустынных районах ветровая эрозия может приводить к образованию так называемых *впадин выдувания*. Они возникают, когда из горных пород сильный ветер выдувает менее твердые, рыхлые компоненты. Эти компоненты предварительно превращаются в мелкий обломочный материал вследствие температурного выветривания. Особенно легко ветер выдувает песок и более мелкие частицы пород. Впадины выдувания возникли, например, на месте пересохших озер в США — в штатах Орегон, Вайоминг, Калифорния. Удаляя частицы рыхлых пород, ветер углубляет бывшее дно до тех пор, пока не обнажатся твердые породы. На рис. 1.15 показана фотография Долины Смерти в период цветения. Эта впадина выветривания находится в штате Калифорния и является Национальным парком. Наиболее глубокая часть впадины на 85 м ниже уровня моря. Во впадине есть особая территория размерами 4 × 2 км, на поверхности которой наблюдаются загадочные явления; мы поговорим о них позднее.



Рис. 1.15

Большие впадины выдувания встречаются в пустыне Гоби в Монголии. Климат в пустыне сухой, континентальный. Резкие перепады температур в дневные и ночные часы приводят к разрушению и измельчению горных пород. Отделившиеся мелкие частицы немедленно уносятся ветром. На рис. 1.16 можно видеть находящуюся в Монголии впадину выдувания, которую называют Каньоном



Баянзанг. В оставшихся здесь после выдувания рыхлых пород твердых глинах и красных песчаниках находят много костей динозавров.



Рис. 1.16

Несколько впадин выветривания находятся в Ливийской пустыне на территории Египта. Самая обширная и самая глубокая впадина — впадина Каттара — расположена к юго-западу от дельты Нила. Ее площадь составляет 20 тыс. км², а наиболее глубокая точка находится на 133 м ниже уровня моря. Дно впадины — солончаки, образовавшиеся при испарения грунтовых вод, вышедших на поверхность. К западу от этой впадины Катара находится солончаковая впадина Сива (15 м ниже уровня моря), а к востоку — солончаковая впадина Файюм (43 м ниже уровня моря).

В толще горных пород, подвергающихся ветровой эрозии, могут присутствовать достаточно плотные участки; после выдувания рыхлого материала они сохраняются, рельефно выделяясь на местности. В результате возникают своеобразные «эоловые города» с каменными «дворцами» — вроде тех, какие можно наблюдать в Национальном парке Брайс-Каньон в штате Юта в США (рис. 1.17).

Надо особо отметить дефляцию (ветровую эрозию) почв как явление, приводящее к деградации пахотных земель. Ветер выдувает почвенные частицы, уменьшает содержание гумуса и тем самым способствует постепенному превращению пахотной земли в песчаную или каменистую пустыню. Опустынивание — печальный результат долгодетней ветровой эрозии почв. Во время пылевых бурь ветровая эрозия почв происходит весьма эффективно. Так, в апреле



1928 г. разыгравшаяся над степными областями Украины сильная пылевая буря подняла с площади 1 млн км² более 15 млн т чернозема. Он был перенесен на запад и осел на площади примерно 6 млн км² в Прикарпатье, Румынии, Польше. Толщина слоя чернозема в пострадавших областях Украины уменьшилась на 10–15 см.



Рис. 1.17

Совместно с ветровой эрозией действует также и другой механизм эолового разрушения — *корразия*. Не следует путать корразию с коррозией (например, с коррозией металлов, приводящей к образованию ржавчины). Термин «корразия» происходит от латинского слова *corrado*, означающего *скоблю, соскребаю*. Если при дефляции ветер просто подхватывает и уносит рыхлый обломочный материал, то при корразии происходит истирание горных пород тем самым обломочным материалом (например, песком), который несется по ветру. Заметим, что явление корразии используется людьми для того, чтобы счищать копоть и грязь со стен каменных зданий или с поверхности больших скульптур. Здания и скульптуры чистят, обдувая их мощными песчаными струями.

Корразии подвергаются все выступы горных пород; при этом более мягкие (менее прочные) участки породы выскребиваются и углубляются быстрее, создавая ячейки и ниши различной формы. Любое уплотнение в породе приобретает с течением времени выпуклую форму. В результате корразия создает причудливые каменные образования в виде башен, гигантских грибов, истуканов, арок и т. п.



Струи песка, поднятые ветром на высоте до одного-двух метров, особенно эффективно обтачивают нижнюю часть каменных истуканов, делая ее более тонкой. Это хорошо видно на примере созданного низовой коррозией «каменного дерева» в пустыне Боливии (рис. 1.18, *а*) или каменного колосса в пустыне Каракумы в Туркменистане (рис. 1.18, *б*). С течением времени тонкие «шейки» этих обоих каменных образований будут становиться еще более тонкими, и когда-нибудь возникнут «качающиеся камни», которые затем свалятся на землю.



Рис. 1.18



Разумеется, оба механизма разрушения горных пород — ветровая эрозия и коррозия — *действуют совместно*. Отмечавшийся ранее каменный «эоловый город» в штате Юта есть результат совместного действия ветровой эрозии и коррозии плюс действия осадков и температурного выветривания. Совместным действием всех перечисленных факторов объясняется также образование таких феноменов, как, например, каменная арка в Долине камней Лойн Пайн в Алабаме (рис. 1.19, а) или скала «Верблюд» в пустыне в штате Нью-Мексико в США (рис. 1.19, б).

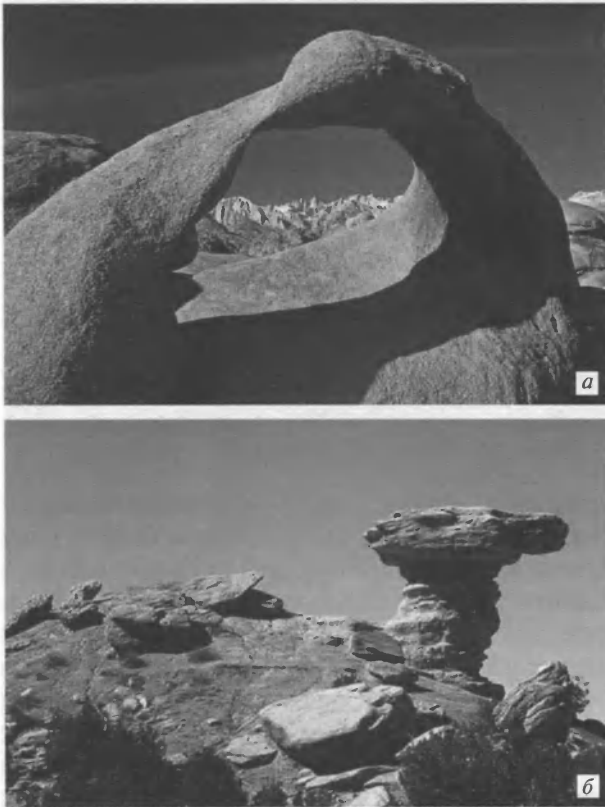


Рис. 1.19



Загадка калифорнийской Долины Смерти

Взглянем на фотографию на рис. 1.20. Здесь на снимке, сделанном в Долине Смерти в Калифорнии, можно видеть несколько довольно крупных камней и оставленные ими на потрескавшейся глинистой поверхности длинные борозды, которые указывают на то, что эти камни передвигались. Правда, пока еще никому не удалось застать и заснять на пленку сам процесс движения камней. Но отчетливые борозды определенно говорят о том, что это движение происходило. Что же заставляет передвигаться камни на дне калифорнийской Долины Смерти?



Рис. 1.20

Хотя исчерпывающего ответа на этот вопрос пока не найдено, однако наблюдения, проводившиеся в Долине Смерти в течение последних тридцати лет, проливают все же некоторый свет на загадочное движение камней. Ученые указывают на два фактора. Во-первых, сухое глинистое дно долины после бурных дождей намокает и становится весьма скользким. Во-вторых, ветер в долине ведет себя сложным образом, формируя отдельные довольно мощные воздушные потоки, которые могут сталкиваться и закручиваться в минисмерчи. Вот эти-то воздушные потоки и являются той силой, которая заставляет двигаться по скользкой поверхности камни массой до 300 кг и даже больше. Получается, что движение камней в Долине Смерти есть не что иное, как своеобразное проявление дефляции.



Формы эоловой аккумуляции

Огромные массы песка, образовавшегося вследствие ветровой эрозии горных пород, накапливаются (аккумулируются) в песчаных пустынях. Ветер непрерывно перемещает эти массы, формируя рельеф, свойственный только песчаным пустыням. Наиболее характерной формой рельефа являются *барханы* — своеобразные «волны пустыни». Эти песчаные холмы, достигающие высоты 40 м и более, возникают под действием ветра и благодаря ему же движутся по пустыне. Движение бархана происходит вследствие того, что песок переносится ветром вверх по пологому наветренному склону и осыпается с гребня подветренного склона. Скорость движения бархана невелика — в среднем около 10 м/год.

Бархан имеет в плане форму полумесяца, рога которого обращены по направлению ветра; он схематически показан на рис. 1.21. Наветренный склон бархана *выпуклый* и достаточно пологий; его крутизна составляет примерно 10° . Подветренный склон *вогнутый* и более крутой; его крутизна $30\text{--}35^\circ$. Заметим, что такую же крутизну имеет конус, образующийся, когда сухой песок сыплют на горизонтальную плоскость. Эту крутизну называют *углом естественного откоса* сухого песка.

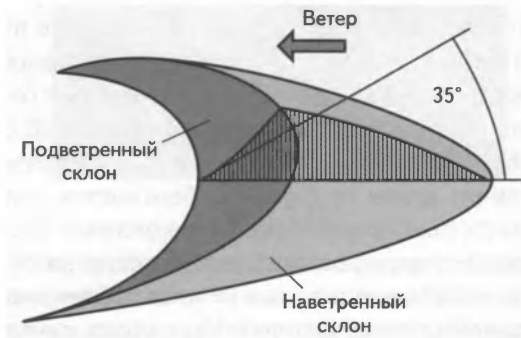


Рис. 1.21

Для образования барханов нужны крупнозернистый песок, ветер средней силы (не слабый, но и не слишком сильный) и ровная глинистая или каменистая поверхность. При сильном ветре песчинки будут прыгать над поверхностью пустыни, тогда как при среднем ветре песок будет как бы перетекать с одного места на другое в виде



широких струй. Тогда-то и образуются барханы. Достигая гребня бархана, песок падает (скатывается) с него на подветренный склон. Недаром крутизна этого склона соответствует углу естественного откоса сухого песка. При перемещении барханов песчинки поднимаются над поверхностью песка не более чем на 5—10 см.

На поверхности наветренных склонов барханов нередко образуется мелкая рябь, напоминающая рябь, которая возникает на спокойной воде от порывов ветра. Барханы могут группироваться в цепи длиной до десятка километров, располагающиеся перпендикулярно к направлению ветра.

Наряду с барханами в песчаных пустынях формируются *грядобразные валы* — длинные симметричные песчаные валы с пологими склонами, вытянутые по направлению ветра. Длина таких валов измеряется километрами, а высота достигает 200 м. Валы отстоят друг от друга на 100—200 м. В пространстве между валами песок не задерживается, проносится вдоль вала. Поверхность валов может быть осложнена цепочками располагающихся друг за другом барханов.

На морских побережьях, в долинах и дельтах крупных рек ветер может сформировать песчаные *дюны*. Дюны образуются в тех местах, где воздушный поток встречает на своем пути препятствие, например, большой валун или кустарник. Накопление песка начинается на подветренной стороне преграды. Дюна, подобно бархану, может иметь форму полумесяца; однако, в отличие от бархана, «рога» дюны обращены *против* ветра, пологий наветренный склон не выпуклый, как у бархана, а вогнутый, зато крутой подветренный склон выпуклый. Отличие дюны от бархана объясняется тем, что бархан образуется в отсутствие препятствия (и накопление песка начинается на наветренной стороне склона), тогда как дюна образуется при наличии какого-нибудь препятствия (и накопление песка начинается на подветренной стороне склона). Но в обоих случаях наветренный склон пологий, а подветренный крутой. В обоих случаях ветер пересыпает песок с одного склона на другой. Он может «гонять» дюны по пляжу, пока их не закрепит растительность.

Во всех районах, где есть дюнный рельеф, наблюдается множество впадин неправильной формы. Некоторые из них созданы вихревыми потоками воздуха, другие возникли просто из-за неравномерного отложения песка.

Лессы — продукт эоловой аккумуляции

Многие исследователи считают, что в результате отложения мелких, похожих на пыль частиц, которые приносятся ветром, образовались толщи своеобразной породы, называемой *лессом* (от немецкого *loss*, означающего *рыхлый*). Это неслоистая, однородная, тонкозернистая осадочная порода светло-желтого или палевого цвета (размеры частиц от 0,01 до 0,05 мм); характеризуется высокой пористостью (поры занимают до 50 % объема породы). Лессы залегают в виде покровов толщиной от нескольких метров до 100—200 м; распространены в основном в степных и полупустынных районах умеренного пояса Евразии, Северной и Южной Америки.



Рис. 1.22

Когда лессовую породу изучают под микроскопом, то бросается в глаза угловатая форма лессовых пылинок. Благодаря такой форме они скрепляются друг с другом, зацепляясь неровными краями. А ведь порода не содержит какого-либо цементирующего вещества, здесь только мельчайшие частицы, самые крупные из которых состоят обычно из кварца и полевого шпата. В лессовых породах образуются обрывы высотой в десятки метров. На рис. 1.22 можно видеть большой лессовый обрыв на берегу великой китайской реки Хуанхэ, называемой также Желтая Река из-за цвета воды, богатой илом, который вымывается из лессовых почв.



Способ образования лессов давно и горячо обсуждается учеными. Большинство полагает, что лессовые равнины и склоны формировались в прохладном сухом климате и главную роль играла ветровая эрозия. Именно ветер переносил и откладывал огромные массы мельчайших частиц.

Широкое использование лессовых пород в строительных целях во многом объясняет, почему оказались столь катастрофичными землетрясения в Китае в 1920, 1927, 1932, 1976, 2008 гг. Они вызывали огромные обрушения лессовых пород, похоронившие многие тысячи людей. Известна поговорка о непрочности дома, построенного на песке. Но значительно более непрочен дом, построенный на лессе. Ему угрожает не только землетрясение, но даже обычный ливень. Ведь лесс очень пористый, так что стоит ему намочнуть, и он оседает, в нем образуются провалы.

1.4. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

В огромном разнообразии и кажущейся хаотичности воздушных потоков, формирующих беспокойную тропосферу Земли, просматриваются *постоянные* потоки воздушных масс, имеющие *глобальный* характер. Они определяют *общую циркуляцию атмосферы* и обусловлены двумя причинами: во-первых, зависимостью среднегодовой температуры атмосферного воздуха вблизи поверхности от географической широты и, во-вторых, вращением Земли вокруг собственной оси.

Общая циркуляция атмосферы на невращающейся планете

Немного пофантазируем: представим себе, что нет вращения Земли вокруг своей оси. Имеется только один фактор — *широтная зависимость температуры* нижних слоев атмосферы. В этом случае общая картина воздушных потоков в атмосфере должна была бы выглядеть относительно просто. Понятно, что в экваториальной области воздух будет прогреваться наиболее сильно. Значит, здесь плотность приповерхностных его слоев должна быть относительно низкой (по сравнению с более высокими широтами). Теплый эк-



ваториальный воздух будет за счет конвекции подниматься вверх — к верхней границе тропосферы и там он начнет растекаться частью к одному географическому полюсу, а частью — к другому. Холодный воздух в приполярных областях будет опускаться вниз — к земной поверхности. Итак, в районе экватора воздушные массы поднимаются вверх, а в районе полюсов они опускаются вниз. Поэтому атмосферное давление у поверхности вблизи экватора оказывается меньше давления вблизи полюсов. Эта разница давлений должна порождать постоянные приповерхностные ветры, дующие вдоль меридианов от полюсов к экватору. В результате должна была бы возникнуть следующая общая циркуляция атмосферы: у земной поверхности — вдоль меридианов от полюса к экватору, на экваторе — подъем вверх, в верхней тропосфере — вдоль меридианов от экватора к полюсу, на полюсе опускание вниз.

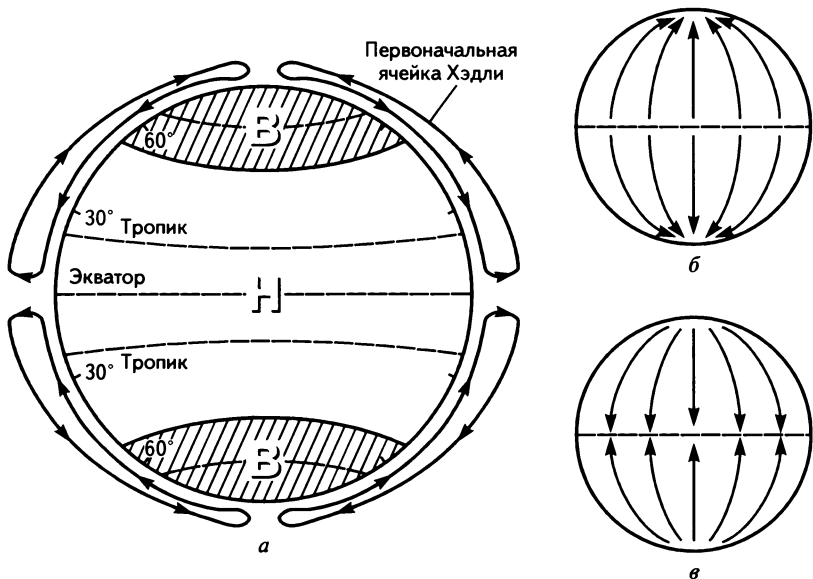


Рис. 1.23

Такая циркуляция атмосферы показана на рис. 1.23, а. Ее называют *ячейкой Хэддли* — в честь английского астронома *Джона Хэддли* (его фамилию раньше по-русски произносили иначе — *Гадлей*). Хэддли в 1735 г. выдвинул предположение о существовании подобной цирку-



ляции атмосферного воздуха для объяснения происхождения пассатов. На рис. 1.23, а буквами Н и В обозначены области пониженного и повышенного давления соответственно, а высота тропосферы изображена не в масштабе: здесь она всего лишь в несколько раз меньше радиуса Земли, тогда как в действительности составляет менее одного процента земного радиуса. Следует помнить, что все рассматриваемые здесь движения воздушных масс совершаются в пределах относительно тонкого слоя атмосферы, прилегающего к поверхности земного шара.

На рис. 1.23, б показаны линии тока для глобальных ветров в верхней тропосфере в предположении, что циркуляция атмосферы происходит по Хэдли. Направления глобальных ветров вблизи поверхности Земли представлены линиями тока на рис. 1.23, в.

Хэдли сделал правильный вывод о том, что вблизи экватора воздух должен подниматься вверх, а вблизи полюсов опускаться к земной поверхности. Именно интенсивный подъем воздушных масс в экваториальном поясе приводит к тому, что высота тропосферы на экваторе примерно в два раза больше, чем на полюсах. Однако Хэдли ошибался, полагая, что воздушная циркуляция охватывает все полушарие — от экватора до полюса. Так не могло случиться, даже если бы Земля не вращалась вокруг своей оси. Ведь согласно картине ветров, показанной на рис. 1.23, а, воздушные массы, поднявшись вверх со всего экватора, должны были бы собираться над полюсами, приобретая там исключительно большие скорости. Все это, конечно, не представляется реальным. Как будет показано ниже, при учете вращения Земли вокруг своей оси не будет происходить скопление воздушных масс над полюсами.

Учет вращения Земли: ячейки Хэдли и Феррела

Вращение Земли вокруг своей оси приводит к двум существенным усложнениям в глобальной картине атмосферных циркуляций. Первое усложнение демонстрирует рис. 1.24, а. Оно состоит в том, что вместо одной (экваториальной) области пониженного атмосферного давления вблизи земной поверхности наблюдаются три области — в экваториальном поясе, поясе около 60° с. ш. и поясе около 60° ю. ш. Соответственно, вместо двух областей повышенного атмосферного давления вблизи поверхности наблюдаются

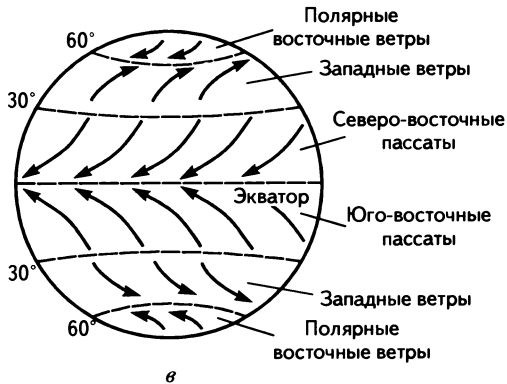
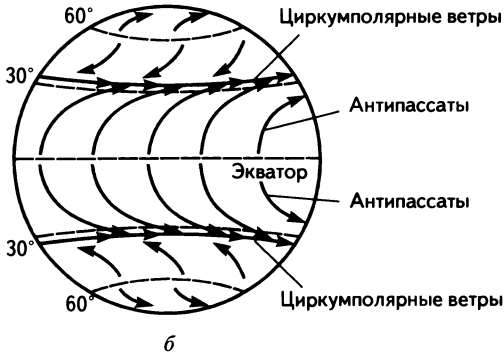
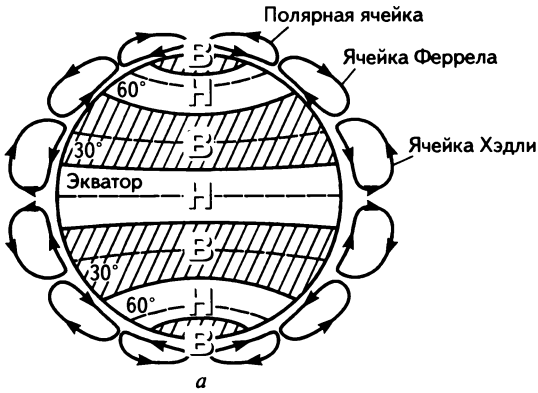


Рис. 1.24



четыре области — две приполярные области плюс пояс около 30° с. ш. и пояс около 30° ю. ш. *Нет общей циркуляции в пределах всего полушария* (от экватора до полюса); вместо этого наблюдаются несколько циркуляций или, иначе говоря, несколько ячеек (шесть ячеек). Две наиболее крупных ячейки названы *ячейками Хэдли*; одна из них циркулирует в Северном полушарии в пределах от экватора до 30° с. ш., а другая — в Южном от экватора до 30° ю. ш. Между 30° и 60° в Северном и Южном полушариях циркулируют так называемые *ячейки Феррела* (названы в честь английского школьного учителя, уточнившего в 1856 г. схему Хэдли), а в приполярных областях циркулируют *приполярные ячейки*.

Для всех ячеек справедливо общее правило: воздух поднимается вверх в области пониженного приповерхностного давления и опускается в области повышенного приповерхностного давления. Вблизи земной поверхности воздух движется из области повышенного давления в область пониженного давления.

Итак, в экваториальной области происходит подъем теплого влажного воздуха. На высотах 1—5 км содержащаяся в воздухе влага конденсируется — образуются облака (небо над экватором почти всегда закрыто облаками). Поднявшийся выше 10 км, уже сухой воздух растекается в верхней тропосфере частью в направлении к северу, а частью — к югу. Достигнув 25° — 30° северной или южной широты, сухой воздух опускается к земной поверхности. Обратим внимание: в Северном полушарии именно на этих широтах расположены крупнейшие пустыни Земли — Сахара в Африке, Тар и Аравийская в Азии; в Южном полушарии на широтах вблизи 30° находятся пустыни Калахари в Африке и Большая пустыня Виктория в Австралии. Заметим, что скорость опускания воздушных масс в рассматриваемых широтах невелика и горизонтальные скорости ветра вблизи поверхности тоже малы. Эти широты — области штилей. Моряки издавна называли их «конскими широтами». Парусные корабли могли месяцами находиться в безветрии; при этом во множестве погибали от жары и жажды перевозимые морем лошади.

Опустившиеся к поверхности на конских широтах воздушные массы частью перемещаются к экватору, где они поднимаются, замыкая тем самым ячейку Хэдли, а частью переходят в область пониженного давления около 60° (как в Северном, так и в Южном полушарии), где они поднимаются, формируя ячейку Феррела.



Возникает естественный вопрос: почему вращение Земли вокруг своей оси приводит к опусканию воздушных масс вблизи конских широт? Почему конские широты оказываются областями повышенного приповерхностного давления?

Учет вращения Земли: циркумполярные ветры, пассаты и антипассаты, западные ветры, полярные восточные ветры

Чтобы ответить на поставленные вопросы, надо рассмотреть второе усложнение, которое вносит вращение Земли в картину воздушных потоков в атмосфере. Оно состоит в том, что эти потоки как вблизи поверхности, так и в верхней тропосфере распространяются отнюдь не в меридиональных плоскостях (линии тока, изображенные на рис. 1.23, *б* и *в*, не соответствуют действительности). Общее правило таково: *в Северном полушарии все ветры, удаляющиеся от экватора, заворачивают к востоку, а ветры, приближающиеся к экватору, заворачивают к западу; в Южном полушарии наблюдается противоположная картина.* Это правило можно выразить проще: *в Северном полушарии все ветры, распространяющиеся не вдоль параллели, отклоняются вправо, а в Южном полушарии — влево.* Это правило (будем называть его *правилом отклонения*) не противоречит основному положению, согласно которому воздушные массы перемещаются из области повышенного давления в область пониженного давления. Просто во время перемещения воздушные массы отклоняются вправо в Северном полушарии и влево в Южном. Важно, однако, чтобы область пониженного давления не была достаточно сильно локализована (это будет важно при рассмотрении позднее обычных и тропических циклонов).

Связь правила отклонения с вращением Земли нетрудно объяснить. Предварительно заметим, что благодаря вращению Земли точки на экваторе движутся в направлении с запада на восток со скоростью, равной

$$40\,000 \text{ км} : 24 \text{ часа} = 1670 \text{ км/ч.}$$

Точки на 30-й параллели движутся в том же направлении, но их скорость меньше, она равна 1450 км/ч. А скорость движения точек на 60-й параллели еще меньше — 830 км/ч. Теперь представим себе,



что некая масса воздуха, находившаяся на параллели 30° с. ш. и имевшая скорость 1450 км/ч, перескочила на экватор, где точки движутся со скоростью 1670 км/ч. Ясно, что эта масса окажется отброшенной *назад* по отношению к направлению движения точек экватора, т. е. отброшенной на *запад*. А если бы масса воздуха перескочила с 30° с. ш. на 60° с. ш., где скорость всего 830 км/ч, то в этом случае она оказалась бы отброшенной *вперед* по направлению движения точек параллели, т. е. на *восток*.

При постепенном перемещении воздушных масс от 30° с. ш. к экватору они будут все время *отставать* от точек, движущихся по своим параллелям; это отставание выразится в том, что, приближаясь к экватору, воздушные массы будут *заворачивать к западу*, т. е. *отклоняться вправо*. Если же воздушные массы перемещаются от 30° с. ш. к полюсу, то они будут все время *обгонять* точки, движущиеся по своим параллелям. Это приведет к тому, что, удаляясь от экватора, воздушные массы будут *заворачивать к востоку*, т. е. опять будут *отклоняться вправо*. Все это касается перемещений в Северном полушарии. С помощью аналогичных рассуждений можно получить, что в Южном полушарии воздушные массы, приближаясь к экватору или удаляясь от него, будут *отклоняться влево*.

Воспользовавшись правилом отклонения, можно объяснить, почему происходит опускание к поверхности воздушных масс вблизи конских широт (и тем самым объяснить существование ячеек Хэдли). Обратимся к рис. 1.24, б. На нем показаны глобальные ветры верхней тропосферы. В северном полушарии они отклоняются вправо, а в Южном — влево. Начнем с рассмотрения ветров, названных на рисунке *антипассатами*.

Антипассаты зарождаются над экватором. Поднявшись благодаря конвекции над экваториальной областью, воздушные массы начинают растекаться в верхней тропосфере частью к северу, а частью к югу, формируя тем самым антипассаты. В Северном полушарии эти ветры, удаляясь от экватора, отклоняются к востоку и на широтах около 30° принимают направление с запада на восток строго вдоль параллели. На этом их удаление от экватора прекращается. На данных широтах воздушные потоки сливаются в единый воздушный поток, опоясывающий земной шар, — *циркумполярный ветер Северного полушария* («циркумполярный» означает «окружающий полюс» или «движущийся вокруг полюса»). Скорость этого ветра в



его центральной части достигает 50 м/с. Он циркулирует непосредственно над конскими широтами на высоте 8—10 км.

В Южном полушарии антипассаты, удаляясь от экватора, также отклоняются к востоку и около 30° ю. ш. принимают направление с запада на восток строго вдоль параллели. Сливаясь, воздушные потоки образуют на данных широтах *циркумполярный ветер Южного полушария*. Он аналогичен циркумполярному ветру Северного полушария и циркулирует, как и тот, в направлении с запада на восток. Итак, над конскими широтами в обоих полушариях циркулируют вокруг земной оси два воздушных потока. Они охлаждены (температура воздуха в тропосфере на высоте 10 км равна примерно -70°C) и к тому же непрерывно подпитываются антипассатами. Поэтому воздух в циркумполярных потоках оказывается довольно плотным и *опускается к земной поверхности*.

Это опускание воздушных масс как раз и обеспечивает повышенное приповерхностное атмосферное давление в поясах вблизи широты 30° в Северном и Южном полушариях. В результате возникают приповерхностные ветры, дующие от конских широт (от тропиков) как к экватору (*северо-восточные и юго-восточные пассаты*), так и от экватора (*западные ветры*) (см. рис. 1.24, в), на котором представлена вся картина глобальных ветров у поверхности Земли.

Западные ветры являются элементами ячеек Феррела. Циркуляцию воздушных масс в этих ячейках поддерживает не только высокое приповерхностное давление вблизи тропиков, но и низкое давление вблизи полярных кругов (в поясах вблизи широт 60° в Северном и Южном полушариях). Как и экваториальное низкое давление, последнее обусловлено конвекцией. В Южном полушарии западный ветер у поверхности океана разгоняется до скорости 25—30 м/с. Недаром эту область широт моряки издавна называли «ревущими сороковыми». В Северном полушарии западный ветер не может проявить себя столь сильно — мешают материки.

Поднявшись в верхнюю тропосферу над широтами вблизи 60° в Северном и Южном полушариях, воздушные массы растекаются частью к полярным кругам (замыкая тем самым ячейки Феррела), а частью к полюсам (начиная формировать полярные ячейки) (см. рис. 1.24, б). Вблизи полюсов воздух опускается к поверхности и создает приповерхностные *полярные восточные ветры* (см. рис. 1.24, в).



Представленная здесь общая картина воздушных потоков в тропосфере не учитывает, однако, еще одного достаточно важного фактора, который вносит в картину дополнительные поправки. Она не учитывает того, как расположены на земной поверхности материка и океаны. Рассмотренная нами общая картина в большей степени годится для Южного полушария, нежели для Северного. Суша в основном находится в Северном полушарии, поэтому картина ветров в этом полушарии дополнительно усложняется. Одним из таких усложнений являются муссоны, о которых мы говорили ранее. Зимние северо-восточные муссоны на полуостровах Индостан, Индокитай, Сомали совпадают с северо-восточными пассатами, тогда как летние южные и юго-восточные муссоны с Индийского океана не просто подавляют юго-восточные пассаты, но достигают штормовой силы.

Сила Кориолиса на вращающейся Земле

Вращающийся вокруг своей оси земной шар представляет собой *неинерциальную* систему отсчета. При рассмотрении тех или иных явлений в этой системе необходимо принимать во внимание *силы инерции*. На тела, находящиеся на Земле (в том числе на воздушные массы атмосферы), действуют две такие силы — *центробежная сила инерции* и так называемая *сила Кориолиса*. Центробежная сила стремится сбросить в космос атмосферную оболочку планеты; ей успешно противостоит сила земного притяжения. Поэтому ограничимся рассмотрением силы Кориолиса. Она названа в честь открывшего и объяснившего ее в первой половине XIX столетия французского ученого *Гюстава Кориолиса* (1792—1843).

Читатель, при желании, может легко испытать на себе действие силы Кориолиса, воспользовавшись известным аттракционом «карусель». Человек, сидящий на карусели, хорошо ощущает действие центробежной силы, стремящейся выбросить его наружу (для того, собственно говоря, и устроен данный аттракцион). Но попробуем в нарушение правил встать на вращающейся карусели и пройти по ее полу. Оказывается, это нелегко сделать. Появляется сила, которая старается повалить нас на бок. И чтобы не упасть, мы будем вынуждены идти, «переплетая ноги». Это и есть сила Кориолиса. Как и в случае с центробежной силой, за ней не скрываются какие-либо взаимодействия тел; однако ускорение, сообщаемое ею нашему телу, совершенно реально.

Центробежная сила зависит от угловой скорости вращающейся системы отсчета и расстояния от тела до центра вращения. На силу Кориолиса не влияет положение тела во вращающейся системе, но она зависит от скорости тела относительно этой системы. Приведем без вывода выражение для силы Кориолиса F_k , действующей на тело массой m , которое движется со скоростью v относительно системы отсчета, вращающейся с угловой скоростью ω :

$$F_k = 2m(v \times \omega). \quad (1.14)$$

Напомним, что $v \times \omega$ — векторное произведение вектора v на вектор ω . Вектор ω направлен по оси вращения системы в соответствии с правилом правого винта.

Так как вектор, представляющий собой векторное произведение двух векторов, ориентирован перпендикулярно к плоскости сомножителей, то из (1.14) следует, что направление силы Кориолиса перпендикулярно как к вектору скорости тела во вращающейся системе, так и к оси вращения системы. Векторы v , ω , $v \times \omega$ показаны на рис. 1.25, где через S обозначена плоскость векторов v и ω , а β — меньший из углов между этими векторами. Вектор $v \times \omega$ перпендикулярен к плоскости S . Его направление определяется следующим образом: надо мысленно приближать первый вектор-сомножитель ко второму уменьшая угол между ними и выбрать то направление, в сторону которого будет перемещаться при этом ось правого винта.

Модуль вектора $v \times \omega$ равен $v\omega \sin \beta$. Если векторы v и ω , взаимно перпендикулярны, то $\beta = 90^\circ$; в этом случае модуль вектора $v \times \omega$ равен $v\omega$. Если эти векторы параллельны или антипараллельны, то $\beta = 0$ или $\beta = 180^\circ$; в этом случае модуль вектора $v \times \omega$ равен нулю.

Покажем, что отмечавшееся ранее правило отклонения есть, по сути дела, проявление действия на воздушную массу в тропосфере силы Кориолиса, обусловленной вращением Земли вокруг своей оси. В связи с этим обратимся к рис. 1.26, на котором схематически изображено Северное полушарие. Земля вращается с запада на вос-

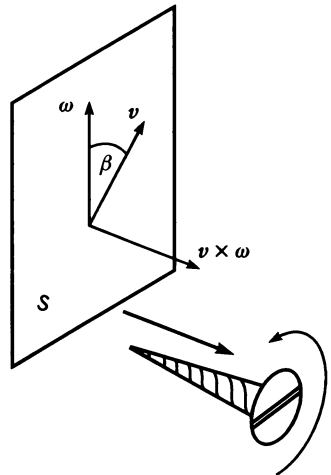


Рис. 1.25



ток, как показано стрелкой; легко сообразить, что вектор ω ее угловой скорости направлен на рисунке вертикально вверх. Предположим, что масса воздуха в точке A движется со скоростью v по меридиану по направлению к Северному полюсу.

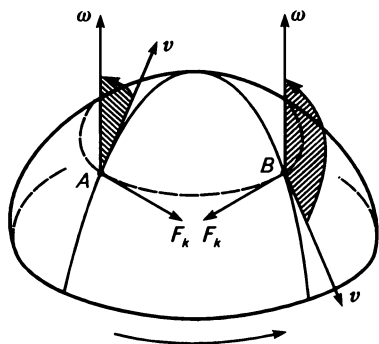


Рис. 1.26

На эту массу будет действовать сила Кориолиса F_k , направление которой определяется соотношением (1.14); эта сила показана на рисунке. Легко видеть, что она стремится отклонить движущуюся массу воздуха вправо. Налицо соответствие с правилом отклонения. Это соответствие также обнаруживается, если рассмотреть массу воздуха в точке B , движущуюся по меридиану к экватору.

Учтя действие силы Кориолиса на водные массы рек, российский ученый *Карл Максимович Бэр* (1792—1876) в 1857 г. сформулировал закон, согласно которому реки, текущие в меридиональном направлении (с севера на юг или с юга на север) подмывают в Северном полушарии правый берег, а в Южном — левый. Так как сила Кориолиса пропорциональна движущейся массе, закон Бэра заметен лишь в долинах крупных рек. Его хорошо подтверждает строение берегов Днепра, Дона, Волги, Оби, Иртыша, Енисея, Лены.

Таким образом, оба закона — *правило отклонения* и *закон Бэра* — имеют общее происхождение. Они оба — проявление действия силы Кориолиса на вращающейся Земле либо на воздушные массы в тропосфере (правило отклонения), либо на водные речные массы (закон Бэра). Сила Кориолиса отклоняет воздушные и водные массы вправо в Северном полушарии; она же отклоняет воздушные и водные массы влево в Южном полушарии.

Пассаты, западные ветры и поверхностные течения океанов

Мировой океан находится в непрерывном движении. Основная причина — беспокойная атмосфера Земли. Воздушные потоки тропосферы вызывают волнения в морях и океанах. Эти волнения отнюдь не ограничиваются морскими ветровыми волнами.



Как в приповерхностных, так и в глубинных «этажах» Мирового океана наблюдаются мощные перемещения водных масс. Их называют *морскими течениями*, хотя, наверное, правильнее было бы называть *океаническими течениями*.

Различают поверхностные и глубоководные морские течения. *Поверхностные течения* распространяются вдоль поверхности морей и океанов, проникая на глубину от сотен метров до одного—двух километров. *Глубоководные течения* наблюдаются на сравнительно больших глубинах; они связаны с подъемом и опусканием водных масс, а также с их движением вдоль поверхности дна океанов.

На рис. 1.27 представлена карта поверхностных морских течений. Сплошными стрелками показаны холодные течения, а штриховыми — теплые. Поверхностные морские течения — это весьма мощные водные потоки длиной в тысячи километров, шириной в сотни километров, глубиной, как уже отмечалось, до одного—двух километров.

Одно из наиболее известных и хорошо изученных морских течений — *Гольфстрим*. Оно имеет длину около 10 000 км; начинается вблизи полуострова Флорида, движется на северо-восток и выходит к островам Шпицберген. К востоку от 30° з. д. Гольфстрим называют также Северо-Атлантическим течением. У полуострова Флорида течение особенно быстрое (скорость до 10 м/ч), особенно теплое (температура воды у поверхности 25—28 °С) и особенно полноводное (расход воды в 20 раз больше, чем всех рек Земли вместе взятых). Заметим, что расход воды — это величина, измеряемая объемом воды, проходящим в единицу времени через поперечное сечение потока. Вблизи Исландии скорость Гольфстрима заметно меньше (4—5 км/ч) и температура ниже (10—20 °С).

Структура поверхностных морских течений земного шара определяется тремя основными факторами: *системой глобальных приповерхностных ветров* (см. рис. 1.24, в), *расположением материков и вращением Земли вокруг своей оси*. Все эти факторы принципиально важны. Особо отметим роль глобальных ветров. Именно они, передавая часть своей энергии водным массам, *порождают* поверхностные морские течения, приводят в движение огромные массы воды. Морские течения порождаются пассатами и западными ветрами.

Сравнивая приведенную на рис. 1.27 карту морских течений с направлением постоянных ветров на рис. 1.24, в, нетрудно сообразить, что Гольфстрим и Северо-Атлантическое течения, а также течение Куроиси обязаны своим происхождением западным ветрам Северного полушария. Легко видеть, что Течение Западных Ветров



вызывается западными ветрами Южного полушария. Северные Пассатные течения и Южные Пассатные течения говорят сами за себя. Вдоль северного побережья Евразии с востока на запад распространяется течение, вызванное полярными восточными ветрами Северного полушария; оно ответственно за дрейф льдов в Северном Ледовитом океане в направлении от Восточно-Сибирского моря к Гренландии.

Конечно, глобальным ветрам в определенной степени мешают проявить себя материки. Они вынуждают морские течения поворачивать. Обратим внимание на то, что в Северном полушарии течения обнаруживают тенденцию поворачивать *вправо* (если смотреть по ходу течения), а в Южном полушарии — *влево*. Это результат влияния вращения Земли, т. е. проявление действия силы Кориолиса.

В результате совместного действия трех отмеченных факторов формируются несколько *больших циклов* поверхностных морских течений. В Северном полушарии они циркулируют в направлении *по часовой стрелке*. Это следующие три цикла (см. карту на рис. 1.27):

- в Атлантическом океане: *Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Северное Пассатное*;
- в Тихом океане: *Куроисио, Северо-Тихоокеанское, Калифорнийское, Северное Пассатное*;
- в Индийском океане: *Сомалийское, Муссонное, Южное Пассатное*.

В Южном полушарии морские течения циркулируют в направлении *против часовой стрелки*. Здесь также можно выделить три цикла:

- в Атлантическом океане: *Бразильское, Течение Западных Ветров, Бенгальское, Южное Пассатное*;
- в Тихом океане: *Восточное Австралийское, Течение Западных Ветров, Перуанское(Гумбольдта), Южное Пассатное*;
- в Индийском океане: *Игольное, Течение Западных Ветров, Южное Пассатное*.

1.5. ЦИКЛОНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ АТМОСФЕРЫ

Циклонической деятельностью атмосферы называют постоянное возникновение, развитие и перемещение в тропосфере умеренных и высоких широт крупномасштабных атмосферных возмущений с пониженным и повышенным приповерхностным давлением — соответственно *циклонов* и *антициклонов*.



Циклон

Циклон — область *пониженного* приповерхностного атмосферного давления, принимающего наименьшее значение в центре циклона (*зоне депрессии*). Размеры области, занятой циклоном, могут достигать в поперечнике двух-трех тысяч километров. Давление в зоне депрессии (его называют *глубиной циклона*) в начале развития циклона составляет около 1000 гПа (гПа — гектопаскаль; 1 гПа = 100 Па = = 1 мбар), что всего лишь на 5—10 гПа ниже давления на периферии циклона. На первом этапе существования циклон *углубляется* — давление в зоне депрессии *падает*. Многие циклоны углубляются не более, чем до 980—990 гПа, но в отдельных глубоких циклонах давление в центре на уровне моря снижается до 950 гПа и даже 940 гПа.

Воздушные массы в циклоне устремляются к его центру, поскольку там находится зона пониженного давления; вблизи земной поверхности возникают ветры, *дующие от периферии циклона к центру*. Но линии тока имеют вид не прямых линий, а *заворачивающихся*. В Северном полушарии они заворачиваются в направлении *против часовой стрелки*, а в Южном — *по часовой стрелке*. Слово «циклон» происходит от греческого *kuklos*, означающего *кружащийся*, а также *кольцо змеи*.

Достигнув зоны депрессии, воздушные потоки в циклоне *устремляются вверх* от поверхности Земли, поднимаясь в верхнюю тропосферу. Заметим, что, собственно говоря, ничего иного им и не остается делать: не могут же они все время накапливаться в зоне депрессии. Подъем воздушных масс приводит, естественно, к *образованию мощной облачности и интенсивным осадкам*. Для циклонов характерна пасмурная погода с сильными ветрами и обложными дождями. Известно, что падение атмосферного давления — верный признак того, что вскоре погода испортится.

Из рис. 1.28 видно как перемещаются воздушные массы в циклоне в Северном полушарии. Картину циклона в Южном полушарии дает рис. 1.29. Позиция (а) на обоих рисунках показывает направление ветров, приближающихся к центру циклона вблизи земной поверхности. Видно, что в Северном полушарии эти ветры закручиваются в направлении *против часовой стрелки*, а в Южном полушарии — *по часовой стрелке*. На позиции (б) дана картина ветров в вертикальном разрезе — воздушные массы поднимаются вверх. На позиции (в) представлено направление ветров, расходящихся от центра циклона в верхней тропосфере (направление высотных ветров). Вид-

но, что в Северном полушарии высотные ветры расходятся от центра циклона, заворачиваясь *по часовой стрелке*, а в Южном полушарии они заворачиваются в направлении *против часовой стрелки*.

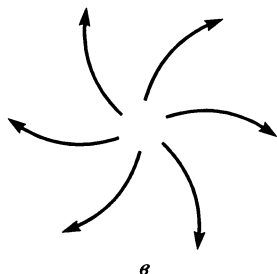
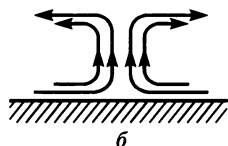
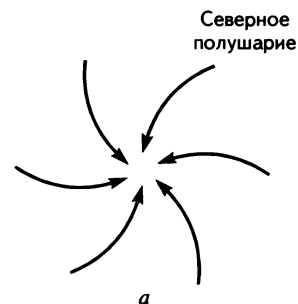


Рис. 1.28

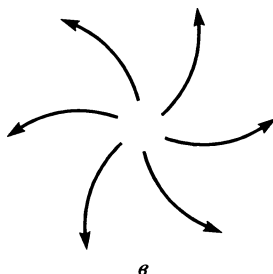
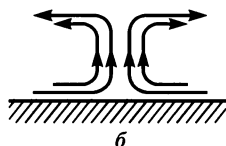
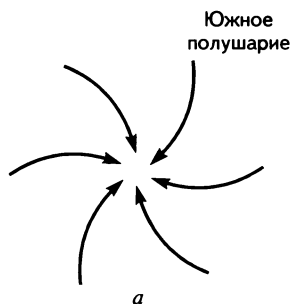


Рис. 1.29

Каждый циклон — система недолговечная. Он существует в течение нескольких суток (как правило, не более недели), в течение которых глубина циклона постепенно уменьшается, и он затухает. За время существования циклона зона депрессии перемещается вдоль земной поверхности со средней скоростью около 10 м/с в направлении, близком к направлению приповерхностных глобальных ветров. В каждом полушарии на широтах между тропиками и полярными кругами это направление с запада на восток (направление *западных ветров*). Скорость ветра внутри циклона больше скорости перемещения самого циклона как целого. В глубоких



циклонах, особенно в Южном полушарии, она может достигать штормовых значений 20—30 м/с, а отдельные порывы ветра могут иметь скорости до 50—60 м/с.

Разъяснения, касающиеся направления закручивания ветров в циклонах

У внимательного читателя может возникнуть здесь недоумение.

Ч и т а т е л ь. Если приповерхностные ветры в циклоне в Северном полушарии закручиваются *против часовой стрелки*, то получается, что при своем движении к центру циклона воздушные массы *отклоняются влево*. Однако ранее отмечалось, что благодаря вращению земли вокруг своей оси воздушные массы должны при своем движении в Северном полушарии отклоняться *вправо*. Отмечалось, что причиной такого отклонения является сила Кориолиса. Соответственно, в Южном полушарии приповерхностные ветры в циклоне должны были, казалось бы, закручиваться не по часовой стрелке, а в обратном направлении, диктуемом силой Кориолиса. Возникает вопрос: почему движение приповерхностных ветров в циклонах не подчиняется *правилу отклонения*, о котором мы говорили в разд. 1.4?

А в т о р. Действительно, движение приповерхностных ветров в циклонах не подчиняется известному правилу отклонения и, более того, прямо противоречит ему. Напомню оговорку, сделанную в разд. 1.4 при формулировании этого правила: *«важно, чтобы область пониженного давления не была достаточно сильно локализована»*. Но в случае с циклоном она как раз локализована — это зона депрессии, центральная область циклона. Перемещающиеся внутри циклона воздушные массы, конечно, находятся под действием силы Кориолиса, стремящейся отклонить их в Северном полушарии вправо. Однако в данном случае более сильным оказывается различие давлений. Стремясь попасть в зону пониженного давления в центре циклона, воздушные массы движутся, заворачиваясь к ней, и отклоняются в Северном направлении *не вправо, а влево*, что и соответствует закручиванию в направлении *против часовой стрелки*.

Ч и т а т е л ь. А почему они вообще закручиваются? Что им мешает устремиться к центру циклона напрямик?



Автор. Напрямик не получается. Мешает вращение Земли вокруг оси.

Читатель. То самое вращение, которое порождает силу Кориолиса?

Автор. То самое. Просто в данном случае сила Кориолиса не играет решающей роли. Обратимся к рис. 1.30. Предположим, что на некоторой параллели к северу от экватора (параллель 1 на рисунке) возникла зона депрессии. Тут же появляются силы, стремящиеся направить окружающие воздушные массы в эту зону. На рис. 1.30, а заштрихованы две массы воздуха (севернее и южнее зоны депрессии); первая на параллели 2, вторая на параллели 3. И вот обе массы устремляются к зоне депрессии. Они бы двигались напрямик, если бы земной шар не вращался вокруг своей оси. Но он вращается; при этом окружная скорость на параллели 1 оказывается больше, чем на параллели 2, но меньше, чем на параллели 3. Двигаясь вместе с Землей, зона депрессии смещается за некоторое время на расстояние L к востоку (рис. 1.30, б).

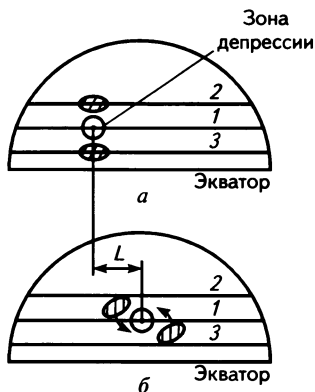


Рис. 1.30

За это время стремящаяся к зоне депрессии северная масса *не успевает* сместиться к востоку на расстояние L и вынуждена *заворачивать к востоку*, тогда как южная масса, напротив, *опережает* зону депрессии в своем смещении к востоку и вынуждена *заворачивать к западу*. Вот и получается, что, стремясь к зоне депрессии, воздушные массы в Северном полушарии вынуждены циркулировать в направлении *против часовой стрелки*.

Читатель. Значит, тот факт, что в Северном полушарии воздушные массы в циклоне вблизи земной поверхности заворачиваются против часовой стрелки, обусловлен не тем, что благодаря вращению Земли на эти массы действует сила Кориолиса, а тем, что благодаря тому же вращению Земли зона депрессии циклона движется на восток со скоростью, которая больше окружной скорости на более высоких параллелях, но меньше окружной скорости на более низких параллелях?



Автор. Совершенно верно.

Читатель. Наверное, можно сказать, что воздушные массы внутри циклона были бы рады подчиниться требованиям силы Кориолиса, однако им важнее попасть в зону депрессии. Поэтому они и закручиваются в Северном полушарии против часовой стрелки.

Автор. Неплохо сказано. В связи с этим хотелось бы обратить внимание на встречающиеся в литературе некорректные утверждения о том, что «направление вращения циклонов объясняется закручивающим действием силы Кориолиса».

Читатель. А вот направление закручивания *высотных* ветров в циклонах как раз согласуется с правилом отклонения, связанным с силой Кориолиса.

Автор. И это совершенно понятно. Ведь в верхней тропосфере воздушные массы расходятся от центра циклона в разные стороны. На этих высотах давление везде несколько меньше, чем в центре. Там ничто не мешает проявиться действию силы Кориолиса.

Антициклон

Антициклон — область *повышенного* приповерхностного давления, принимающего наибольшее значение в центре антициклона. Давление в центре антициклона на уровне моря достигает 1025—1040 гПа, а в отдельных случаях (например, зимой в Азии) доходит до 1070 гПа. Как и циклон, антициклон представляет собой крупномасштабный вихрь; он может занимать область размерами в поперечнике до трех тысяч километров и более. Как и циклон, антициклон перемещается вдоль земной поверхности со скоростью около 10 м/с, придерживаясь направления глобальных приповерхностных ветров. Временами он оказывается в малоподвижном состоянии, заывая над какой-либо территорией более, чем на неделю.

В соответствии с различием атмосферных давлений в центре и на периферии антициклона, *приповерхностные ветры растекаются от центра к периферии*, раскручиваясь в Северном полушарии в направлении *по часовой стрелке*, а в Южном полушарии *против часовой стрелки* — согласно известному правилу отклонения, т. е. под действием силы Кориолиса. Высотные ветры, напротив, *притекают от периферии к центру антициклона*. Они закручиваются в Северном

полушарии в направлении *против часовой стрелки*, а в Южном — *по часовой стрелке*. Такое движение ветров *не согласуется* с правилом отклонения, что и следовало ожидать, если вспомнить приведенный выше диалог автора с читателем.

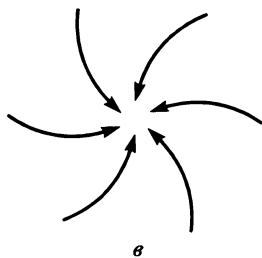
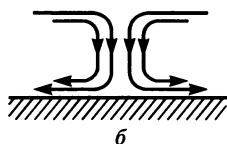
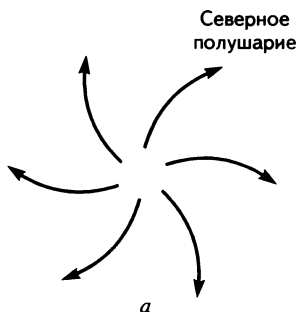


Рис. 1.31

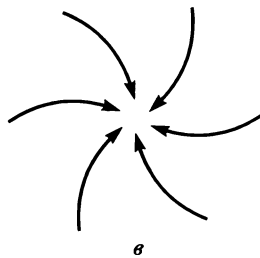
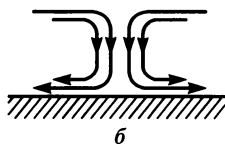
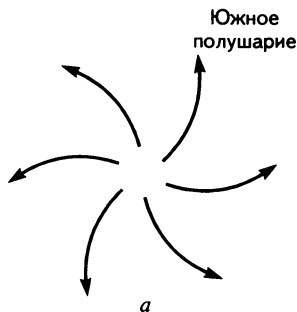


Рис. 1.32

Притекающие к центру антициклона в верхней тропосфере воздушные массы *опускаются вниз*, к земной поверхности, принося с собой, как правило, сухую малооблачную погоду. Всем известно: барометр падает (давление понижается) — жди плохой погоды с дождями, давление повышается — жди хорошей погоды. На рис. 1.31 представлена картина ветров для антициклона в Северном полушарии, а на рис. 1.32 — в Южном полушарии. На обоих рисунках: *a* — направление приповерхностных ветров; *б* — перемещение воздушных масс в вертикальном направлении; *в* — направление высотных ветров.



Среди особенно крупных антициклонов отметим зимний *Азиатский* антициклон над всей территорией Сибири и Китая, *Антарктический* антициклон над Антарктидой, *Арктический* антициклон над Северным Ледовитым океаном и Гренландией, зимний *Североамериканский* антициклон над США, Мексикой и половиной Канады.

Теплый и холодный атмосферные фронты

Вследствие неодинакового нагрева воздуха над разными участками земной поверхности формируются *теплые* и *холодные* воздушные массы. Перемещаясь вдоль поверхности, они могут приближаться друг к другу или удаляться друг от друга. При сближении разнородных воздушных масс (например, сухой и холодной массы с влажной и теплой) образуется переходная область, иначе говоря, *фронтальная зона*. Ее можно представлять как поверхность, разделяющую две воздушные массы (так называемую *фронтальную поверхность*). Линию, по которой эта зона пересекается с земной поверхностью, называют *линией атмосферного фронта* или, проще, *атмосферным фронтом*.

Предположим, наступающий теплый воздух движется быстрее отступающего холодного. Масса теплого воздуха как бы *наваливается* (наезжает) на образуемый отступающим холодным воздухом клин, начинает *скользить вверх по нему*. Клин холодного воздуха отодвигается, и атмосферный фронт постепенно перемещается по земной поверхности в сторону холодного воздуха, принося с собой теплую погоду. Такой атмосферный фронт называют *теплым атмосферным фронтом*.

На рис. 1.33 дан вертикальный разрез картины наваливания теплой воздушной массы на клин холодной массы. Двойная линия — сечение фронтальной поверхности вертикальной плоскостью; точка *A* — положение теплого атмосферного фронта. Теплая масса воздуха движется на рисунке слева направо, натываясь на клин холодного воздуха, который отодвигается в том же направлении. Понятно, что точка *A* перемещается тоже слева направо. Заметим, что тангенс угла холодного клина (угла наклона фронтальной поверхности к земной) составляет всего лишь 0,005—0,01. На рисунке этот угол сильно преувеличен.

В случае теплого атмосферного фронта восходящее скольжение охватывает значительную массу теплого воздуха над фронтальной

поверхностью, вследствие чего возникает мощная система облаков — перисто-слоистых, высоко-слоистых, слоисто-дождевых. Последние рождают обложные осадки. Сплошными линиями со стрелками на рис. 1.33 показано направление теплых воздушных потоков, а штриховыми — холодных потоков.

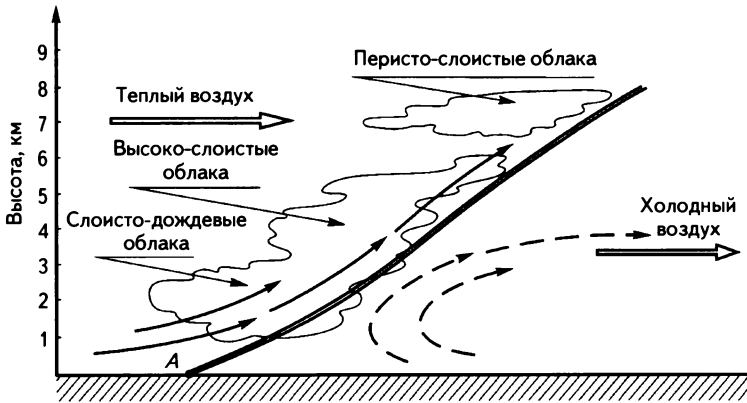


Рис. 1.33

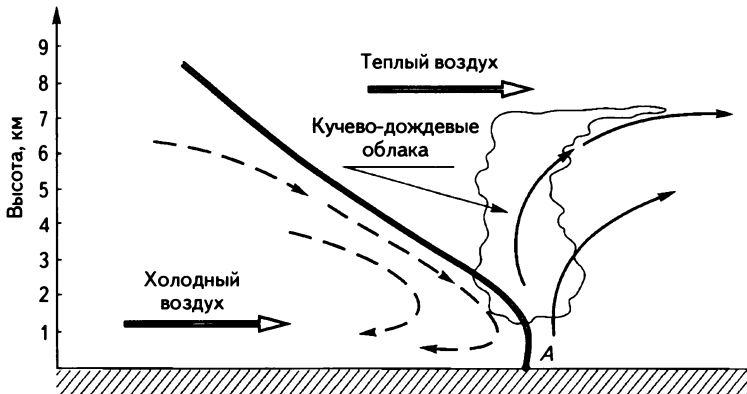


Рис. 1.34

Предположим теперь, что наступает холодный воздух, а теплый отступает. Масса холодного воздуха *поддвигается* под массу теплого воздуха и тем самым приподнимает ее. В этом случае мы имеем дело с *холодным атмосферным фронтом*. На рис. 1.34 дан вертикальный разрез картины движения холодных воздушных потоков (штри-



ховые линии со стрелками) и теплых потоков (сплошные линии). Точка *A* — положение холодного атмосферного фронта; она перемещается по земной поверхности слева направо, в сторону теплого воздуха, принося с собой холодную погоду. Если в случае теплого фронта фронтальная поверхность образует с земной поверхностью довольно острый клин, то при наличии холодного фронта наблюдается вал, который может достигать в высоту до 2 км (сравните рис. 1.33 и 1.34).

В случае холодного атмосферного фронта восходящее движение теплого воздуха ограничено более узкой зоной (чем при теплом фронте), сосредоточенной непосредственно над линией фронта. Облака здесь — как правило кучево-дождевые с ливневыми осадками и грозами.

Атмосферные фронты постоянно возникают, перемещаются и затухают. Фронтальные поверхности могут подниматься вверх на несколько километров и даже достигать стратосферы. Линии фронтов могут иметь длину до нескольких тысяч километров.

Фронт окклюзии — место зарождения циклона

Возникновение циклонов связано с образованием над участками земной поверхности зон депрессии (зон пониженного давления). В свою очередь, образование зоны депрессии во многих случаях обусловлено формированием так называемого *фронта окклюзии*. Этот фронт возникает при *смыкании (пересечении) холодного и теплого атмосферных фронтов*.

Предположим, что холодный фронт приближается к тепловому, и происходит смыкание фронтов, обусловленное различием их скоростей. На рис. 1.35, *a* показаны в вертикальном разрезе положения воздушных масс непосредственно перед смыканием фронтов, а на рис. 1.35, *б* — после смыкания, т. е. при возникновении фронта окклюзии. Видно, что в результате смыкания фронтов теплый воздух вытесняется вверх массами холодного воздуха. Существенно, что в месте смыкания холодного и теплого фронтов понижается приповерхностное атмосферное давление и, как следствие, *зарождается циклон*.

На синоптических картах теплый и холодный фронты изображаются линиями, показанными на рис. 1.36 (обратите внимание на то, как принято изображать холодный фронт, теплый фронт и фронт



окклюзии). Здесь стрелками обозначены направления перемещения фронтов, а штриховкой отмечена зона депрессии. Позиция *a* соответствует зарождающемуся циклону, а позиция *б* — развившемуся циклону.

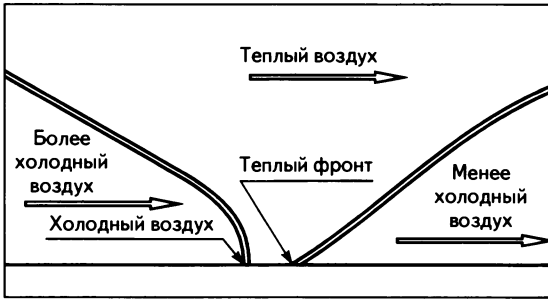
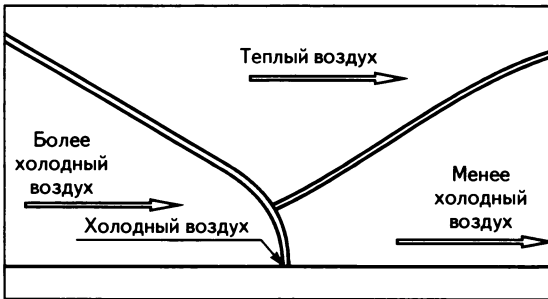
*a**б*

Рис. 1.35

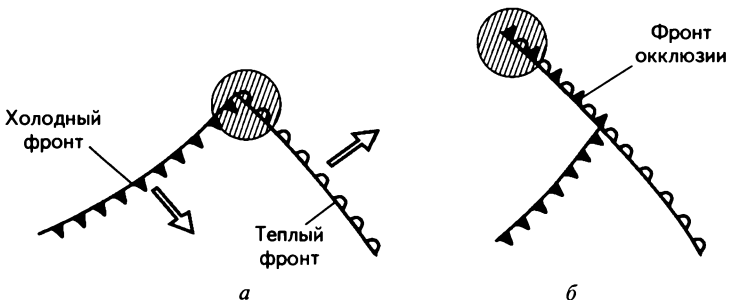
*a**б*

Рис. 1.36



Антициклоны возникают вне атмосферных фронтов. Опуская обсуждение механизма их возникновения, отметим, что как возникновение, так и развитие фронтов тесно связаны с возникновением и развитием циклонов. По сути дела, это единый процесс. В одном районе создается дефицит воздушной массы и давление понижается, а в соседнем появляется избыток воздушной массы и давление повышается.

Ежегодно на Земле рождаются, действуют и затухают многие сотни циклонов и антициклонов. Происходящие в них перемещения воздушных масс образуют в своей совокупности грандиозную систему циклонической деятельности земной атмосферы. Благодаря ей происходит постоянный обмен воздуха между низкими и высокими широтами.

Рельеф местности и горизонтالي на топографической карте

На время отвлечемся от обсуждения атмосферных процессов и напомним, как изображают рельеф местности с ее холмами и котловинами на топографических картах, т. е. на плоскости.

Рассмотрим систему декартовых координат и условимся связывать с плоскостью карты координатную плоскость xOy , а в качестве оси z будем рассматривать высоту h точки земной поверхности над уровнем моря. Величина h изменяется при переходе от одной точки плоскости xOy к другой, т. е. является функцией двух независимых переменных $h(x, y)$. Такая функция может быть представлена геометрически в виде некоторой неплоской поверхности, «нависающей» над плоскостью xOy подобно тому, как функция одной переменной представляет собой некоторую линию, «нависающую» над осью x (рис. 1.37, *a*). На данном рисунке представлен рельеф местности, на которой имеются два холма, две котловины, а также гребень, ложбина и седловина. Седловина напоминает конское седло; если мысленно рассечь ее плоскостью, параллельной плоскости xOz , то в сечении получится кривая с минимумом, а если рассечь плоскостью, параллельной плоскости yOz , то получится кривая с максимумом.

Как изобразить на топографической карте (т. е. в плоскости xOy) трехмерный объект, каким является поверхность, представляющая собой рельеф местности? Для этого поверхность мысленно рассекают плоскостями, параллельными плоскости xOy . Плоскости проводятся на различных высотах h . Получаются сечения в виде линий; их называют горизонталями. На рис. 1.37, *a* горизонтали показаны

такими, какими они выглядят на поверхности, представляющей рельеф местности. А на рис. 1.37, б даны проекции этих горизонталей на плоскость xOy , т. е. на плоскость карты; именно так выглядят горизонталы на топографической карте. Рис. 1.37, б можно превратить в топографическую карту, если дополнить систему изображенных здесь горизонталей условными обозначениями рек, дорог, населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий и т. д. Обратим внимание на то, что каждая горизонталь на карте помечена числом. Оно фиксирует высоту в метрах над уровнем моря, соответствующую данной горизонтали. Рассматривая на топографической карте систему горизонталей и учитывая их высоты, можно прочесть рельеф изображаемой на карте местности.

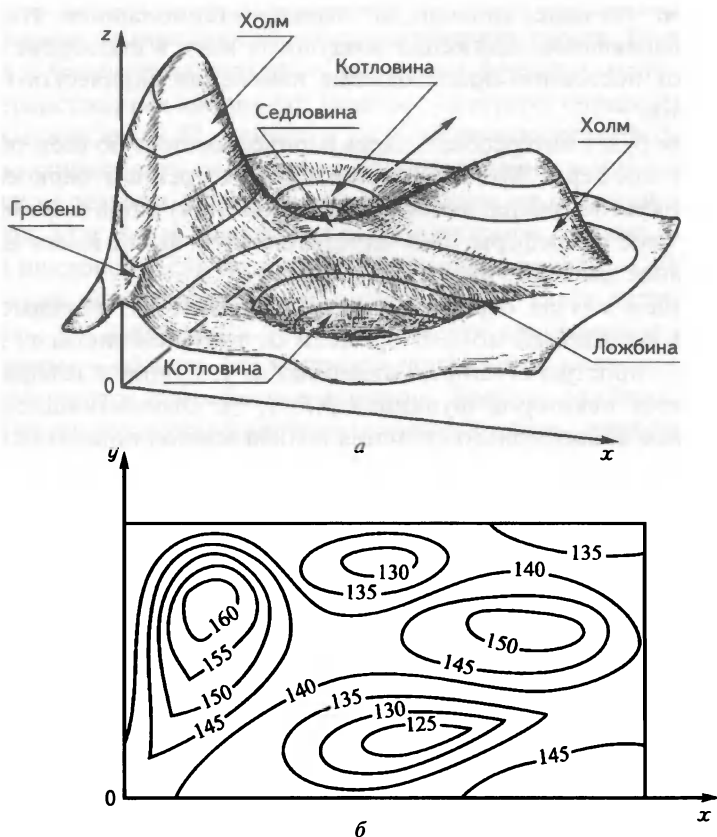


Рис. 1.37



Барический рельеф и изобары на синоптической карте

Вернемся к обсуждению циклонической деятельности атмосферы. Напомним, что давление — локальная величина: следует говорить о давлении в данной точке среды (твёрдого тела, жидкости или газа). Это есть *степень сжатия среды в данной точке* (напомним пункт «Давление как мера степени сжатия среды» в разд. 1.2). В качестве среды мы рассматриваем сейчас атмосферный воздух. Каждая точка земной атмосферы характеризуется в выбранный момент времени определенным числом — значением давления, так что атмосфера представляет собой *скалярное поле давлений*. Его называют *барическим полем*. Это поле, конечно, не является стационарным. Никогда не прекращающиеся движения воздушных масс в атмосфере обуславливают постоянно происходящие изменения барического поля во времени.

Нас не будет интересовать здесь барическое поле во всем объеме земной атмосферы. Мы ограничимся рассмотрением барического поля (конкретно говоря, атмосферного давления) лишь в *приповерхностном* слое атмосферы. Для определенности будем иметь в виду атмосферное давление на уровне моря.

В общем случае барическое поле описывается зависимостью давления p в данный момент времени от трех независимых переменных — пространственных координат x , y , z . Иначе говоря, оно описывается некоторой функцией $p(x, y, z)$. Ограничившись рассмотрением атмосферного давления вблизи земной поверхности (на уровне моря), мы будем иметь дело с функцией не трех, а двух переменных; обозначим ее как $p(x, y)$. Эту функцию можно представить геометрически подобно тому, как представляют функцию $h(x, y)$, о которой шла речь в предыдущем пункте.. Итак, описывающая приповерхностное атмосферное давление для разных точек (x, y) земной поверхности функция $p(x, y)$ представляет собой геометрически некоторую поверхность, «нависающую» над координатной плоскостью xOy ; она называется *барическим рельефом*.

Ранее обсуждался рельеф местности, определяемый некоторой функцией $h(x, y)$. Барический рельеф определяется некоторой функцией $p(x, y)$. Чтобы изобразить рельеф $h(x, y)$ на *топографической карте*, используют *горизонталы* — линии, получающиеся при пересечении рельефа $h(x, y)$ параллельными плоскостями, соответствующими



щими разным значениям высоты h . Чтобы изобразить рельеф $p(x, y)$ на синоптической карте, используют *изобары* — линии пересечения рельефа $p(x, y)$ параллельными плоскостями, соответствующими разным значениям давления p . Горизонталы на топографической карте помечают числами, обозначающими высоту каждой горизонтали над уровнем моря. Изобарам на синоптической карте соответствуют числа, обозначающие давление для каждой изобары. Давление при изобарах выражают, как правило, в гектопаскалях (гПа) или в миллибарах (мбар).

При рассмотрении рельефа местности не интересуются изменениями приповерхностного атмосферного давления и не отражают их на топографических картах. При рассмотрении барического рельефа не интересуются изменениями высоты поверхности над уровнем моря и не отражают их на синоптических картах. Рельеф местности и барический рельеф — это *разные* функции одних и тех же пространственных координат. Однако существует определенная *аналогия* между ними. С холмами и котловинами на рельефе местности можно сопоставить соответственно антициклоны и циклоны на барическом рельефе. Сопоставление предполагает похожий вид функций $h(x, y)$ и $p(x, y)$ для холмов и антициклонов, а также для котловин и циклонов. Если на топографической карте холм — область, где местность повышается, то на синоптической карте антициклон — область, где повышается приповерхностное атмосферное давление. Котловина — область, где местность понижается, циклон — область, где понижается атмосферное давление. Гребни, ложбины и седловины на синоптической карте аналогичны гребням, ложбинам и седловинам на топографической карте.

Итак, используя аналогию с рельефом местности, можно выделить пять элементов барического рельефа: *циклон, антициклон, ложбину, гребень, седловину*. Их принято называть *барическими системами*. Вид изобар на синоптической карте для разных типов барических систем приведен на рис. 1.38. Напомним, что давление для каждой изобары приводится в гектопаскалях (миллибарах).

Циклон и антициклон — барические системы с *замкнутыми* изобарами. Ложбина, гребень, седловина — барические системы с *незамкнутыми* изобарами. Ложбина — это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления; обычно ложбина является вытянутой периферийной областью циклона. Центра у ложбины нет, но есть ось; она показана на рисунке пунктирной



линией. Гребень — полоса повышенного давления между двумя областями пониженного давления; часто гребень является вытянутой периферийной областью антициклона. Гребень имеет ось (см. штриховую линию). Седловина — область барического поля между двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями), расположенными крест-накрест.

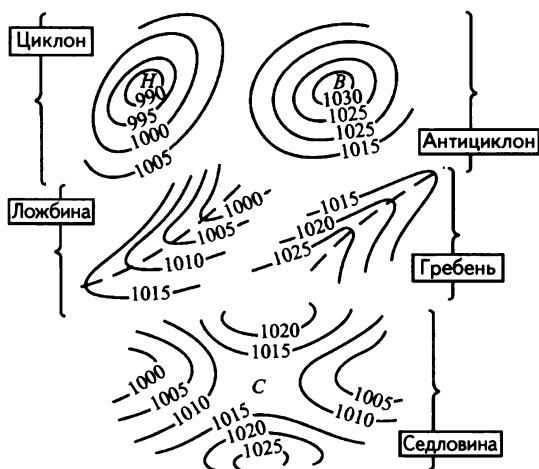


Рис. 1.38

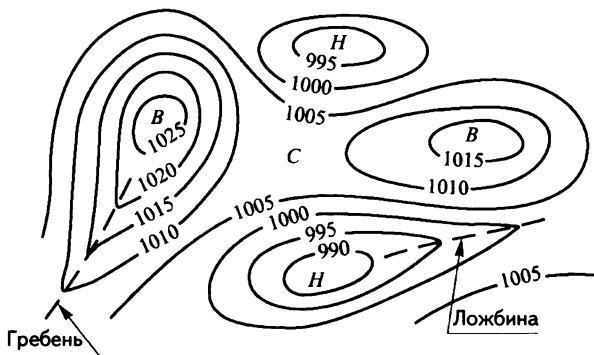


Рис. 1.39

На рис. 1.39 показана для некоторого участка синоптической карты система изобар. Она весьма похожа на систему горизонталей



на рис. 1.37, б. Это означает, что в данном случае барический рельеф оказывается аналогичным рельефу местности, представленному на рис. 1.37, а.

Ранее отмечалось, что на топографическую карту наносят, кроме системы горизонталей, условные обозначения рек, дорог, населенных пунктов и т. д. На синоптическую карту наносят, кроме системы изобар, линии атмосферных фронтов и направления приповерхностных ветров. Но этим не исчерпывается принципиальное отличие синоптических карт от топографических. Система горизонталей на топографической карте практически не изменяется со временем. А вот система изобар на синоптической карте всегда относится к какому-то определенному моменту времени. С течением времени она изменяется — барическое поле нестационарно, поскольку воздушные массы находятся в постоянном движении.

1.6. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ (ТАЙФУНЫ И УРАГАНЫ)

Тропический циклон — грозное явление природы

Жители Китая, Японии, Вьетнама, Филиппин, Индии, Австралии, Мадагаскара, Центральной Америки, южных районов США, островов Карибского моря знакомы с исключительно грозным природным явлением — *тропическими циклонами*. В Америке их называют *ураганами*, а на западном побережье Тихого океана *тайфунами*. Название «ураган» связано с именем бога бурь у древнего народа майя. «Тайфун» в переводе с китайского означает «очень большой ветер».

Великий тайфун 1281 г. уничтожил, по мнению историков, флот Хубилая, потомка Чингисхана, и тем самым предотвратил завоевание монголами Японии. Пожалуй, это был единственный в истории случай, когда тропический циклон сыграл положительную роль. А вообще тропические циклоны причиняли и причиняют только бедствия, разрушая города, затопляя огромные территории, унося тысячи человеческих жизней.

Отметим некоторые мощные тропические циклоны за последние пятьдесят лет. В сентябре 1959 г. на Японию обрушился тайфун Вера



(тайфунам и ураганам принято давать женские и мужские имена). Погибли 5 тыс. человек, остались без крова полтора миллиона. Тайфун уничтожил либо выбросил на берег более 400 судов, в том числе 12 океанских большого тоннажа. В июне 1962 г. тропический циклон опустошил все побережье республики Бангладеш. Он унес 22 тыс. человеческих жизней. В октябре 1963 г. ураган Флора на несколько суток задержался над Кубой. Он опустошил восточную провинцию Кубы и унес более трех тысяч жизней. В ноябре 1970 г. на побережье Бангладеш обрушился особенно разрушительный тайфун. Погибло более 300 тыс. человек. Более свежий пример — обрушившийся на Новый Орлеан (США) в августе 2005 г. ураган Катрина. Несмотря на все предупредительные меры, в результате урагана погибли более 1300 человек.

Разрушительные тропические циклоны регулярно посещают определенные районы на земном шаре. Их разрушительное воздействие обуславливают три фактора, три оружия тайфуна. Первое оружие — *исключительно сильный ветер*, его скорость превышает 30 м/с и может достигать 100 м/с. При такой скорости воздух воспринимается как твердая материя, способная наносить мощные удары.

Как заметил исследователь тайфунов французский метеоролог *Пьер-Андре Молэн*, «такие ветры вызывают ощущение, что рушатся все нормальные отношения между живым существом и окружающим его миром. Человек чувствует, что его предали — так же, как в те минуты, когда земля сотрясается у него под ногами. При тайфуне воздух, извечный источник жизни, ее постоянная поддержка и пища, внезапно становится врагом. Мирная кормилица превращается в безумную фурию. Как если бы мать, перестав укачивать ребенка, вдруг швыряет его на землю и топчет ногами... И действительно, пушечный выстрел — это, пожалуй, единственное подходящее сравнение для такого ветра».

Второе оружие тайфуна — *мощные дожди, продолжительные ливни*. Очевидцы отмечают, что в условиях привычного для нас климата трудно представить себе ливни, сопровождающие тайфуны и ураганы. Они сравнивают их с небом, которое низвергается на землю. Для сравнения заметим, что среднее годовое количество осадков в Европе и Северной Америке составляет около 1000 мм. А вот во время урагана 1906 г. на Ямайке всего лишь за четверо суток выпало 2400 мм воды. Ливни, сопровождающие тайфуны, вызывают грандиозные наводнения, порождают мощные водные потоки, которые сносят мосты и дома, приводят к появлению гигантских оползней.

Третье оружие тайфуна — *штормовые приливы*. В центре тайфуна возникают морские волны высотой более 10 м. Приближаясь к берегу, подобные волны сокрушают все, что окажется на их пути. Попадая в устье реки, такая волна нагоняет в речную долину огромные массы воды. Она становится подобной движущемуся внутри орудийного ствола снаряду.

На рис. 1.40 представлена фотография побережья острова Тайвань в тот момент, когда на него обрушился мощный тайфун. Это произошло 28 июля 2008 г. На рис. 1.41 можно видеть последствия тайфуна — выброшенное на мелководье в пригороде японского города Хакодате большое океанское судно водоизмещением 4000 т (так отметился в Японии тайфун «Мария» в 1954 г.).



Рис. 1.40



Рис. 1.41



Как видим, тропический циклон существенно отличается от обычного. При обычном циклоне (его называют *внетропическим циклоном*) портится погода, идут дожди, усиливается ветер — только и всего. Тогда как тропический циклон чреват огромными разрушениями, сопровождается многочисленными человеческими жертвами. А между тем физическая природа обоих циклонов — обычного и тропического — по сути *одна и та же*. Различие состоит в том, что приповерхностное атмосферное давление в центре тропического циклона на 70—100 гПа (50—75 мм рт. ст.) *ниже давления в центре обычного циклона*. Нередко атмосферное давление в центре тропического циклона оказывается равным 900—920 гПа; оно может опускаться до 870—880 гПа. *Снижение давления всего на одну десятую атмосферы существенно изменяет картину циклонического вихря!*

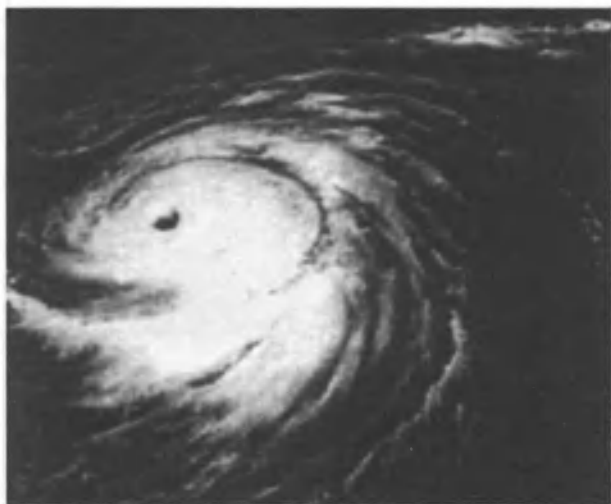


Рис. 1.42

Правда, со стороны это изменение не очень заметно. На рис. 1.42 приведена фотография тропического циклона, наблюдаемого из космоса. Мы видим характерные для всех циклонов в Северном полушарии (в том числе обычных циклонов) *раскручивающуюся в направлении по часовой стрелке спираль*, образованную несущимися с большой скоростью облаками. Можно указать два отличия внешнего вида тропического циклона от обычных циклонов. Во-первых, в центре



тропического циклона наблюдается четкое темное пятно диаметром до нескольких десятков километров — так называемый *глаз тайфуна* (у обычного тайфуна его нет). Во-вторых, диаметр тропических циклонов составляет несколько сотен километров, тогда как у обычных циклонов он заметно больше — достигает нескольких тысяч километров.

Ч и т а т е л ь. Вы сказали, что на фотографии показана раскручивающаяся по часовой стрелке спираль из облаков. Но воздушные потоки в циклонах Северного полушария, как известно, скручиваются и притом по направлению против часовой стрелки. Я бы именно так трактовал то, что изображено на фотографии. Не раскручивание по часовой стрелке, а скручивание против часовой стрелки.

А в т о р. Действительно, в Северном полушарии циклоны закручиваются против часовой стрелки. Но это происходит *вблизи земной поверхности*. А в *верхней тропосфере* воздушные потоки *раскручиваются* и притом по часовой стрелке (вспомните рис. 1.28, в). Именно эти воздушные потоки (а отнюдь не приповерхностные) содержат богатую облачность, которая как раз и наблюдается из космоса.

Строение и физика тропического циклона

Тропические циклоны зарождаются в низких широтах в результате взаимодействия дующих там ветров (пассатов) с мощными конвективными потоками воздуха, которые возникают над сильно нагретой (выше 26 °С) поверхностью океана.

Предположим, что где-то над теплым океаном на некоторой параллели к северу от экватора (параллель 2 на рис. 1.43, а) сильно нагретый влажный воздух устремляется вверх, поэтому приповерхностное атмосферное давление внутри данной области *резко падает* — образуется *довольно глубокая зона депрессии* (она показана на рисунке в виде небольшого круга). Тут же возникают силы, *стремящиеся направить окружающие воздушные массы в зону депрессии*. На рис. 1.43, а заштрихованы две воздушные массы — одна на параллели 1 (севернее зоны депрессии), а другая на параллели 3 (южнее зоны депрессии). И вот обе эти массы устремляются к зоне депрессии. Они бы вскоре заполнили зону, если бы не было вращения земного шара вокруг своей оси. Но оно происходит. При этом окружная скорость на параллели 1 оказывается больше, чем на параллели 2, но меньше,



чем на параллели 3. Двигаясь вместе с земным шаром по своей параллели, зона депрессии за некоторое время смещается к востоку на расстояние L (рис. 1.43, б). За это время стремящаяся к зоне депрессии северная воздушная масса *не успевает* сместиться к востоку на расстояние L и поэтому начинает заворачивать вправо. Южная воздушная масса, напротив, *опережает* в своем смещении к востоку зону депрессии и потому начинает заворачивать влево.

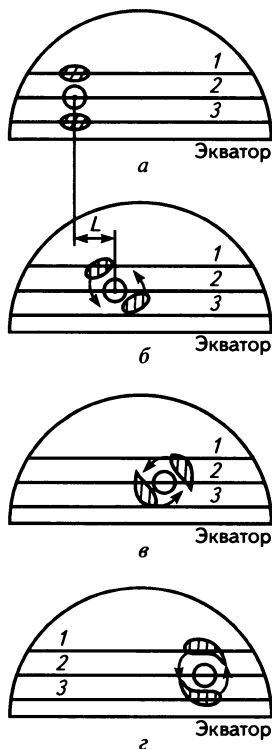


Рис. 1.43

Итак, вследствие различия окружных скоростей на параллелях 1, 2, 3 обе рассматриваемые массы воздуха, устремившиеся к зоне депрессии, «промахнулись». По-прежнему стремясь заполнить зону депрессии, они вынуждены теперь двигаться *вокруг* этой зоны, причем, как легко видеть, в направлении *против часовой стрелки* (рис. 1.43, в и г).

Отметим, что рис. 1.43 можно рассматривать как некое развитие рис. 1.30, относившегося к обычному циклону в Северном полушарии. Просто теперь зона депрессии глубже (понижение давления у поверхности более значительно), а потому стремящиеся к ней воздушные массы приобретают большую скорость, благодаря чему им так и не удается (в отличие от обычного циклона) заполнить зону депрессии.

Обратим внимание: возникшее вихревое движение воздуха вокруг центра зоны депрессии есть *движение окружающих воздушных масс под действием сил, направленных к центру зоны*. Они обусловлены различием атмосферного давления в центре зоны и на ее периферии. Можно сказать, что воздушные массы, совершая вихревое движение все время «падают» в зону депрессии — и все время промахиваются мимо нее. Подобно, например, Луне, которая все время «падает» на Землю и промахивается, а потому вынуждена двигаться вокруг Земли по круговой орбите. Если бы скорость движения Луны по каким-то причинам стала уменьшаться, то Луна начала бы двигаться по скручивающейся спирали и в конце концов в самом деле



упала бы на Землю. Точно так же, если бы скорость ветров, устремляющихся к зоне депрессии циклона, уменьшилась, то вихревые воздушные массы, двигаясь по скручивающейся спирали, заполнили бы зону депрессии. Именно это и происходит в случае обычных циклонов (когда скорость ветров не слишком велика).

Итак, огромные скорости воздушных масс в тропическом циклоне (достигающие 80—100 м/с) вынуждают эти массы не скручиваться к центру зоны, а циркулировать вокруг него по окружности. *Огромные массы воздуха, измеряемые триллионами тонн, кружатся вокруг центра тропического циклона, оставляя в покое относительно небольшую область в центре — тот самый глаз тайфуна.*

Конечно, это кружение не бесконечно (в отличие от кружения Луны вокруг Земли). Когда тропический циклон, растратив запасы кинетической энергии, постепенно затухает, он превращается сначала в обычный циклон, а затем и вовсе исчезает.

С помощью рис. 1.43 можно объяснить, почему в Северном полушарии воздушные массы циркулируют вблизи земной поверхности в направлении *против часовой стрелки*. Легко сообразить, что в Южном полушарии они должны циркулировать *по часовой стрелке*. Это соответствует известному *правилу Бейс-Баллота*. Рассматривая общий случай ветра, вращающегося вокруг зоны низкого давления, нидерландский метеоролог *Христофор Бейсс-Баллот* (1817—1890) писал: «Если в Северном полушарии вы встанете спиной к ветру, зона депрессии будет слева от вас, а в Южном полушарии — наоборот».

Стремясь заполнить зону депрессии, воздушные массы устраивают карусель вокруг ее центра. Можно сказать, что заполнению зоны депрессии препятствуют *центробежные силы инерции*, действующие на движущиеся частицы воздуха. Каждая частица, подобно камню в праще, стремится прочь от центра такой карусели. Эти центробежные силы инерции как бы отсасывают воздух и *еще более понижают давление в зоне депрессии*.

Напомним, что основной причиной понижения давления (обусловившей образование зоны депрессии) являются *восходящие воздушные потоки*, т. е. *конвекция*. Она происходит благодаря нагреванию поверхности вод океана в тропическом поясе и *усиливается* вследствие выделения тепла при конденсации водяного пара и образовании огромной массы облаков в процессе подъема воздушных масс.

Понятно, что восходящие воздушные потоки необходимо принимать во внимание, рассматривая в целом картину тропического



циклона. Одновременно с кружением масс воздуха вокруг центра депрессии происходит их подъем от земной поверхности к верхней тропосфере, так что фактически движение частиц воздуха происходит не по окружности, а по *восходящей винтовой линии* (спиральной кривой, располагающейся на поверхности круглого цилиндра).

Эта винтовая линия показана на рис. 1.44, схематически изображающем картину линий тока в тропическом циклоне Северного полушария. Область пространства, заполненная циклоническими вихрями, упрощенно изображена в виде кругового цилиндра высотой H и диаметром D , из которого вырезан цилиндр диаметром d (область глаза тайфуна). Пропорции на рисунке заведомо нарушены. Ведь в действительности $H = 10\text{--}15$ км (высота тропосферы), $D = 300\text{--}600$ км (поперечные размеры области тропического циклона), $d = 10\text{--}30$ км (диаметр глаза тайфуна).

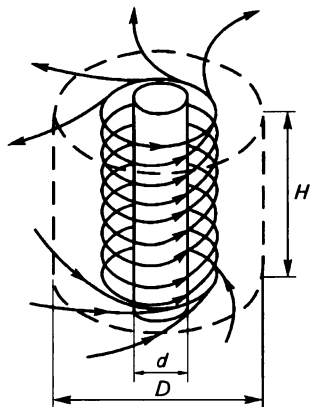


Рис. 1.44

Пропорции на рисунке нарушены, чтобы подчеркнуть динамику процессов. Вблизи земной поверхности воздушные массы движутся по скручивающейся спирали, превращающейся в окружность вок-

руг центра депрессии. Затем начинается подъем воздушных масс по восходящей винтовой линии. Этот подъем сопровождается образованием большой облачности и обильными осадками. Поднявшись в верхнюю тропосферу, воздушные массы начинают раскручиваться по спирали, причем теперь уже не против, а по часовой стрелке (именно так и должны заворачиваться движения частиц воздуха в Северном полушарии под действием силы Кориолиса; еще раз напомним рис. 1.28, в). В верхней тропосфере воздушные массы вместе с облаками расходятся в стороны, формируя спиральные перистые облака, хорошо заметные при наблюдении циклона из космоса.

Внутри глаза тайфуна

Область спокойствия в центре тропического циклона Пьер-Андре Молэн назвал странным парадоксом. В своей книге «Охотники за тайфунами» он привел описание внутренней области



глаза тайфуна. Молэн пролетел в августе 1962 г. на борту американской летающей сверхкрепости «Метеобоинг-50» через тайфун «Руфь». Он воочию наблюдал глаз тайфуна, находясь внутри него на высоте трех километров. Приведем выдержки из книги Молэна.

«...По мере того как мы приближаемся к глазу тайфуна, сила сотрясений непрерывно возрастает. Самолет вибрирует. От внезапных рывков вам кажется, что у вас срываются с места сердце и желудок и что кровь хлещет по всем внутренним органам. После каждого толчка радуешься тому, что самолет не развалился...

Последняя серия самых сильных толчков, и внезапно гул наших четырех моторов возникает из благопристойной тишины; плексигласовые окна светлеют, как в самый яркий и солнечный день. Мы оказываемся в глазе тайфуна, в его центре.

Нашим глазам предстает самое величественное, самое волнующее явление, какое только создавала когда-либо природа. Все, кто побывал в глазе тайфуна, возвращаются оттуда со смешанным чувством восхищения и ужаса, для описания которого не хватает слов.

Мы летим на высоте трех тысяч метров в колодце диаметром 22 км, в котором плавают несколько перистых облаков, мирных, как игрушки. Стенки этого колодца составляет недвижная буря — удерживаемые таинственным приказом, невидимой границей кипящие облака, охваченные жесточайшими конвульсиями. Когда самолет кренится на виражах, наши глаза поднимаются к верхушке стены, к выходу из этого колодца в пятнадцати тысячах метров над нами. И перед нашими удивленными взорами разворачиваются эти кипящие пятнадцатикилометровые стены, эта гигантская бездна, это круглое отверстие, которое и заставило назвать все явление глазом тайфуна. Над этим кратером видно голубое небо, напоминающее о радости и отдыхе, и животворное солнце, бросающее свои лучи вертикально в пропасть. Сияющие в своем неподвижном бушевании каскады бури вокруг нас удерживаются от падения чудовишным неизмеримым усилием, стенки колодца трепещут под лучами солнца, которое, кажется, растопляет их и одновременно удерживает, показывая весь ужас падения...

Гигантские противоестественные волны выходят из мрачных подвалов, где они росли и копили свои силы и, вырвавшись из-под мрачного потолка туч, появляются здесь, в сиянии солнечного света, такие огромные, что даже отсюда, с высоты в три тысячи метров, на них страшно смотреть. Они столь велики, что их существование



кажется невозможным — высота их достигает 25—30 м (восьмиэтажный дом), и по их заднему склону скатываются потоки пены в сотни метров длиной, словно адский плащ, демонстрирующий всю их мощь. Эти волны, несомненно, самое ужасное и самое смертоносное порождение тайфуна.

...Мы снова пронизываем стену и возвращаемся в мир белой ночи и бешеных толчков и скачков. Глаз тайфуна остался позади».

С точки зрения физика никакого парадокса в явлении, называемом «глазом тайфуна», конечно, нет. Это явление аналогично кружению Луны вокруг Земли или Земли вокруг Солнца. Там совершают свое бесконечное «падение» под действием силы тяжести небесные тела. А здесь в зону глубокой депрессии «падают» огромные массы воздуха. Конечно, такое падение нельзя назвать бесконечным, однако в течение, по крайней мере, нескольких суток оно все же продолжается.

Разумеется, есть своя специфика в падении, выражающемся в движении воздушных масс вокруг глаза тайфуна. Массы воздуха, кружащиеся вокруг области глаза тайфуна, не только не могут сами проникнуть в эту область, но и *не позволяют сделать это внешним воздушным массам, стремящимся к зоне депрессии*. Последние вовлекаются в обширную область мощного вращательного движения, разрастание которое ограничено из-за растрачивания кинетической энергии частиц воздуха, превращающейся в тепловую энергию. Заметим, что температура в центре тропического циклона на 10—15 °C выше, чем на расстоянии 100—150 км от него.

Говоря о процессах, происходящих внутри глаза тайфуна, обратимся к рис. 1.45. В левой его половине показано положение глаза тайфуна (изображен в виде круга) по отношению к точке наблюдения A для трех моментов времени t_1 , t_2 , t_3 . Тайфун перемещается слева направо. Наблюдатель находится в Северном полушарии.

В момент t_1 глаз тайфуна находится на рисунке слева от точки A . В этой точке дует ураганный приповерхностный ветер в направлении, обозначенном стрелкой I ; он поднимает довольно высокие волны.

В момент t_2 точка наблюдения A оказывается в центре глаза тайфуна. Теперь ветер стих, зато волны достигают наибольшей высоты. Картина огромных пирамидальных волн, сшибающихся друг с другом под ясным небом в отсутствие ветра должна представляться особенно устрашающей.

Но вот тайфун сместился, и теперь (в момент t_3 на рисунке) глаз тайфуна оказывается уже справа от точки A . Снова начинается дуть ураганный ветер, но уже в обратном направлении (по стрелке 2 на рисунке). Встречный ветер быстро гасит огромные волны.

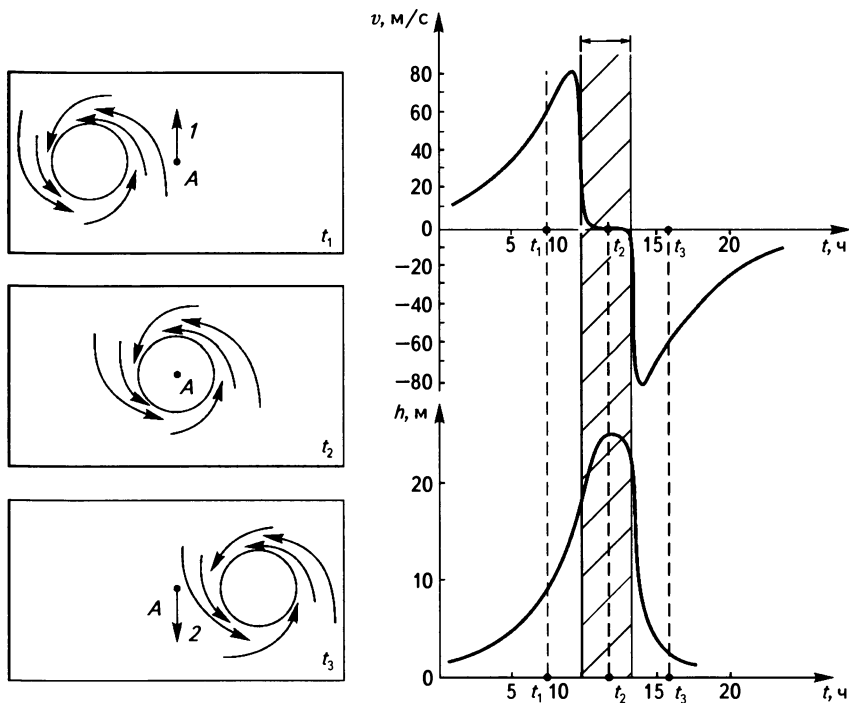


Рис. 1.45

Сказанное демонстрирует правая половина рис. 1.45. На ней показано изменение со временем скорости приповерхностного ветра v и высоты волн h в точке A . Изменение знака скорости ветра связано со сменой направления ветра на противоположное. Представленные на рисунке зависимости $v(t)$ и $h(t)$ соответствуют некоторой реальной ситуации. В рассматриваемой ситуации примерно в течение десяти часов ветер постепенно нарастает, а потом почти сразу прекращается. В течение трех часов огромные волны бушуют в отсутствие ветра, который затем столь же быстро возобновляется, но уже в обратном направлении. Ветер постепенно затихает в течение десяти часов.



Описанная картина перемещается вместе с тайфуном и, в частности, может «зацепить» побережье. В результате и разыгрывается разрушительный штормовой прилив.

Зарождение и перемещения тропических циклонов

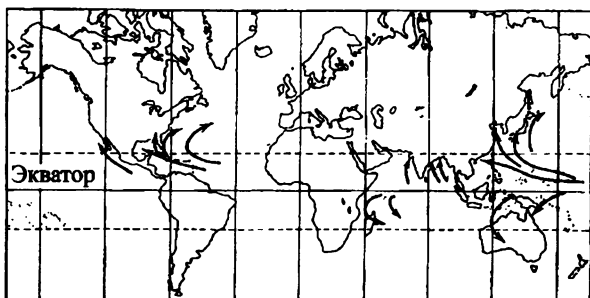
Ежегодно на земном шаре возникают 70—80 тропических циклонов. Примерно три четверти этих циклонов зарождаются и перемещаются в Северном полушарии и одна четверть — в Южном. Наибольшее число тропических циклонов приходится на конец лета и осень в данном полушарии; в зимнее время они обычно не зарождаются.

Тропические циклоны *зарождаются* либо в полосе от 5 до 25° с. ш., либо в полосе от 5 до 25° ю. ш. Между 5° с. ш. и 5° ю. ш. они не возникают и вообще не наблюдаются, поскольку здесь недостаточен перепад окружных скоростей при переходе с одних параллелей на другие (как было показано ранее, этот перепад принципиально важен для возникновения циркуляции воздушных масс вокруг глаза тайфуна). Севернее 25° с. ш. и южнее 25° ю. ш. тропические циклоны не зарождаются, поскольку там нагревание поверхности океана оказывается недостаточным для возникновения мощной конвекции воздуха.

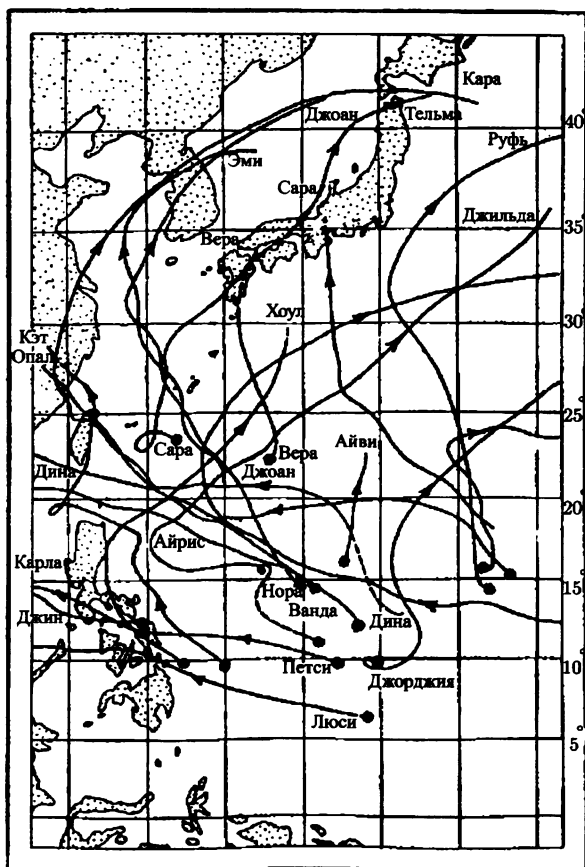
Весь заполненный воздушными вихрями и облаками цилиндр, именуемый тайфуном или ураганом, *перемещается* над поверхностью Земли со сравнительно невысокой скоростью, равной 10—20 км/ч (3—6 м/с). Это на порядок меньше скорости ветров, кружащихся внутри тайфуна. На рис. 1.46, *a* стрелками показаны характерные пути тропических циклонов в Северном и Южном полушариях. Глядя на эти стрелки, можно представить себе области земной поверхности, поражаемые тропическими циклонами. Просматривается общая тенденция:

- 1) тайфуны и ураганы *никогда не пересекают экватор*;
- 2) зародившись севернее экватора, они перемещаются в более высокие широты, *отклоняясь по ходу перемещения вправо*;
- 3) зародившись южнее экватора, они также перемещаются в более высокие широты, но *отклоняются при этом влево*.

Характер перемещений тайфунов можно объяснить действием силы Кориолиса (иначе говоря, силой инерции, обусловленной вращением земного шара вокруг своей оси).



а



б

Рис. 1.46

А в остальном пути тропических циклонов неисповедимы. В этом можно убедиться, глядя на рис. 1.46, б, где изображены траектории тайфунов в западной части Тихого океана за сезон 1962 г. Рядом с траекториями тайфунов указаны присвоенные им имена. Маленькими черными кружками показаны места зарождения тайфунов. Все они находятся между 5° с. ш. и 25° с. ш.

Энергия тропического циклона

Понятно, что огромные массы воздуха, кружащиеся с большими скоростями вокруг глаза тайфуна, должны обладать поистине гигантской кинетической энергией.

Произведем простой расчет для оценки нижней границы кинетической энергии тайфуна. Будем рассматривать только часть объема тайфуна, ограниченную земной поверхностью, горизонтальной плоскостью на высоте $H = 10$ км и двумя цилиндрическими поверхностями радиусом $R_1 = 10$ км (граница глаза тайфуна) и радиусом $R_2 = 20$ км (внешняя граница тайфуна). Будем полагать, что все частицы воздуха в выделенном объеме тайфуна имеют скорость $v = 50$ м/с. Кинетическая энергия всей массы воздуха в данном объеме равна

$$E_k = \pi (R_2^2 - R_1^2) H \rho \frac{v^2}{2}, \quad (1.15)$$

где ρ — плотность воздуха, которую примем равной $1,2$ кг/м³ (такова плотность сухого воздуха). Используя (1.15), легко подсчитать, что $E_k = 1,4 \cdot 10^{16}$ Дж. Это очень большая энергия. Для сравнения можно отметить, что она в 10 000 раз больше энергии, которая выделилась при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946 г. В то же время ясно, что энергия 10^{16} Дж заведомо меньше энергии тропического циклона. Ведь его область в поперечнике достигает нескольких сотен километров и, кроме того, воздух внутри циклона отнюдь не сухой, а содержит водяные пары и обильную облачность. Согласно современным оценкам, кинетическая энергия воздушных масс, которые стремительно кружатся внутри тропического циклона составляет 10^{18} — 10^{19} Дж. Эта гигантская энергия черпается из тепловой энергии, передаваемой солнечными лучами водам Мирового океана.

«Можно только порадоваться, — замечает Молэн, — что в своей ярости тайфун бушует над широкими и пустынными просторами

океана, лишь изредка обрушиваясь на сушу, и что эта мощь рассеивается на многие километры в высоту, а не концентрируется на малых участках земной поверхности».

Как это ни покажется странным, но есть положительный момент в самом факте существования тайфунов. Если бы Земля не вращалась и циклонические воздушные массы не кружились в течение нескольких суток, а за какие-то минуты высвобождали всю накопившуюся вблизи экватора энергию, то что же тогда происходило бы время от времени с нашей планетой? Так что, пожалуй, надо поблагодарить тайфуны и ураганы за то, что они позволяют постепенно «выпускать пар» и тем самым оберегают планету от грандиозных катаклизмов. Следует согласиться с Молэном, который называет тайфун «предохранительным клапаном», «грубым и примитивным средством природы, предназначенным для того, чтобы сбрасывать давящий груз жары».

1.7. СМЕРЧИ (ТРОМБЫ, ТОРНАДО)

Смерч — атмосферный вихрь, возникающий в грозовом облаке и затем распространяющийся в виде темного рукава или хобота по направлению к поверхности суши или моря; в верхней части имеет воронкообразное расширение, сливающееся с облаком. Так говорит энциклопедия.

Внешний вид и основные характеристики смерчей

Смерч выглядит устрашающе. Из очень темной, почти черной тучи опускается к земной поверхности сужающийся книзу хобот; он представляет собой вихрь (рис. 1.47). Вместе с тучей этот хобот-вихрь движется со скоростью поезда вдоль земной поверхности, случайным образом меняя направление движения. Можно рассматривать смерч как *часть грозового облака, быстро вращающуюся вокруг вертикальной оси*. Впрочем, эта часть облака весьма специфична. Она не только быстро вращается, но и при этом, подобно *сверхмощной вытяжной трубе*, втягивает в себя и поднимает вверх воду, песок, камни, а также различные предметы, нередко весьма тяжелые. Поэтому такой удивительной части грозового облака дали

отдельное название — *смерч*. А все остальное облако, откуда опустился смерч, называют *материнским облаком*, подчеркивая тем самым происхождение смерча.



Рис. 1.47

Термин «смерч» происходит от русского слова «сумрак» — ведь смерчи рождаются из грозовых облаков мрачного вида, создающих при своем появлении сумерки. Если смерч возникает над морем, его называют *водяным смерчем* (или просто *смерчем*). Смерчи над сушей называют *tromбами* (от французского *tromb*, означающего *труба*). В Северной Америке tromбы принято называть *торнадо* (от испанского *tornados*, означающего *вращающийся*).

В метеорологии для смерчей используют название *маломасштабные вихри*. Тем самым подчеркивается локальный характер смерчей, их отличие от вихрей среднего масштаба — тропических циклонов (диаметр последних составляет 300—500 км), и вихрей крупного масштаба — внетропических циклонов и антициклонов (их диаметр может измеряться тысячами километров). Диаметр вихря, образуемого водяным смерчем, варьируется от 30 до 200 м, а образуемого tromбом — от 100 м до 1 км.

Внешний вид смерчей может быть различным. Часто смерч напоминает свисающий их материнского облака хобот. Но можно видеть конус, широкуюверху и узкую у поверхности воронку, которая может принимать форму бокала. Смерч бывает похож на про-

стую колонну, которая может слегка расширяться вверху и внизу и даже превращаться в подобие песочных часов.

Смерч характеризуется двумя скоростями — скоростью его перемещения вдоль земной поверхности и скоростью вращения частиц воздуха, участвующих в вихревом движении. Первая соответствует скорости перемещения материнского облака. Она изменяется от нуля (когда смерч на какое-то время замирает неподвижно) до 150 км/ч (40 м/с). В среднем она составляет 20—50 км/ч (5—15 м/с). Вторая скорость (скорость вихревого движения) значительно больше — от 50 до 200 м/с.

Смерчи очень недолговечны. Водяные смерчи существуют обычно несколько минут. Тромбы (торнадо) могут существовать до нескольких десятков минут и даже нескольких часов.

Смерчи, как правило, имеют хорошо наблюдаемую боковую стенку. За ней (внутри смерча) давление *значительно ниже*, чем снаружи. Оно опускается до 800 и даже до 600 гПа. Логичен вопрос: как измеряют давление внутри смерча? Сразу заметим, что бесполезно пытаться поместить туда измерительный прибор. И дело не в том, что практически невозможно угадать ту точку земной поверхности, над которой пройдет неожиданно опустившийся из грозового облака смерч. Даже если бы это удалось сделать, ураганные вихри внутри смерча немедленно уничтожили бы измерительный прибор. Смерчи наблюдают, и изучают их последствия, т. е. характер и степень произведенных им разрушений. И уже только на основе этих данных делают более или менее достоверные выводы о динамике вихрей внутри смерча.

Наблюдения смерчей и их последствий

Смерчи наблюдаются во многих странах — в США, Австралии, Новой Зеландии, Японии, Индии, Аргентине, а также в Южной Африке и Европе. Они появляются во время грозы или перед грозой в жаркие весенние или летние дни. В течение года на земном шаре возникает около 1500—2000 смерчей. Примерно половина из них приходится на территорию США.

В США есть так называемая *аллея торнадо* — полоса наиболее частых смерчей, проходящая через штаты Техас, Оклахома, Канзас, Миссури. Она начинается от побережья Мексиканского залива и проходит к северу и северо-востоку между Скалистыми и Аппалач-

скими горными хребтами. Влажный и теплый летний муссон с залива сталкивается здесь с прохладными воздушными массами, которые дуют от Скалистых и Аппалачских гор.

При прохождении достаточно мощного смерча возникает полоса серьезных разрушений на местности шириной до 100—200 м. На своем пути смерч вырывает с корнями деревья, разрушает дома, мосты, металлические опоры линий электропередачи. Он поднимает на десятки и даже сотни метров тяжелые объекты (людей, животных, автомобили, крыши домов) и отбрасывает их в сторону или переносит на некоторое расстояние, которое тем больше, чем легче объект. Песок, камни и относительно мелкие предметы втягиваются смерчем внутрь материнского облака и выпадают затем оттуда после того, как смерч истощит свою энергию. Смерч может полностью высосать пруд или относительно небольшое озеро, оголить на время дно реки.

Все это указывает на то, что *область внутри смерча является зоной глубокой депрессии и характеризуется мощными вихревыми движениями, направленными по винтовой линии от земной поверхности к материнскому облаку*. То, что область внутри смерча имеет значительно более низкое давление по сравнению с давлением вне этой области, подтверждается характером разрушений домов, задетых смерчем. Они *взрываются изнутри*. В момент прохождения смерча давление воздуха внутри дома внезапно становится существенно больше, чем давление снаружи (т. е. давление внутри смерча). Возникновение резкого перепада давлений разрывает дом (иначе говоря, взрывает его изнутри). Но одного лишь низкого давления в смерче недостаточно, чтобы он мог действовать подобно мощной вытяжной трубе. Сам по себе перепад давлений не смог бы поднять воду по трубе смерча выше 10 м (напомним известный опыт Торричелли). Для подъема воды (и не только ее) на высоту материнского облака необходимо *мощное восходящее вихревое движение* воздушной массы внутри трубы смерча.

Как можно судить об огромной скорости вихря внутри смерча? В настоящее время предпринимаются попытки локационных измерений этих скоростей. Они подтверждают значения скорости порядка 100 м/с. Но еще до этих исследований было установлено, что скорости могут быть в полтора-два раза больше. Такие данные получили специалисты по сопротивлению материалов, изучавшие изгибы и разрушения различных предметов, «обработанных» смерчем.

Вот, например, куриное яйцо пробито сухим бобом так, что скорлупа вокруг пробоины осталась невредимой, как при прохождении револьверной пули. Часто наблюдались случаи, когда мелкая галька проходила через оконные стекла, не нанося иных повреждений кроме пробоин. Известны многочисленные факты пробивания летящими досками деревянных стен домов, досок и даже железных листов. Соломинки втыкались как иглы в подушку в различные деревянные предметы (доску, дерево, щепку). Все подобные случаи указывают на то, что скорость ветров в смерчах может быть более 200 м/с.

Следует обратить внимание на то, что область произведенных смерчем разрушений нередко оказывается *четко отграниченной*. Известен случай, когда налетевший смерч поднял в воздух корову, а женщина, доившая ее, так и осталась сидеть на месте, а возле нее стояло ведро с молоком. Подобных удивительных случаев наблюдалось немало. Из двух находящихся рядом объектов один уносится смерчем, а другой оставался совершенно невредимым. Это означает, что вихри в смерче весьма четко локализованы. Вне стенки смерча, снаружи, они отсутствуют. Таковы обычные смерчи, их называют *гладкими смерчами*. Заметно реже появляются *расплывчатые смерчи*, обладающие нерезкими, расплывчатыми очертаниями.

Но оставим разрушения, производимые смерчами, и познакомимся с наблюдениями самих смерчей, сделанными очевидцами. Сохранилось, например, описание смерча, возникшего на окраине Москвы в июне 1904 г.: «Огромная грозовая туча надвинулась, и наступили сумерки. На нижней поверхности тучи беспорядочно двигались небольшие светлые облака. Постепенно в этих беспорядочных движениях стало проявляться вращение значительной массы облака вокруг общего центра. С земли поднялась пыль и вместе с травой и листьями, крутясь, устремилась вверх, к этому центру. Вдруг из тучи свесилась серая остроконечная воронка, которая быстро увеличилась в размерах и отвисла к земле. Еще немного, и окончание воронки соединилось с вершиной столба пыли, поднимавшегося с земли навстречу воронке. Образовалась колонна смерча, протянувшаяся от тучи до земли. В воздух полетели обломки строений и сломанные деревья. Начался сильный дождь».

Заслуживают внимания свидетельства редких случайных наблюдателей, над головой которых прошел, не касаясь земли, хобот смерча. В штате Канзас в США в 1930 г. невольно оказался таким наблюдателем один из фермеров. Вот как он писал позднее: «Конец воронки

повис прямо над моей головой. Из конца воронки шел гудящий звук. Я взглянул вверх и к своему удивлению, увидел само сердце смерча. В его середине была полость диаметром 30—70 м, которая шла кверху на расстояние около километра. Стены полости были образованы вращающимися облаками, а сама она была освещена блеском молний, перескакивающих с одной части стены на другую. Полость казалась пустой...»

А вот свидетельство другого наблюдателя, случайно оказавшегося под воронкой смерча (штат Техас, 1951 г.): «Воронка прошла в шести метрах над моей головой. Ширина внутренней полости была около 150 м, толщина стенки — всего 3 м. Стенка быстро вращалась. Вращение было видно до самого верха и, очевидно, уходило в тучу. Когда смерч прошел надо мной и, опустившись, коснулся дома соседа, он в одно мгновение смахнул его».

Обратим внимание: внутри смерча могут сверкать молнии. Они бывают многочисленными и отличаются разнообразием, могут иметь вид изогнутых светящихся поверхностей. Иногда они окружают смерч. Иногда вся его поверхность светится желтоватым сиянием. Неоднократно в смерчах наблюдались шаровые молнии.

Установлено, что смерчи в одном и том же полушарии вращаются в одних случаях против часовой стрелки, а в других — по часовой стрелке. Отсюда следует, что возникновение вихревого движения в смерчах не связано с вращением Земли вокруг своей оси (в отличие от циркуляций воздушных масс в тропических и внетропических циклонах). Это вполне естественно — ведь смерч представляет собой локальный вихрь.

Наконец, отметим, что появление смерчей часто сопровождается выпадением не только дождя, но и града, притом *очень крупного*. Неоднократно наблюдались градины, имеющие в поперечнике до 30 см. Нетрудно подсчитать, что подобная градина должна иметь массу до 15 кг. Был случай, когда внутри одной гигантской градины оказалась черепаха размерами 5 × 15 × 20 см.

Развитие смерча и его строение

На предварительной стадии развития смерча начинается вращение воздушно-водяной массы в нижней части материнского облака. Вращение происходит вокруг некоторой вертикальной оси, проходящей через центральную часть облака. Оно приводит к

тому, что вследствие центробежного эффекта уменьшается плотность в приосевой области и падает давление. Давление оказывается ниже приповерхностного атмосферного давления, и поэтому возникает воздушный поток от поверхности к облаку, имеющий характер *восходящих вихрей*, кружащихся в том же направлении, что и нижняя часть облака. Вихри поднимают в воздух много пыли, песка, травы, мелких камней. Это можно видеть на рис. 1.48. Подчеркнем: *вращение нижней части материнского облака является первопричиной последующих движений воздушных масс*, в результате которых сформируется сначала воронка смерча, а затем и хобот, контактирующий с земной поверхностью (сушей или морем).

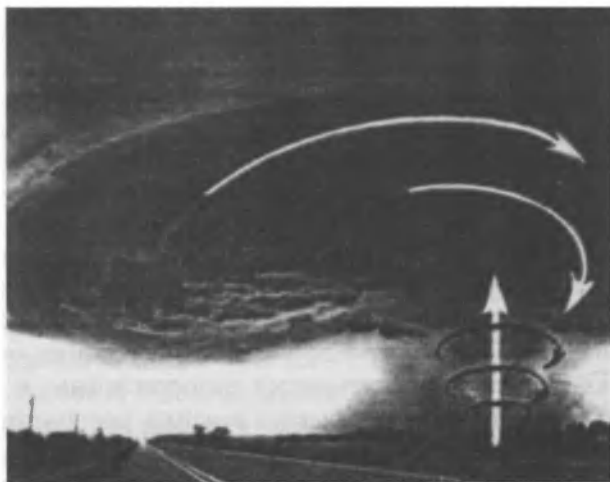
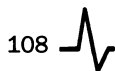


Рис. 1.48

Рассмотрим два этапа в развитии смерча. На первом этапе формируется вращающаяся вокруг вертикальной оси воронка, *провисающая из материнского облака* (рис. 1.49, а). Провисание обусловлено постепенным накоплением в нижней части облака водяных капель. Плотность воздушно-водяной среды может составлять 5 кг/м^3 и более, что в четыре и более раз превышает плотность сухого воздуха. Почему же эта воздушно-водяная масса не падает на землю? Потому, что этому препятствует *сила электростатического притяжения*, поскольку верхняя часть грозового облака заряжена *положительно*, а нижняя *отрицательно*. Итак, на первом этапе развития смерча воз-



никает вращающаяся вокруг вертикальной оси воздушно-водяная воронка, к которой поднимаются от поверхности земли воздушные вихри, вращающиеся в таком же направлении.

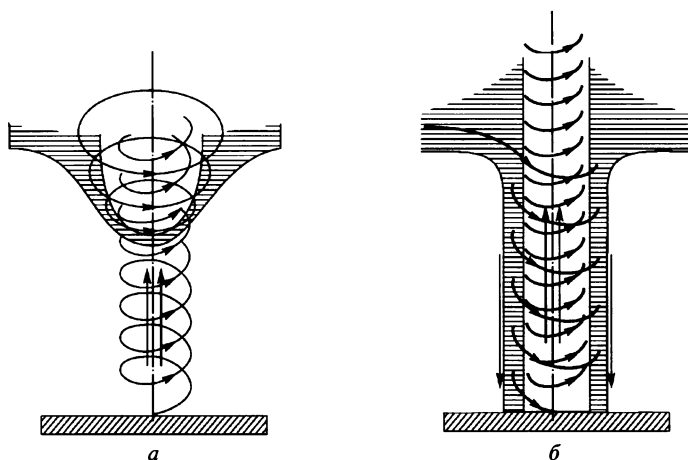


Рис. 1.49

По мере новых поступлений из глубины облака масса вращающейся воронки возрастает, и сила тяжести, преодолевая силу электростатического взаимодействия, начинает вытягивать воронку вниз и формировать хобот смерча. Наступает момент, когда электростатическое взаимодействие оказывается недостаточным, и тогда вся воздушно-водяная масса вытянувшейся воронки, продолжая вращаться, обрушивается на землю — начинается второй этап в развитии смерча. Его можно назвать *этапом сформировавшегося смерча*. Он представлен на рис. 1.49, б, где хобот изображен в виде цилиндрической колонны, соединившей нижнюю часть материнского облака с поверхностью. Пропорции на рисунке не соблюдены.

На рис. 1.49, б продемонстрировано *строение смерча*. Смерч состоит из *периферийной области* (ее называют *стенкой*) и *внутренней области* (ее называют *ядром смерча*). Внутренняя область заполнена *восходящим воздушным вихрем*, захватывающим с земной поверхности воду, пыль, песок и различные предметы. Этот вихрь может пронизывать материнское облако, поднимаясь до 10 км и выше. Что же касается стенки смерча, то она представляет собой пространственно локализованный *нисходящий воздушно-водяной вихрь*. Диаметр смерча варьируется от 30 м до 1 км, при этом толщина стенки составляет 3—5 м.

Итак, с точки зрения физика смерч представляет собой *двойной вихрь* — внутренний восходящий воздушный (менее плотный) и обнимающий его внешний нисходящий воздушно-водяной (более плотный). С точки зрения метеоролога смерч — *своеобразная форма существования осадков*. Ее можно назвать *скрученным дождем*. Этот скрученный дождь является дополнением к обычному дождю, идущему из грозового облака.

Заметим, что часто наблюдаемое при появлении смерча выпадение крупного града имеет простое объяснение. Как уже отмечалось, восходящий воздушный вихрь может подниматься к вершине материнского облака. Там водяные пары превращаются в льдинки. Эти льдинки *могут удерживаться в вышине достаточно долго, поддерживаемые восходящим вихрем*, который, собственно говоря, и породил их в процессе конденсации. Находясь относительно долго у вершины облака, льдинки наращивают массу, превращаясь в крупные градины. Рано или поздно эти градины опустятся в нижнюю часть облака и упадут на землю.

Нетрудно оценить плотность ρ воздушно-водяной стенки смерча. На рис. 1.50 выделен небольшой объем стенки, равный Sd , где d — толщина стенки; S — площадь боковой поверхности выделенного объема. Итак, мысленно выделим фрагмент стенки смерча массой $m = Sd\rho$. Фрагмент — это «кусочек» вихря, он движется по окружности радиусом r со скоростью v , т. е. имеет центростремительное ускорение $a = v^2/r$. Это ускорение обусловлено силой F , направленной к оси вращения и равной по модулю $(p_1 - p_2)S$, где p_1 — давление атмосферного воздуха вне смерча, p_2 — давление внутри смерча. Согласно второму закону Ньютона, $F = ma$ и, значит,

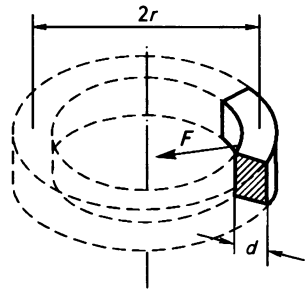


Рис. 1.50

$$(p_1 - p_2)S = Sd\rho \frac{v^2}{r}.$$

Таким образом,

$$\rho = \frac{(p_1 - p_2)r}{dv^2}. \quad (1.16)$$

Полагая $p_1 - p_2 = 0,2 \cdot 10^5$ Па, $d = 3$ м, $r = 20$ м, $u = 150$ м/с, находим из (1.16), что плотность воздушно-водяной стенки смерча равна в рассматриваемом случае 6 кг/м³.

Ранее отмечалось, что смерч недолговечен. Когда истощается его энергия, возникает *перетяжка* (смыкание стенок смерча) в каком-нибудь месте хобота. Часть смерча, оказавшаяся ниже перетяжки, просто падает на поверхность земли. Часть смерча над перетяжкой втягивается обратно в материнское облако.

К вопросу о зарождении смерча

Ч и т а т е л ь. Мне вполне понятно, как развивается смерч и что он представляет собой; однако я не понимаю, как он *зарождается*. Или точнее говоря, *почему* он зарождается. В качестве первопричины указывалось вращение нижней части материнского облака. Но почему это облако начинает вращаться вокруг вертикальной оси? Если вращение земного шара не играет роли в данном случае, то каков тот физический механизм, который заставляет облако вращаться?

А в т о р. Надо признать, что исчерпывающее объяснение физики зарождения смерчей пока отсутствует. Современная наука довольно глубоко проникла в тайны смерча. Однако постижению физики смерчей мешают, во-первых, невозможность проводить измерения различных физических величин *непосредственно внутри смерча* и, во-вторых, тот факт, что движение воздушных масс в смерче *существенно турбулентное* и потому с трудом поддается аналитическому рассмотрению.

Ч и т а т е л ь. Но, наверное, существуют соображения, почему в том или ином месте атмосферы зарождается во время грозы смерч?

А в т о р. Разумеется существуют. Однако такое атмосферное явление, как смерч, оказалось весьма сложным. Мы просто не в состоянии рассмотреть здесь многие его стороны.

Ч и т а т е л ь. Ранее было сказано, что аллея торнадо в США обязана своим возникновением столкновению теплых влажных воздушных масс, движущихся летом со стороны Мексиканского залива, с прохладными воздушными массами, которые распространяются от Скалистых и Аппалачских гор.

Автор. В соответствии с газодинамическими моделями смерча его возникновение связано с *неустойчивостью* атмосферы в области холодного фронта (когда холодная воздушная масса поддвигается под теплую воздушную массу и приподнимает последнюю). В области фронта образуются мощные *турбулентные вихри* разного масштаба и разной ориентации. Благодаря трению между восходящими и нисходящими потоками воздуха, обладающими разной плотностью, может возникнуть из хаоса турбулентных вихрей в материнском облаке циркуляция воздуха вокруг вертикальной оси.

Читатель. Но может и не возникнуть?

Автор. Конечно. Далеко не всякое грозовое облако порождает смерч. Следует рассматривать возникновение смерча как *случайный процесс* — когда упорядоченная воздушная циркуляция *случайно рождается из хаоса турбулентных вихрей*.

Читатель. Порядок рождается из хаоса? Похоже на чудо.

Автор. Это отнюдь не чудотворный, а естественный процесс. Его называют *самоорганизацией систем*. Из хаоса органических молекул случайно сформировались на Земле первые живые организмы. Вся биологическая эволюция происходила благодаря естественному отбору случайно возникших вариантов. Обобщая, можно сказать, что *информация рождается из шума*. Шум — это хаос на языке теории информации.

Однако мы отвлеклись от вопросов, связанных с физикой смерча. Возвращаясь к моделированию смерча, хочу заметить, что чисто газодинамические модели заведомо неполноценны, поскольку не принимают во внимание электрические силы, действующие в грозовых облаках.

Читатель. Недаром внутри смерчей часто сверкают молнии!

Автор. Да, об этом нельзя забывать. Надо учитывать, что частицы воздуха в грозовом облаке несут электрические заряды, а в самом облаке возникает *достаточно мощное электрическое поле*. Не входя в детали, заметим, что движение заряженных частиц в турбулентных вихрях должно генерировать *переменные магнитные поля*, которые, согласно закону электромагнитной индукции, порождают *вихревые электрические поля*. Понятно, что последовательная теория смерча должна учитывать не только механические и тепловые

явления, но также явления электромагнитные. Уместно заметить, что в годы активного Солнца, когда магнитосфера Земли испытывает сильные возмущения, количество торнадо в США возрастает до 1300, тогда как в обычные годы наблюдается в среднем 800 торнадо в год.

Читатель. Влияние электрических сил на формирование воронки смерча уже отмечалось ранее.

Автор. Необходимо иметь в виду, что смерч возникает и формируется под действием различных сил — *гравитационных, центробежных, электрических, сил внутреннего трения, и сил, обусловленных перепадом давления.* Без учета всех этих сил невозможно создать достаточно полную теорию смерчей, которая объяснила бы их зарождение. Понятно, что такая теория должна быть *вероятностной*, как и всякая теория, рассматривающая самоорганизующиеся системы.

Читатель. Как я вижу, многие вопросы физики смерчей остались у нас, как говорится, за кадром.

Автор. Рассмотрение их даже в самых общих чертах выходит за рамки данной книги.

Вертикальные вихри

По своему виду нередко наблюдаемые *вертикальные вихри* напоминают смерчи, поэтому их иногда объединяют в одну общую группу со смерчами. Но они принципиально отличны от последних. Смерч — часть грозового облака, он связан с грозовым облаком. Вертикальный вихрь возникает в сильно нагретом у земли воздухе и не имеет никакого отношения к облакам. Он может возникнуть при совершенно безоблачной погоде. Смерч — это двойной вихрь (восходящий во внутренней области и нисходящий в стенке). Что же касается вертикального вихря, то у него стенка вообще отсутствует; вертикальный вихрь представляет собой восходящий по спирали вертикально вверх воздушный поток, возникший над сильно нагретым участком земной поверхности вследствие достаточно сильной конвекции.

Обратим внимание на то, что нагретый воздух поднимается вверх не по прямой линии, а по винтовой, т. е. *закручиваясь*. Закручивание вызывают горизонтальные воздушные потоки, устремляющиеся к

зоне депрессии, которая образуется в результате конвекции. Кроме того, могут присутствовать в качестве дополнительного фактора горизонтальные ветры, дующие вблизи зоны депрессии. Внутреннее трение между горизонтальными воздушными потоками и восходящим конвективным потоком как раз и приводит к закручиванию этого потока. Скорости горизонтальных потоков с одной и противоположной стороны зоны депрессии всегда несколько различаются и могут обуславливать закручивание конвективного потока как в одном, так и другом направлении.

Вертикальные вихри гораздо меньше и слабее смерчей (диаметр вихря не превышает нескольких метров, высота нескольких десятков метров, скорость вращения в вихре 10—20 м/с). Но они довольно разнообразны. Широко распространены, особенно в жарких пустынях, *пылевые вихри*. В теплый день можно наблюдать сразу несколько вихрей, похожих на мачты, которые могут быстро перемещаться вдоль земной поверхности. Подожгите большую кучу сухой соломы — и вы будете наблюдать *огненно-дымовую вихрь*. Над водой могут возникать наполненные водяной пылью и брызгами *водяные вихри*. Встречаются и состоящие из чистого воздуха и поэтому невидимые (но хорошо ощущаемые) *воздушные вихри*.

2.1. ОКСИД ВОДОРОДА В ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ

Общие замечания

О химическом составе атмосферного воздуха справочники сообщают следующую информацию: в любом произвольно выбранном объеме сухого воздуха содержится 78,08 % азота N_2 , 20,95 % кислорода O_2 , 0,93 % аргона Ar; оставшиеся 0,04 % приходятся на ряд других газов, из которых наибольшую концентрацию (в среднем 0,03 %) имеет диоксид углерода CO_2 .

Однако в действительности атмосферный воздух *не является сухим*, а содержит значительное количество вещества, имеющего химическую формулу H_2O , которое химики называют *оксидом водорода*. По имеющимся оценкам, общая масса оксида водорода в земной атмосфере постоянна и составляет $1,4 \cdot 10^{16}$ кг, т. е. 0,27 % общей массы атмосферы (напомним, что общая масса атмосферы равна $5,2 \cdot 10^{18}$ кг).

Оксид водорода присутствует в атмосфере частично в трех агрегатных состояниях — газообразном (в виде *водяного пара*), жидком (в виде *воды*), твердом (в виде *льда и снега*). Туманы и облака — это огромные скопления мелких водяных капель и ледяных кристаллов.

Заметим, что термин «оксид водорода», как правило, на практике не применяется. Обычно предпочитают говорить о «воде» — газообразной воде (водяном паре), жидкой воде (собственно воде), твердой воде (льде или снеге). Таким образом, три состояния вещества, молекулы которых состоят из двух атомов водорода и одного атома кислорода, рассматривают как *три состояния воды*. Если придерживаться такой терминологии, то следовало бы говорить, что, например, бассейн наполнен не водой, а водой в жидком состоянии (или жидкой водой), а о «круговороте воды в природе» говорить как о

«замкнутом цикле с перемещениями в пространстве и переходами воды из одного состояния в другие». Мы предпочитаем рассматривать воду как одно из трех состояний вещества с молекулами H_2O , т. е. как *одно из трех состояний оксида водорода*. При этом вместо понятия «круговорот воды в природе» будем использовать понятие «круговорот оксида водорода в природе».

Итак, в атмосфере Земли постоянно присутствуют примерно $1,4 \cdot 10^{16}$ кг (более десяти триллионов тонн!) оксида водорода. Часто говорят: над поверхностью Земли находятся более десяти триллионов тонн воды. Следует, однако, иметь в виду, что *только часть* этих десяти триллионов находится в виде водяных капель, тогда как другая часть присутствует в виде ледяных кристаллов или водяного пара.

Десять триллионов тонн воды (правильнее сказать, оксида водорода) в атмосфере! Много это или мало? По сравнению с массой всего Мирового океана эти десять триллионов тонн, конечно, очень малы. Они составляют лишь стотысячную долю. Впрочем, масса этой стотысячной доли всего в два раза меньше массы воды в Байкале. Или в Балтийском море. Или во всех пяти Великих североамериканских озерах. Масса оксида водорода в атмосфере в два раза больше массы воды, которая ежегодно изливается в океан самой полноводной рекой Земли Амазонкой. Она в 20 раз больше годового стока Лены и в 60 раз больше годового стока Волги.

Не имеет смысла пытаться оценить, какая масса атмосферного оксида водорода находится в том или ином состоянии, поскольку в атмосфере все время совершаются *процессы перехода* оксида водорода из одного состояния в другое.

Агрегатные состояния вещества и фазовые переходы между ними

На время отвлечемся от оксида водорода и обратим внимание на то, что почти все вещества в зависимости от температуры и давления могут находиться в трех агрегатных состояниях — *газообразном, жидком и твердом*. Вещество может переходить из одного агрегатного состояния в другое. Эти смены состояния называют *фазовыми переходами*.

Для веществ в газообразном состоянии используют два названия: *газ* и *пар*. До XIX в. считалось, что одни вещества при достаточно сильном сжатии *можно* перевести из газообразного состояния

в жидкое, а другие *нельзя*. Первым дали название *пар* (когда они находятся в газообразном состоянии), а вторым — название *газ* или *постоянный газ*. Однако в 1877 г. были сжижены постоянные газы кислород и азот, а в 1898 г. — водород. Оказалось, что всякое вещество можно перевести из газообразного состояния в жидкое при условии, что его температура будет ниже некоторого значения; эту температуру называли *критической температурой*. Для различных веществ она различна. Например, для диоксида углерода CO_2 она равна 304 К (31 °С), для кислорода 155 К (–118 °С), для азота 126 К (–147 °С), для водорода 33 К (–240 °С). Для оксида водорода H_2O критическая температура 647 К (374 °С), для ртути 1460 К (1187 °С).

Если температура вещества выше его критической температуры, то это вещество ни при каком давлении не переходит из газообразного состояния в жидкое, а тем более в твердое. Если, например, температура оксида водорода окажется выше 374 °С, то никаким сжатием нельзя будет получить из него воду или лед. Если ртуть нагреть выше 1187 °С, то она окажется в газообразном состоянии, из которого никаким сжатием не удастся перевести ее в жидкое состояние.

В настоящее время принято называть паром вещество в газообразном состоянии, находящееся при температуре *ниже критической для данного вещества*, и газом — при температуре *выше критической*. Принципиальной разницы между паром и газом, таким образом, нет. Критическая температура азота, кислорода, водорода ниже –100 °С, т. е. существенно ниже обычно используемых температур; поэтому азот, кислород, водород принято именовать газами. Каждый из них может стать паром (а также жидкостью и даже твердым телом) при достаточно низких температурах. А вот у оксида водорода H_2O критическая температура равна 374 °С; она много больше обычных температур, поэтому принято говорить не о *водяном газе*, а о *водяном паре*.

Фазовый переход того или иного вещества из жидкого состояния в газообразное называют *парообразованием* или *испарением* (особым случаем парообразования является *кипение*); обратный переход называют *конденсацией в жидкое состояние* или проще — *конденсацией*. Фазовый переход вещества из твердого состояния в жидкое называют *плавлением*, обратный переход — *отвердеванием*. Если вещество превращается из жидкости в твердое тело, обладающее кристаллической атомной решеткой, т. е. являющееся *кристаллом*, то в этом случае процесс отвердевания называют также *кристаллизацией*. Фазовый переход вещества из твердого состояния сразу в газообраз-

ное называют *сублимацией* или *возгонкой*; обратный переход называют *конденсацией в твердое состояние*. Схема всех перечисленных фазовых переходов показана на рис. 2.1.



Рис. 2.1

Рассматриваемые фазовые переходы сопровождаются либо *поглощением*, либо *выделением* энергии. Предположим, что требуется превратить некоторую массу жидкости в пар той же температуры, что и у жидкости. Для этого надо затратить определенную энергию, зависящую не только от выбора жидкости, но и от ее температуры. Эта энергия пойдет на увеличение внутренней энергии вещества. *Энергию, требующуюся для превращения единичной массы жидкости в пар той же температуры, называют удельной теплотой парообразования данной жидкости*. Ее единица измерения — Дж/кг. Парообразование (испарение) может происходить при любой температуре ниже критической. Лишь в случае кипения требуется определенная для каждого вещества температура (*точка кипения*), которая зависит от внешнего давления. *При повышении температуры удельная теплота парообразования уменьшается и в конечном счете обращается в нуль*, когда достигается критическая температура.

При конденсации единичной массы пара в жидкость той же температуры происходит высвобождение энергии, равной удельной теплоте парообразования.

Из сказанного можно сделать вывод: чтобы испарить некоторую массу жидкости, необходимо *сообщить* ей соответствующую энергию, а для конденсации пара надо, соответственно, позаботиться об *отводе* соответствующего количества энергии. На практике все это происходит без специального вмешательства извне. Необходимая для парообразования энергия заимствуется из окружающей среды. Ведь в процессе парообразования жидкость покидают в первую очередь молекулы с большей энергией, жидкость начинает охлаждаться, что стимулирует теплопередачу со стороны окружения. Если же эта теплопередача не успевает произойти достаточно быстро (что как раз и наблюдается в *адиабатных процессах*), то испарение будет сопровождаться понижением температуры вещества. Соответственно, при конденсации пара в жидкость высвободившаяся энергия приводит к повышению температуры.

Высвобождение энергии при конденсации и ее поглощение при парообразовании весьма просто объясняются с точки зрения молекулярно-кинетических представлений. Дадим еще одно объяснение, используя *принцип Ле-Шателье*. Его сформулировал в 1884 г. французский физико-химик и металлург *Анри Луи Ле-Шателье* (1850—1936). Согласно этому принципу, *внешнее воздействие, выводящее систему из состояния термодинамического равновесия, стимулирует в ней процессы, стремящиеся ослабить результаты этого воздействия*. Допустим, результатом некоторого воздействия явилось усиление испарения жидкости. В соответствии с принципом Ле-Шателье происходит поглощение теплоты; температура жидкости понижается, что, естественно, тормозит процесс усиления испарения. А вот если бы при испарении теплота не поглощалась, а наоборот, выделялась, то процесс испарения, начавшись, должен был усиливаться неограниченно, что, конечно, бессмысленно с физической точки зрения. Заметим, что когда для стимулирования таяния мокрого снега дворники посыпают его солью, они, не сознавая того, используют принцип Ле-Шателье. Соль повышает степень насыщения воды солью — и начинается подтаивание, которое, естественно, способствует снижению солёности воды.

При плавлении единичной массы твердого тела происходит поглощение энергии, называемой *удельной теплотой плавления* (она измеряется в тех же единицах, что и удельная теплота парообразования). При отвердевании единичной массы жидкости происходит такое же высвобождение энергии. Обратим внимание на то, что в от-

личие от испарения и конденсации, плавление вещества, являющегося в твердом состоянии кристаллом, равно как и отвердевание такого вещества, оказавшегося в жидком состоянии, происходит при строго определенной температуре, называемой *температурой плавления* (она же *температура кристаллизации*). Эта температура различна для разных веществ и зависит от внешнего давления.

Мы говорили о фазовых переходах между жидким и твердым состояниями для веществ, которые в твердом состоянии являются кристаллами. *Аморфные тела* постепенно переходят из одного состояния в другое и не имеют определенной температуры плавления. К таким телам относятся, например, стекла, смолы, пластмассы.

Переходы между разными агрегатными состояниями вещества относят к категории *фазовых переходов первого рода*. При таких переходах скачкообразно изменяется плотность вещества и происходит либо поглощение, либо выделение теплоты. Существенно, что при фазовых переходах первого рода новое состояние не возникает сразу во всем рассматриваемом объеме вещества. Сначала образуются зародыши, которые постепенно растут и распространяются практически на весь объем. Можно наблюдать воду при температурах 10—20 °С ниже нуля, если вода особенно чистая. Существуют также фазовые переходы, при которых не происходит ни поглощения, ни выделения теплоты. Их называют *фазовыми переходами второго рода*. В таких переходах превращение охватывает сразу весь объем тела. Это может быть, например, изменение симметрии кристаллической решетки твердого тела, превращение парамагнетика в ферромагнетик, переход металлов и сплавов в сверхпроводящее состояние.

Фазовые переходы между состояниями оксида водорода

Вернемся к обсуждению оксида водорода. Напомним фазовые переходы между его агрегатными состояниями. Водяной пар *конденсируется* в капельки воды и кристаллы льда. Кристаллы льда *тают*, превращаясь в водяные капли, или *сублимируют*, превращаясь в водяной пар. Капли воды *испаряются*, превращаясь в водяной пар, или *замерзают*, становясь кристаллами льда. Процессы *конденсации, таяния, испарения, сублимации, замерзания* схематически показаны на рис. 2.2, который фактически является повторением рис. 2.1. Поэтическая фраза «в небе тают облака» не имеет

отношения к физическому процессу таяния льда или снега; она переводится на язык физики так: «в небе происходят процессы испарения и сублимации».

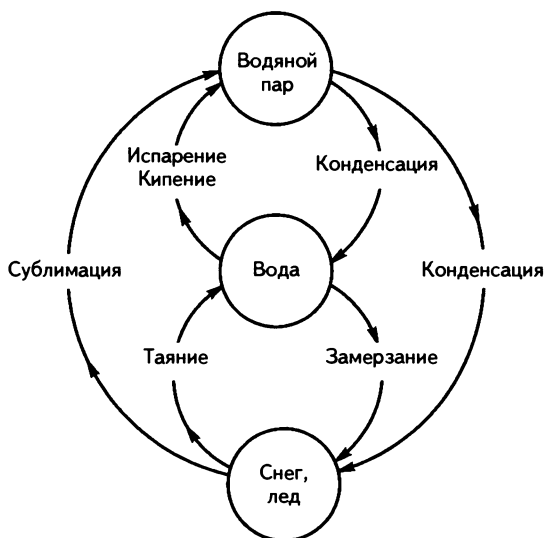


Рис. 2.2

Примечание-предостережение

! Довольно часто в популярной научной литературе конденсацию пара в твердое состояние неправильно называют сублимацией. В действительности, однако, сублимация — это обратный фазовый переход, т. е. переход из твердого состояния в газообразное. Его называют также возгонкой. Хотелось бы предостеречь читателя от неправильного использования термина «сублимация».

Ранее мы отмечали, что теплота парообразования уменьшается с ростом температуры и обращается в нуль по достижении критической для данного вещества температуры. Теплота парообразования уменьшается и в конечном счете обращается в нуль, когда достигается критическая температура. Приведем таблицу для значений удельной теплоты парообразования воды Q_B при разных температурах T . Можно видеть постепенное уменьшение Q_B с ростом температуры и обращение Q_B в нуль при критической температуре для оксида водорода, равной 347°C .

$T, ^\circ\text{C}$	$Q_B, \text{МДж/кг}$	$T, ^\circ\text{C}$	$Q_B, \text{МДж/кг}$
0	2,50	150	2,12
10	2,48	200	1,96
20	2,45	300	1,38
50	2,38	350	0,88
100	2,26	374	0,00

Заметим, что уменьшение внутренней энергии воды и понижение ее температуры при испарении, равно как и возрастание внутренней энергии и повышение температуры при конденсации водяных паров, играют весьма важную роль в атмосферных процессах. Испарение с поверхности морей и океанов в теплую погоду сопровождается заметным понижением температуры (говорят о поглощении большого количества теплоты). Конденсация пара в процессах образования облаков и выпадения осадков сопровождается повышением температуры (говорят о выделении большого количества теплоты).

Температура плавления для оксида водорода равна 0°C при нормальном внешнем давлении (оно равно 1 атм., т. е. 760 мм рт. ст.). Удельная теплота плавления составляет 0,33 МДж/кг. Отметим, что это заметно меньше, чем удельная теплота парообразования для температур до 300°C .

Влажность воздуха и водность облаков

Оксид водорода в атмосфере Земли состоит, во-первых, из *водяного пара* и, во-вторых, из *водяных капель и ледяных кристаллов в облаках* (а также в туманах). Будем обозначать через ρ плотность атмосферного оксида водорода, т. е. суммарную массу молекул H_2O в единице объема атмосферы. Эту величину можно назвать *влажносодержанием атмосферы*. Она складывается из абсолютной влажности воздуха и водности облаков. *Абсолютная влажность воздуха* есть масса водяного пара в единице объема воздуха (ее называют также *плотностью водяного пара*). *Водность облака* (тумана) есть общая масса водяных капель и ледяных кристаллов в единице объема облака (тумана). Единица измерения обеих этих величин — г/м^3 .

Будем обозначать абсолютную влажность воздуха через ρ . Чем выше увлажненность воздуха, тем больше ρ , тем ближе водяной пар к состоянию насыщения (о насыщенном водяном паре мы обстоятельно поговорим в разд. 2.2). Плотность насыщенного водяного пара зависит от его температуры T ; будем обозначать эту плотность через $\rho_n(T)$. Если в ходе постепенного повышения увлажненности воздуха его абсолютная влажность достигает при температуре T значения $\rho_n(T)$, то при наличии в воздухе ядер конденсации (их роль обычно играют всегда присутствующие в атмосфере *аэрозольные частицы*) начинается конденсация пара — возникают водяные капли на ядрах конденсации. В отсутствие или при недостатке ядер конденсации абсолютная влажность воздуха может оказаться больше $\rho_n(T)$; такой пар называют *пересыщенным*.

Отношение абсолютной влажности ρ к плотности насыщенного пара $\rho_n(T)$ показывает, в какой мере увлажнен воздух при данной температуре T . Это отношение, выраженное в процентах, называют *относительной влажностью воздуха*:

$$F(T) = \frac{\rho}{\rho_n(T)} 100 \%. \quad (2.1)$$

Будем рассматривать $\hat{\rho}T$ -плоскость, на которой по горизонтальной оси отложена температура T , а по вертикальной плотность атмосферного оксида водорода $\hat{\rho}$ (влагосодержание атмосферы) (рис. 2.3). Конкретное состояние атмосферы с точки зрения ее влагосодержания характеризуется соответствующей точкой на этой плоскости. На плоскости проведена кривая, представляющая собой геометрическое место состояний, в которых вся влага в атмосфере — насыщенный водяной пар. Эта кривая является графиком зависимости плотности насыщенного пара от температуры — графиком функции $\rho_n(T)$.

Все точки $\hat{\rho}T$ -плоскости под графиком $\rho_n(T)$ (они попадают в заштрихованную часть плоскости) соответствуют состояниям, в которых весь оксид водорода в атмосфере газообразный, т. е. является водяным паром. В точках на самом графике $\rho_n(T)$ пар насыщенный.

Обратимся к состоянию, обозначенному на рис. 2.3 точкой A . В этом состоянии весь оксид водорода в атмосфере — водяной пар; его плотность (она же абсолютная влажность) равна 20 г/м, температура 30 °С. При такой температуре пар стал бы насыщенным, если бы его плотность увеличилась на 9 г/м³ (этому увеличению плотно-

сти соответствует длина отрезка AA_1). Относительная влажность пара в состоянии A равна, как легко сообразить,

$$\frac{AA_0}{A_1A_0} M \cdot 100 \% = \frac{20}{29} \cdot 100 \% = 69 \%$$

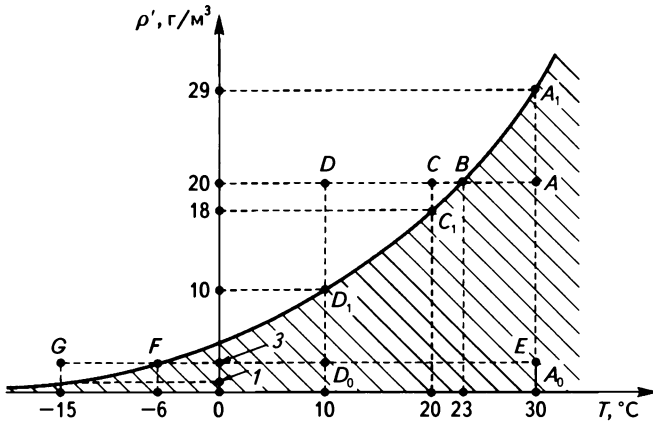


Рис. 2.3

Предположим теперь, что при неизменной плотности оксида водорода (равной 20 г/м^3) температура воздуха *начинает понижаться*, что соответствует на рисунке перемещению состояний из A по горизонтали справа налево. В состоянии B температура равна 23°C ; в этом состоянии пар становится насыщенным. При температуре 20°C оксид водорода оказывается в состоянии C . При этом пар *частично конденсируется* — возникает облако (или туман).

Напомним, что массу воды в единице объема облака называют водностью облака. Не следует путать водность облака с абсолютной влажностью воздуха (плотностью пара)! В состоянии C водность облака численно равна длине отрезка CC_1 на рисунке; она составляет $20 \text{ г/м}^3 - 18 \text{ г/м}^3 = 2 \text{ г/м}^3$. Остальная часть оксида водорода в точке C — насыщенный водяной пар (его плотность 18 г/м^3).

Что произойдет, если температура воздуха будет продолжать понижаться и достигнет, например, значения 10°C (состояние D на рисунке)? На первый взгляд, в этом состоянии водность облака должна возрасти и составить $20 \text{ г/м}^3 - 10 \text{ г/м}^3 = 10 \text{ г/м}^3$ (отрезок DD_1 на рис. 2.3), а плотность насыщенного пара должна равняться 10 г/м^3

(отрезок $D_1 D_0$). Относительно плотности насыщенного пара все правильно, а вот предполагаемое значение водности облака не может быть реализовано, поскольку *произойдет выпадение дождя*. Перегруженное влагой облако прольется на землю дождем! Известно, что даже в наиболее нагруженных влагой кучево-дождевых облаках (грозовых тучах) водность не превышает 6 г/м^3 . А в слоисто-дождевых облаках водность не превышает 2 г/м^3 . Мы видим, таким образом, что далеко не каждая точка на $\hat{\rho} T$ -плоскости фиксирует *реализуемое на практике* состояние оксида водорода в атмосфере. Обратим внимание на то, что реализуемые состояния находятся под графиком $\rho_n(T)$ (водяной пар), на самом графике (насыщенный водяной пар) и достаточно близко над ним (насыщенный водяной пар плюс водяные капли в облаке).

Используя рис. 2.3, рассмотрим еще одну ситуацию. Допустим, что абсолютная влажность равна всего лишь 3 г/м^3 , а температура воздуха составляет 30°C — состояние E на рисунке. В этом состоянии относительная влажность равна $(3/29) 100\% = 10,3\%$. Пусть температура постепенно понижается, а плотность оксида водорода остается при этом неизменной. По достижении температуры -6°C (состояние F) водяной пар станет насыщенным, и дальнейшее понижение температуры приведет к его частичной конденсации с образованием облака в виде ледяных кристаллов. В состоянии G , т. е. при температуре -15°C водность такого облака могла бы быть равной $3 \text{ г/м}^3 - 1 \text{ г/м}^3 = 2 \text{ г/м}^3$, если бы не выпал снег. А снег, конечно, выпадет, поскольку водность ледяных облаков, содержащих наряду с водяными каплями ледяные кристаллы, не превышает $0,3 \text{ г/м}^3$.

Итак, оксид водорода в атмосфере состоит из водяных капель и ледяных кристаллов, а также водяного пара, плотность которого определяет в соответствии с данной температурой воздуха относительную влажность последнего. *Плотность оксида водорода в том или ином месте атмосферы складывается из водности облака и абсолютной влажности воздуха*. Хотя облака покрывают в среднем до половины небосвода, общая масса капель и кристаллов, находящихся в них, составляет всего около 10^{12} кг, что в 10 000 раз меньше общей массы водяных паров. Выше отмечалось, что общая масса оксида водорода в земной атмосфере составляет $1,4 \cdot 10^{16}$ кг, т. е. около десяти триллионов тонн. *Из этих десяти триллионов тонн только миллиард тонн приходится на массу воды и льда в облаках*; все остальное — масса водяных паров.

Водно-ледяной состав облаков

По составу облака делятся на три группы:

- 1) *водяные*, или *жидкокапельные* (состоят из водяных капель, в том числе переохлажденных капель),
- 2) *ледяные*, или *кристаллические* (состоят из ледяных кристаллов).
- 3) *смешанные* (состоят из смеси ледяных кристаллов и переохлажденных водяных капель). Переохлажденные водяные капли могут образоваться при температуре воздуха выше примерно -30°C .

Облака нижнего яруса (слоистые, слоисто-дождевые, слоисто-кучевые) в теплое время года состоят в основном из водяных капель. Зимой они могут стать облаками смешанного типа.

Облака среднего яруса (высоко-кучевые и высоко-слоистые — это облака смешанного типа. При переходе от теплого времени года к холодному возрастает процентное содержание ледяных кристаллов в облаках возрастает.

Облака верхнего яруса (перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые) построены практически полностью из ледяных кристаллов.

Что касается облаков вертикального развития (кучевых и кучево-дождевых), то их структура оказывается различной на разных высотах. Нижняя часть облака может состоять полностью из водяных капель; средняя по высоте часть облака состоит как из капель, так и ледяных кристаллов; верхняя часть облака состоит практически полностью из ледяных кристаллов.

Водность жидкокапельных облаков варьируется от 0,5 до 6 г/м³. В смешанных облаках она составляет 0,1–0,3 г/м³. Водность ледяных облаков оказывается еще меньше; она варьируется от 0,001 до 0,05 г/м³.

Аэрозольные частицы в атмосфере

Аэрозоли относятся к так называемым *дисперсным системам*. Дисперсная система состоит из множества мелких аэрозольных частиц, которые образуют *дисперсную фазу* системы и как бы рассеяны в однородной среде (*дисперсионной среде*). Слово *dispersio* в переводе с латинского означает *рассеяние*.

В случае аэрозолей *дисперсионная среда* — это газообразная среда, а *дисперсная фаза* — твердые или жидкие частицы, взвешенные (рассеянные) в газообразной среде. Если в роли дисперсионной среды выступает вода, то такую дисперсную систему называют *гидрозодем*.

Мы будем рассматривать аэрозольные частицы в земной атмосфере. Дисперсионная среда — смесь соответствующих газов, включая водяные пары. Аэрозоли с жидкой дисперсной фазой — имеют специальное название *туманы*, а с твердой дисперсной фазой — *дымы* и *пыли*. Размеры аэрозольных частиц находятся в весьма широком диапазоне от 10^{-8} до 10^{-4} м.

Аэрозольные частицы могут иметь либо *природное* происхождение (естественные аэрозоли), либо *антропогенное* происхождение (аэрозоли, являющиеся продуктами деятельности человека).

Одним из источников естественных аэрозолей служит поверхность Мирового океана. Аэрозоли над океаном возникают в результате разбрызгивания и последующего испарения капель морской воды. Эти капли образуются при сдувании ветром брызг с гребней волн. Основной компонент морских аэрозолей — хлорид натрия NaCl. Другие источники естественных аэрозолей — вулканические выбросы в атмосферу, ветровая эрозия почв и горных пород, пылевые бури, степные и лесные пожары. Отметим также аэрозоли космического происхождения (метеорная пыль) и биологического происхождения (споры грибов, пыльца растений).

Аэрозоли антропогенного происхождения возникают в результате выбросов в атмосферу отходов промышленных и бытовых предприятий и выхлопных газов автомобилей, взрывов, пожаров, вызванных людьми, сжигания свалок и т. п. Сюда же надо отнести пылевые бури в районах с эрозией почвы, обусловленной деятельностью человека.

Какова роль аэрозольных частиц в атмосфере? Вполне очевиден ответ: они *загрязняют атмосферу*. Это особенно относится к аэрозолям антропогенного происхождения. По сравнению с естественными аэрозолями, они существенно токсичнее, биологически опаснее и к тому же могут иметь повышенную концентрацию аэрозольных частиц в отдельных районах (например, в крупных промышленных центрах). Наибольший вклад в загрязнение атмосферы вносят автотранспорт, авиация, теплоэлектростанции, нефтехимические и металлургические предприятия.

Заметим, что многие вещества, являющиеся безвредными в виде сплошных тел, становятся опасными, оказавшись в виде аэрозолей. Так, в топочном дыме помимо частичек сажи содержатся капельки серной кислоты H_2SO_4 , образовавшейся из присутствующего в дыме диоксида серы SO_2 . Для таких аэрозолей используют специальное

название *смог* — от английских слов *smoke* (дым) и *fog* (туман). Печально известен лондонский смог.

Естественные аэрозоли в целом не наносят серьезного ущерба природной среде. Правда, он может оказаться заметным в отдельных районах, например вблизи сильных вулканических извержений. Отметим простирающуюся далеко на запад от побережья Сенегала область Атлантики с постоянным интенсивным выносом пыли из Сахары. Упомянем также интенсивное выпадение соли на океанических островах, достигающее в год сотен тонн на квадратный километр.

Имея в виду главным образом естественные аэрозоли (для них общее количество аэрозольных частиц в атмосфере в десятки раз больше, чем для аэрозолей антропогенного происхождения), мы должны обратить внимание на еще одну важную роль аэрозольных частиц в атмосфере. Именно в результате их присутствия *происходит конденсация* пересыщенного водяного пара и *образуются облака и туманы*. Аэрозольные частицы выступают в качестве центров (так называемых *ядер конденсации*), на которых конденсируется пар, превращаясь в капли воды или кристаллы льда.

Не всякие аэрозольные частицы могут служить ядрами конденсации. Ими могут быть жидкие капельки растворов солей и кислот, растворимые в воде твердые частицы солей, а также нерастворимые, но смачиваемые водой твердые частицы (частицы почвы, горной породы, дыма). Конденсация происходит, как правило, уже при незначительном пересыщении пара при относительной влажности воздуха от 100 до 100,5 %. По имеющимся оценкам, на образование облаков расходуется всего 5—10 % аэрозольных частиц. Так что в атмосфере всегда есть избыток ядер конденсации.

Строго говоря, *земную атмосферу можно рассматривать как аэрозоль*, свойства которого различны в разных областях пространства и к тому же могут изменяться со временем. Так, характер и концентрация аэрозольных частиц различны для задымленного воздуха, для воздуха на лесной поляне, для воздуха над поверхностью морских волн. И пространство атмосферы вне облака, и пространство внутри него — это не что иное, как аэрозоли. Просто внутри облака некоторые аэрозольные частицы оказались центрами водяных капель или ледяных кристаллов, скопление которых хорошо видно невооруженным глазом. Кроме того, вне облака плотность водяного пара в газообразной дисперсионной среде оказывается заметно ниже, чем внутри облака.



Круговорот оксида водорода в природе

Как уже отмечалось, общая масса оксида водорода *постоянна* и составляет $1,4 \cdot 10^{16}$ кг. При этом установлено, что за год из атмосферы *уходят* $5,2 \cdot 10^{17}$ кг оксида водорода, выпадая на поверхность Земли в виде осадков — дождей, снегопадов, града. Такое же количество оксида водорода *возвращается* в течение года обратно в атмосферу в виде водяного пара в результате испарения с поверхности Земли (главным образом с поверхности Мирового океана). Так в природе совершается *круговорот оксида водорода*.

Обычно говорят о «круговороте воды в природе», что представляется нам не вполне корректным. Используют также термин «лагооборот в природе». Он вполне корректен. Однако более точен на наш взгляд термин «круговорот оксида водорода в природе».

Обратим внимание на то, что общая годовая масса осадков примерно в 40 раз больше количества оксида водорода в атмосфере. Это означает, что *в течение года 40 раз происходит смена влаги, содержащейся в атмосфере* (в среднем каждые девять суток).

Не надо думать, что осадки, выпадающие в течение года на данной местности, образовались в результате конденсации водяных паров, которые испарились с поверхности именно этой местности. Водяные пары генерирует в атмосферу в основном Мировой океан, но затем в игру вступают ветры, которые переносят вдоль земной поверхности водяные пары и облака. Над сушей выпадает 21 % всех осадков, а остальные 79 % — над Мировым океаном. Выпавшие над сушей осадки испаряются лишь частично, другая часть их стекает по многочисленным речным системам в Мировой океан.

Обозначим через $M_{\text{ос}}$ массу осадков, выпавших на 1 м^2 поверхности в данной местности в течение года, а через $M_{\text{исп}}$ массу водяного пара, испарившегося в течение года с 1 м^2 поверхности. На рис. 2.4 представлены для разных широт средние значения $\langle M_{\text{ос}} \rangle$ и $\langle M_{\text{исп}} \rangle$; усреднение произведено по всем значениям долготы для данной широты. Из рисунка видно, что максимальное количество осадков выпадает вблизи экватора (1800 кг/м^2), максимумы испарения наблюдаются около 20° ю. ш. (1400 кг/м^2) и около 20° с. ш. (1200 кг/м^2). В экваториальном поясе выпадение осадков существенно преобладает над испарением, а вблизи 30° с. ш. и особенно 30° ю. ш. наблюдается обратная картина. Учítывая, что площадь поверхности земного шара равна $5,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ и что в течение года из атмосферы уходят в

виде осадков $5,2 \cdot 10^{17}$ кг оксида водорода, заключаем, что в среднем по всей площади земного шара за год выпадает примерно 1000 кг осадков на квадратный метр (см. штриховую горизонталь на рис. 2.4).

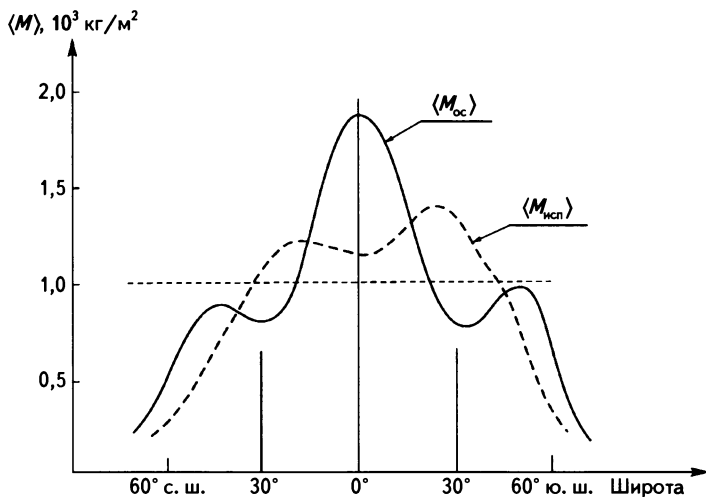


Рис. 2.4

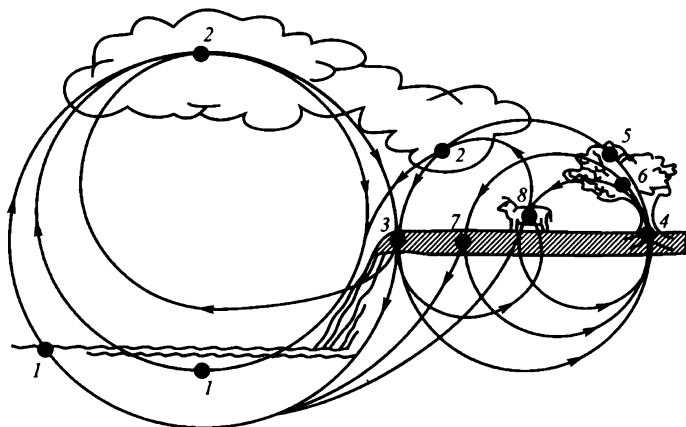


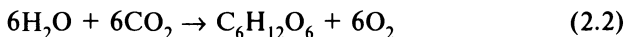
Рис. 2.5

Говоря о круговороте оксида водорода, мы допускаем неточность. Следовало бы говорить не о круговороте, а о круговоротах. Схематически они показаны на рис. 2.5. Рассмотрим их.

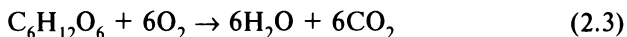


С поверхности морей, рек, озер происходит испарение воды ($1 \rightarrow 2$). Образовавшаяся в облаках вода выпадает в виде осадков либо на водную поверхность ($2 \rightarrow 1$), либо на сушу ($2 \rightarrow 3$). Выпавшие на сушу осадки испаряются ($3 \rightarrow 2$), а также образуют наземные и подземные воды, которые либо стекают через реки в моря ($3 \rightarrow 1$), либо поглощаются через почву корнями растений ($3 \rightarrow 4$), либо потребляются животными при водопое ($3 \rightarrow 8$). Вода поднимается от корней растений к листьям ($4 \rightarrow 5$). С поверхности листьев происходит испарение воды ($5 \rightarrow 2$); этот процесс имеет специальное название — *транспирация*. Растения производят при фотосинтезе органические вещества, которые либо попадают в почву ($6 \rightarrow 7$), либо поедаются животными ($6 \rightarrow 8$). В почве происходят процессы окисления, в результате которых образуется вода; она либо стекает в реки и моря ($7 \rightarrow 1$), либо поглощается корнями растений ($7 \rightarrow 4$). Животные выделяют воду при дыхании ($8 \rightarrow 2$). Кроме того они выделяют воду вместе с мочой и после гибели (в процессе окисления). Часть этой воды попадает через почву снова к растениям ($8 \rightarrow 4$), а часть стекает в реки и моря ($8 \rightarrow 1$).

Вот так на нашей планете оксид водорода совершает круговорот, а точнее говоря, круговороты. Какую-то часть своих дорог он проходит в жидком состоянии; другую часть преодолевает, будучи водяным паром. Некоторые дороги преодолеваются особым образом — когда молекула H_2O разъята на атомы, а атомы упрятаны в молекулы углеводов. Таковы дороги ($6 \rightarrow 7$) и ($6 \rightarrow 8$). Возможно, кто-то заметит, что на этих дорогах оксида водорода вовсе нет и потому не следует включать их в схему круговоротов. На это можно возразить очень просто. На старте каждой из упомянутых дорог была вода и на финише появилась вода. На старте произошел хорошо известный процесс *фотосинтеза*



и вода исчезла. На финише произошел процесс *окисления*



и вода появилась.

Понятно, что неизбежна утечка некоторой части оксида водорода из описанных выше круговоротов. Какие-то молекулы H_2O могут быть разбиты на атомы солнечным излучением; судьба этих атомов может оказаться различной. Атомы водорода могут, в частности, вообще улететь за пределы атмосферы.

Наряду с выбыванием некоторой части оксида водорода из круговорота происходит и обратный процесс — в круговорот включаются новые молекулы H_2O . Откуда они берутся? Источники могут быть разные. От солнца летят к нам протоны и электроны. Некоторые из солнечных протонов, попав в земную атмосферу, могут обзавестись электроном и тем самым превратиться в атомы водорода. Соединившись с кислородом, этот водород даст оксид водорода. Возможно поступление оксида водорода из космоса в виде ледяных ядер комет, которые время от времени залетают в Солнечную систему.

Но *главным поставщиком оксида водорода в земную атмосферу, а также гидросферу были и остаются вулканы*. Отметим, что вулкан во время извержения больше всего выбрасывает водяного пара. Обратим внимание на то, что именно *вулканы наполнили в свое время водой Мировой океан*. А это миллион триллионов тонн воды (10^{18} т)!

2.2. НАРУШЕНИЯ РАВНОВЕСИЯ В СИСТЕМЕ ВОДЯНОЙ ПАР—ВОДА

Важную роль играют в атмосферных процессах фазовые переходы *водяной пар—вода* (испарение воды и конденсация пара) и *водяной пар—лед* (сублимация льда и конденсация пара в твердое состояние). Первопричиной этих фазовых переходов являются *нарушения равновесия* в системах водяной пар—вода и водяной пар—лед.

Насыщенный водяной пар

В природных условиях можем встретить систему водяной пар—вода, наблюдая, например, поверхность воды пруда или глядя на туман или облако. Обе системы схематично представлены на рис. 2.6. Здесь условно выделен некоторый объем; внутри него одна часть оксида водорода находится в жидком состоянии, т. е. в виде воды (она заштрихована), а другая часть пребывает в газообразном состоянии, т. е. в виде водяного пара (она не заштрихована). В случае, показанном на рис. 2.6, *а* имеем дело с водяным паром в воздухе над плоской поверхностью воды; в случае, изображенном на рис. 2.6, *б* — капли воды, взвешенные в воздухе, содержащем некоторое количество водяного пара. Конечно, кроме пара, в воздухе

есть азот, кислород и ряд других газов, но в данной ситуации их можно не принимать во внимание. Их следовало бы учитывать (точнее говоря, следовало бы учитывать атмосферное давление), если бы в переходе вода \rightarrow пар участвовал процесс кипения воды.

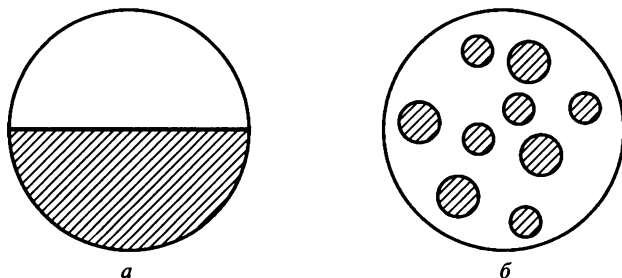


Рис. 2.6

Итак, отправимся мысленно на берег пруда. В отсутствие ветра водная гладь кажется совершенно спокойной. Но в действительности перед нами совершается великое множество микрособытий, недоступных нашему взору. Наиболее быстрые молекулы H_2O , преодолев притяжение со стороны других молекул, вылетают из водной массы и образуют пар над поверхностью воды. Это и есть *испарение воды*. Молекулы водяного пара сталкиваются с молекулами воздуха, и часть молекул H_2O возвращается обратно в жидкость. Это *конденсация пара*. При данной температуре устанавливается своеобразное равновесие в системе пар—вода, когда число молекул H_2O , покидающих за единицу времени жидкость, равно в среднем числу молекул H_2O , возвращающихся за то же время обратно. Такое равновесие называют *динамическим*. При наличии динамического равновесия процессы испарения и конденсации оказываются взаимно скомпенсированными. Водяной пар, находящийся в этом случае над поверхностью воды, называют *насыщенным паром*. Можно сказать, что насыщенный пар — это пар, который *находится в динамическом равновесии с водой*, над которой он образовался.

При данной температуре насыщенный пар имеет определенное парциальное давление, иначе говоря, определенную упругость. Ее называют *упругостью насыщенного пара* или, проще, *упругостью насыщения*. Этим термином мы будем широко пользоваться; поэтому еще раз отметим: *упругость насыщения есть парциальное давление насыщенного пара*.

Если по какой-то причине упругость пара станет меньше упругости насыщения (например, если вдоль поверхности воды подует сухой ветер), то *равновесие в системе пар—вода нарушится*. Процесс испарения начнет преобладать над процессом конденсации. В результате упругость пара начнет расти. Это будет продолжаться, пока снова не установится динамическое равновесие между испарением и конденсацией; иначе говоря, пока пар снова не станет насыщенным.

Если упругость пара станет больше упругости насыщения (например, если над водой подует влажный ветер), то начнет преобладать процесс конденсации над процессом испарения. Упругость пара начнет уменьшаться пока не установится динамическое равновесие и пар не станет насыщенным.

Водяной пар, упругость которого *меньше* упругости насыщения при данной температуре, называют *ненасыщенным* или *перегретым*. Пар, упругость которого больше упругости насыщения при данной температуре, называют *пересыщенным*.

Воздух, содержащий ненасыщенный (перегретый) пар, характеризуют физической величиной, называемой *относительной влажностью воздуха*. Если p — упругость пара при некоторой температуре T , а $p_n(T)$ — упругость насыщения при этой температуре, то относительная влажность воздуха при рассматриваемой температуре:

$$F(T) = \frac{p}{p_n(T)} 100 \%. \quad (2.4)$$

Напомним, что относительная влажность воздуха может быть определена иначе — не через *упругость (парциальное давление) пара*, содержащегося в воздухе, а через абсолютную влажность воздуха, представляющую собой массу водяного пара в единице объема воздуха, т. е. *плотность пара*. Именно так мы определили относительную влажность в разд. 2.1. Она выражалась через отношение наблюдаемой при данной температуре плотности пара к плотности пара, который был бы насыщенным при рассматриваемой температуре — см. формулу (2.1).

По-видимому, по причине схожести соотношений (2.4) и (2.1) иногда путают понятия «упругость пара» и «плотность пара». Следует помнить, что упругость пара p — это его парциальное давление (единица измерения Н/м² = Па), а плотность пара ρ — это масса пара в единице объема (единица измерения г/м³). Связь между p и ρ

можно получить, воспользовавшись уравнением Клапейрона—Менделеева для идеального газа:

$$p = nkT, \quad (2.5)$$

где n — число молекул в единице объема газа; k — постоянная Больцмана. Учитывая, что $n = \rho/m$, где m — масса молекулы, перепишем (2.5) в виде:

$$p = \rho kT/m. \quad (2.6)$$

Поскольку $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К, а масса молекулы H_2O $m = 3 \cdot 10^{-23}$ г, то из (2.6) находим искомое соотношение между p и ρ :

$$\rho = 217p/T, \quad (2.7)$$

где ρ измеряется в г/м³, а p — в гПа.

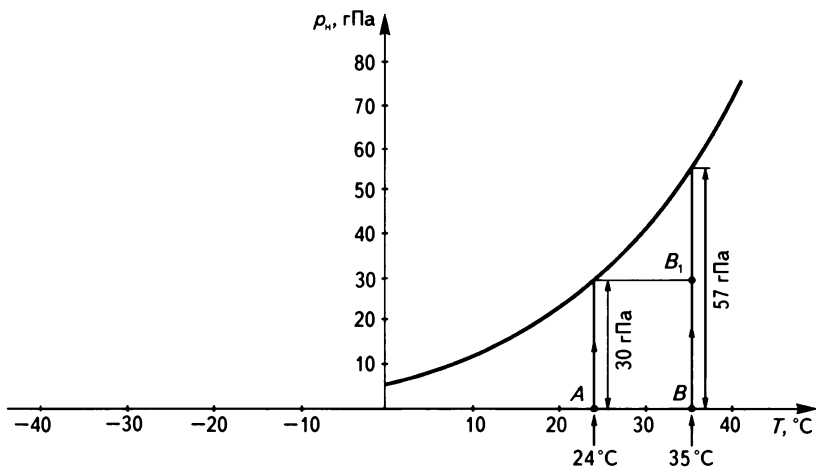
Зависимость упругости насыщения от температуры (кривая испарения); точка росы

Упругость насыщения монотонно возрастает с увеличением температуры. Причем возрастает не линейно, как того требует закон Шарля, а существенно быстрее, поскольку у насыщенного пара с ростом температуры возрастает не только кинетическая энергия молекул, но и их концентрация (за счет испарения).

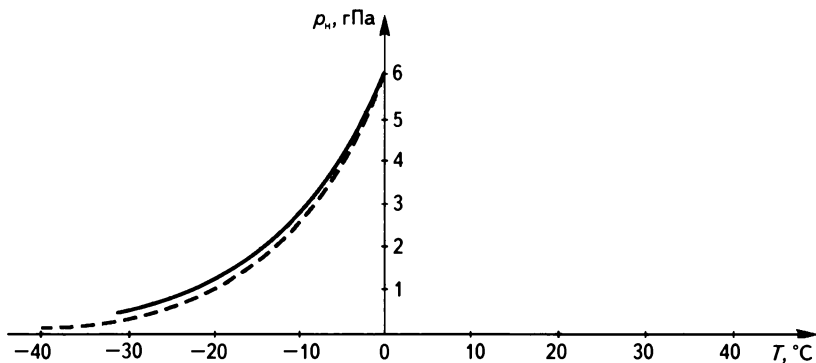
Отметим, что упругость насыщения над поверхностью льда немного ниже, чем при той же температуре над поверхностью воды. Это объясняется тем, что силы сцепления между молекулами H_2O во льду больше, чем в воде. Возможно, читатель удивится тому, что мы говорим об одинаковых температурах поверхности льда и воды. Дело в том, что чистая вода может находиться в переохлажденном состоянии при отрицательных температурах даже до -30°C .

На рис. 2.7, а представлен график зависимости упругости насыщения p_n от температуры T в интервале от 0°C до 40°C . График температурной зависимости упругости насыщения над водой приведен также на рис. 2.7, б (сплошная кривая), где рассматриваются температуры от -40 до 0°C . Там же штриховой линией показана температурная зависимость упругости насыщения над льдом.

Кривую на рис. 2.7, а называют (вместе со сплошной кривой на рис. 2.7, б) *кривой равновесия воды и пара*, а также *кривой испарения*. На pT -плоскости она изображает границу между жидкой и газообразной фазами оксида водорода: в области слева и сверху от кривой равновесия находится вода, а справа и снизу — водяной пар. Если, используя соотношение (2.7), связывающее упругость и плотность пара, перейти от зависимости $p_n(T)$ к $\rho_n(T)$, то кривая испарения на рис. 2.7 превратится в уже знакомую нам кривую на рис. 2.3.



а



б

Рис. 2.7

Выделим мысленно некоторый относительно малый объем воздуха; он характеризуется температурой, давлением, относительной влажностью, парциальным давлением (упругостью) пара. С помощью термометра измерим температуру воздуха (а значит, и водяного пара, содержащегося в нем); допустим, она равна $35\text{ }^{\circ}\text{C}$. Измерив с помощью конденсационного гигрометра (см. ниже) точку росы, которая оказалась равной $24\text{ }^{\circ}\text{C}$, и используя кривую испарения, изображенную на рис. 2.7, можем определить относительную влажность воздуха при $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ и упругость пара, содержащегося в рассматриваемом объеме воздуха.

Приведем таблицу для температурной зависимости упругости насыщения над чистой водой и льдом:

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Упругость насыщения, гПа	
	Над водой	Над льдом
-40		0,11
-30	0,55	0,35
-20	1,28	1,03
-10	2,86	2,60
0	6,11	6,11
10	12,3	
20	23,4	
30	42,4	
40	73,8	

Напомним, что *точка росы* — это температура, до которой должен охладиться воздух при неизменном давлении, чтобы содержащийся в нем пар достиг насыщения и начал конденсироваться. В нашем случае точка росы равна $24\text{ }^{\circ}\text{C}$. Восставив на рис. 2.7, а перпендикуляр к T -оси из точки A , находим упругость насыщения при $24\text{ }^{\circ}\text{C}$; она оказалась равной 30 гПа. Значит, пар, достигший насыщения при температуре $24\text{ }^{\circ}\text{C}$, имеет парциальное давление (упругость) 30 гПа. А это как раз и есть упругость пара, содержащегося в выделенном

объеме воздуха (ведь при изобарическом охлаждении воздуха парциальное давление пара, как и давление воздуха, оставалось неизменным). Мы определили упругость пара, а заодно выяснили, что его исходное состояние есть точка B_1 на pT -плоскости (см. рис. 2.7, а). Чтобы теперь найти относительную влажность воздуха при 35°C , нужно разделить упругость пара 30 гПа на упругость насыщения при температуре 35°C . Последнюю находим, восстановив перпендикуляр к T -оси из точки B ; легко видеть, что $p_{\text{н}}(35^\circ\text{C}) = 57$ гПа. Таким образом, искомая относительная влажность равна $(30/57) \cdot 100\% = 52,6\%$.

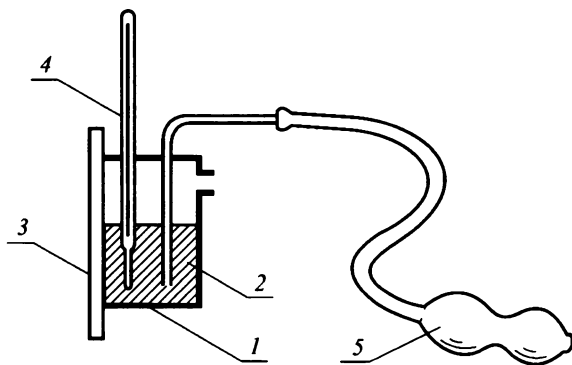


Рис. 2.8

На рис. 2.8 схематически изображен конденсационный гигрометр. Он представляет собой металлическую коробку 1, в которую наливают легко испаряющуюся жидкость 2, например эфир. При испарении эфира стенки коробки гигрометра охлаждаются, и по достижении точки росы появляются капельки на полированной поверхности 3 (она запотевает). Температуру, при которой достигается точка росы, измеряют термометром 4. Для усиления процесса испарения эфира через него продувают воздух с помощью резиновой груши 5.

Две принципиальные возможности нарушения равновесия в системе пар—вода

Как мы уже выяснили, такие фазовые переходы, как испарение и конденсация, происходят при нарушении равновесия в системе водяной пар—вода, т. е. когда водяной пар отклоняется от состояния насыщения в соответствующую сторону. Испарение проис-

ходит, когда пар становится ненасыщенным (перегретым), а конденсация — когда он становится пересыщенным. В равновесной системе пар—вода упругость пара равна упругости насыщения при данной температуре. Легко сообразить, что существуют две принципиальные возможности нарушения равновесия в этой системе.

Первая предполагает *изменение упругости пара при неизменной упругости насыщения, т. е. при неизменной температуре*. Если при этом упругость пара стала *ниже* упругости насыщения, возникает некомпенсированное испарение, а если упругость пара стала *выше* упругости насыщения, наступает некомпенсированная конденсация.

Вторая принципиальная возможность предполагает *изменение температуры системы и, следовательно, упругости насыщения при неизменной упругости пара*. Если при этом температура *повысилась* (а значит, упругость насыщения стала больше упругости пара), возникает некомпенсированное испарение, а если температура *понижилась* (упругость насыщения стала меньше упругости пара) — некомпенсированная конденсация.

Разумеется, возможен и смешанный вариант — когда *и упругость пара, и упругость насыщения изменяются*. Если они изменяются одинаковым образом, равновесие системы пар—вода сохраняется. Оно нарушается, когда упругость пара и упругость насыщения изменяются *различным образом* (особенно если одна растет, а другая уменьшается). Испарение можно резко усилить, если одновременно понижать упругость пара (например, с помощью сухого ветра над водной поверхностью) и увеличивать упругость насыщения, повышая температуру. Конденсацию можно особенно усилить, если одновременно повышать упругость пара (например, с помощью влажного ветра над водой) и уменьшать упругость насыщения, понижая температуру.

Понятно, что такие же соображения можно привести, рассматривая возможности нарушения равновесия в системе пар—лед.

Зависимость упругости насыщения от кривизны водной поверхности и концентрации солей в воде

До сих пор мы предполагали, что водяной пар находится над плоской поверхностью воды или льда (напомним рис. 2.6, а). Что изменится, если водяной пар будет контактировать с *выпуклой*

водной поверхностью, например, когда вода находится внутри шарообразных капель, взвешенных в воздухе, содержащем водяной пар (напомним рис. 2.6, б)?

В случае *выпуклой* поверхности жидкости испарение происходит интенсивнее, чем в случае плоской, поскольку выпуклость поверхности облегчает молекулам вылет из жидкости. Это означает, что при одной и той же температуре *упругость насыщения над выпуклой поверхностью воды больше, нежели над плоской поверхностью*. Она будет тем больше, чем меньше радиус кривизны поверхности, например, чем меньше радиус r водяных капель. Приведем без вывода простое соотношение:

$$p_n(T, r) = p_n(T) \exp\left(\frac{a}{rT}\right). \quad (2.8)$$

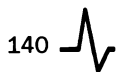
Здесь $a = 1,42 \cdot 10^{-7}$ м · К; $p_n(T, r)$ и $p_n(T)$ — упругость насыщения при температуре T для пара над каплями воды радиусом r и над плоской водной поверхностью, соответственно; температура T выражается в кельвинах.

Если, например, $r = 10^{-7}$ см, то, согласно (2.8), $p_n(T, r) = 1,6 p_n(T)$. Если $r = 10^{-8}$ см, то $p_n(T, r) = 3,9 p_n(T)$. Как видим, при $r > 10^{-6}$ см можно считать, что $p_n(T, r) \approx p_n(T)$. Кривизна поверхности сказывается лишь в случае очень мелких капель.

Капли очень малого радиуса легко испаряются. Если маленькие капли находятся в воздухе вблизи больших капель, то происходит их испарение, сопровождающееся конденсацией образовавшегося пара на больших каплях. Получается, что *большие капли как бы поглощают маленькие*.

Если бы рассматривалась не выпуклая, а *вогнутая* водная поверхность, то упругость насыщения была бы меньше по сравнению со случаем плоской поверхности (поскольку вогнутость поверхности затрудняет вылет молекул из жидкости). Недаром при сырой погоде прежде всего отсыревают пористые материалы, смачиваемые водой.

Упругость насыщения в случае, когда в воде растворены соли, меньше упругости насыщения над пресной водой. Измерения показывают, что над морской водой насыщение водяного пара достигается при упругости пара, которая примерно на 2 % ниже, чем над пресной водой. Заметим, что капли в облаках действительно содержат соли, так как они образуются, в частности, на солевых ядрах конденсации.



Кипение как особый процесс парообразования

Ранее на рис. 2.6 были условно изображены две системы пар—вода:

- 1) пар в воздухе над плоской поверхностью воды (см. рис. 2.6, а);
- 2) капли воды, взвешенные в воздухе, содержащем пар (см. рис. 2.6, б).

Напрашивается еще один вариант — система, изображенная на рис. 2.9, а: пузырьки воздуха с паром внутри водной массы. Именно в этом случае пар находится над *вогнутой* поверхностью воды. Встречаемся ли мы в природе с таким случаем?

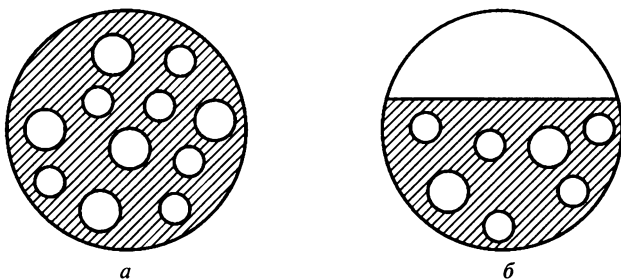


Рис. 2.9

Мы встречаемся с ним всякий раз, когда наблюдаем *кипение воды*. В этом случае следует рассматривать не систему на рис. 2.9, а, а систему на рис. 2.9, б: внутри воды находятся пузырьки воздуха с паром, а над водой находится воздух, характеризующийся атмосферным давлением p_a . Рассматривая эту систему, вспомним, как происходит кипение воды. При нагревании начинает выделяться растворенный в воде воздух и внутри водной массы образуются воздушные пузырьки, постепенно увеличивающиеся в количестве и размерах с ростом температуры. Внутри каждого пузырька происходит испарение, и там возникает насыщенный пар. По мере роста температуры не только увеличиваются размеры пузырька, но и возрастает давление насыщенного пара внутри него. Кипение связано с выходом пузырьков с паром за пределы поверхности, разделяющей воду и находящийся над ней воздух. Пузырьки смогут «вырваться из водяного плена», если давление пара внутри них увеличится до атмосферного p_a (гидростатическое давление не будем учитывать вви-

ду его относительной малости). Следовательно, кипение будет происходить при такой температуре (назовем ее *температурой кипения* $T_{\text{кип}}$), при которой давление насыщенного пара p_n в пузырьках станет равным атмосферному давлению p_a . Итак, кипение представляет собой особый случай парообразования — когда *испарение происходит во всем объеме воды внутри пузырьков воздуха*. В отличие от обычного испарения, кипение происходит не при любой температуре, а только при той, которая обеспечивает высвобождение пузырьков и определяется атмосферным давлением воздуха над водой.

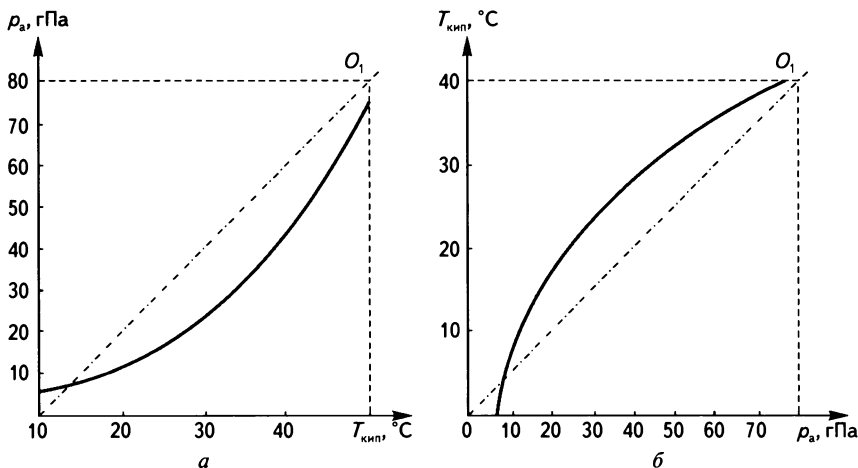


Рис. 2.10

Упругость насыщения p_n и температура системы T связаны соотношением, представляемым графически кривой испарения (рис. 2.7, а). Заменяв T на температуру кипения $T_{\text{кип}}$ и приравняв упругость насыщенного пара p_n атмосферному давлению p_a , мы тем самым превратим упомянутое соотношение в формулу, *связывающую температуру кипения и атмосферное давление*. Графически эта связь будет изображаться уже известной нам кривой испарения при условии, что теперь по оси абсцисс отложены значения $T_{\text{кип}}$, а по оси ординат — значения p_a (см. рис. 2.10, а). Так как не атмосферное давление зависит от температуры кипения, а наоборот, мысленно повернем рис. 2.10, а вокруг оси OO_1 так, чтобы координатные оси поменялись местами. В результате получим *кривую кипения*, выражающую графически зависимость температуры кипения $T_{\text{кип}}$ от атмосферного давления p_a (рис. 2.10, б).

На рис. 2.11 представлена кривая кипения воды для более широкого интервала значений p_a . Кривая кипения на рис. 2.10, б составляет лишь небольшую часть кривой на рис. 2.11 (она находится в пределах заштрихованной области). Как и следовало ожидать, при атмосферном давлении, равном 1 атм, температура кипения воды равна 100 °С. Если, например, подняться в горах на высоту, при которой давление атмосферы составляет 0,7 атм (т. е. около 3 км над уровнем моря), то вода закипит при 90 °С. Чем ниже атмосферное давление, тем меньше упругость насыщения, позволяющая пузырькам высвободиться из воды, и поэтому тем меньше температура кипения. Совсем нетрудно заставить воду закипеть например, при 20 °С, если поместить ее в закрытый сосуд и откачать из сосуда воздух, снизив его давление до 23 гПа, составляющего 2,3 % от нормального атмосферного давления.

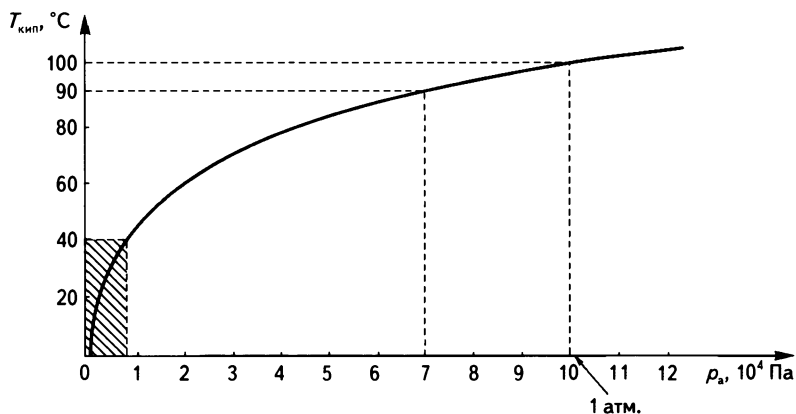


Рис. 2.11

2.3. ТУМАНЫ

Характеристики тумана

Туман — это скопление мелких капель воды, возникающее при определенных условиях в атмосфере в непосредственной близости от поверхности суши или воды. Туман стелется над самой поверхностью, образуя слой толщиной от нескольких метров до десятков, иногда сотен, метров. Он снижает горизонтальную види-

мость, ограничивает ее расстояниями от километра (слабый туман) до нескольких метров (очень сильный туман).

Диаметр капель воды в тумане принимает значения примерно от 0,5 до 100 мкм. В обычном тумане диаметр капель порядка 10 мкм. Если в тумане преобладают очень мелкие капли (менее 1 мкм), его называют *дымкой*. Если же капли тумана относительно велики (диаметр 100—200 мкм), то это так называемая *морось*. Количество капель в 1 см³ тумана примерно от 100 до 1000.

Важной характеристикой тумана является его *водность* — общая масса всех водяных капель в единице объема. Водность тумана обычно не превышает 0,1 г/м³. В особо плотных туманах она может достигать 1 г/м³. Эти числа могут показаться очень малыми. Ведь собрав воедино все капли из тумана, занимающего объем 1000 м³ и имеющего водность 0,1 г/м³, мы получим всего лишь полстакана воды (100 г). Поэтому кажется удивительным, как быстро намокает одежда у того, кому пришлось окунуться в промозглую сырость тумана.

Однако не следует особенно удивляться. В действительности воды в тумане не так уж мало. Рассмотрим слой тумана толщиной 10 м, повисший над полем площадью 5 км². Объем такого слоя равен $5 \cdot 10^7$ м³. При водности тумана 0,1 г/м³ в рассматриваемом слое содержится $5 \cdot 10^3$ кг воды. Этого вполне достаточно для орошения данного поля. Заметим, что туманы и росы — существенный источник влаги, необходимый растениям.

Разнообразие туманов

Из огромного разнообразия туманов выделим пять типичных примеров, опишем их, а затем объясним физику возникновения.

Первый пример

Предположим, что имеется хорошо прогреваемый солнцем водоем (пруд, озеро, мелководная бухта). За ночь воздух над поверхностью воды охлаждается в большей степени, чем сама вода; его температура оказывается заметно меньше. Над водой возникает *утренний туман*. Он весьма нестоек. Взойдет солнце, и он быстро исчезнет. Желая подчеркнуть быстротечность молодости и юных мечтаний, А. Пушкин недаром упоминает утренний туман:

Любви, надежды, тихой славы
Недолго нежил нас обман,
Исчезли юные забавы,
Как сон, как утренний туман...

Второй пример

Холодный воздух переносится ветром в горизонтальном направлении и оказывается над теплой водой. И тут же над водой начинает образовываться туман. Такой туман можно наблюдать, например, в Арктике, когда массы холодного воздуха над льдами перемещаются на открытую воду.

Третий пример

Теплый воздух переносится ветром и оказывается над холодной поверхностью. При этом он охлаждается, и в результате возникает туман. Такой туман образуется, например, когда воздушные массы, получившие тепло от реки, перемещаются к покрытому снегом берегу. Таковы зимние туманы, характерные для Санкт-Петербурга. Возможен и другой случай: масса воздуха, прогревшись над берегом, перемещается в сторону моря и там отдает тепло холодной морской воде. Эти туманы образуются летними вечерами на море вблизи берега. Вспомним у А. Пушкина:

Погасло дневное светило,
На море синее вечерний пал туман...

Четвертый пример

Находящиеся над нагретой водой теплые массы воздуха поднимаются по склону горы и попадают в область относительно холодного воздуха. И уже там, наверху, в процессе охлаждения поднявшегося над холодным воздухом теплого воздуха образуется туман. Этот туман спускается по склону горы вниз, к воде. Именно такую ситуацию описал И.А. Бунин в стихотворении «Сумерки»:

Все точно в полусне. Над серою водой
Сползает с гор туман, холодный и густой,
Под ним гудит прибой, зловеще разрастаясь,
А темных голых скал прибрежная стена,
В дымящийся туман погружена,
Лениво курится, во мгле теряясь.

Пятый пример

После захода солнца нагретая за день земля остывает быстрее, чем воздух. Приповерхностные массы воздуха оказываются теплее; они начинают отдавать тепло земле и, как следствие, охлаждаются. Возникает *вечерний туман*, о котором упоминал М.Ю. Лермонтов:

И скрылся день; клубясь, туманы
Одели темные поляны
Широкой белой пеленой...

Обратим внимание на подмеченное поэтом свойство тумана клубиться. Но туман чаще, все-таки, не клубится, а «ползет». Вспомним у С.А. Есенина:

Пряный вечер. Гаснут зори.
По траве ползет туман...

Представленные на перечисленных примерах картины тумана обычно наблюдают в *природных условиях* — в полях, на лугах, на лесных полянах, на берегах рек и морей. Городские же туманы, как правило, более плотные и на первый взгляд неподвижны. Отметим известные лондонские туманы, именуемые *смогом*. Английский поэт Эмиль Верхарн в довольно мрачных тонах описывает туман, сгустившийся в городе над загрязненной рекой:

Сплошными белыми пластами
Туман залег между домов...
Туман сырой, туман холодный,
Туман, как белый войлок, плотный,
Окутал низкие челны...

Образование туманов; туманы испарения и туманы охлаждения

Образование тумана можно рассматривать как явление *выделения росы*. Но выделение ее происходит в данном случае не на поверхности земли, не на поверхностях листьев или травинки, а в объеме воздуха. При определенных условиях часть водяного пара, находящегося в воздухе, конденсируется, в результате чего и возникают водяные капли тумана. Обратим внимание на то, что лишь очень небольшая часть массы водяного пара превращается в воду, содержащуюся в каплях тумана.

Зависимость парциального давления (упругости) p_n насыщенного пара от температуры T представлена графически кривой испарения на рис. 2.7, а. Видно, что при обычных температурах (близких к 20°C) упругость насыщенного пара равна 20 гПа. Используя (2.7), получаем, что при 20°C (293 К) насыщенный пар с упругостью 20 гПа, имеет плотность 15 г/м^3 . В то же время водность тумана, как уже отмечалось, обычно не превышает $0,1\text{ г/м}^3$. Значит, в капли тумана конденсируется не более 1 % массы водяного пара.

При каких условиях возникает туман? Таких условий два. Первое почти всегда выполняется. Оно требует, чтобы в воздухе содержались *ядра конденсации* — центры, на которых будет происходить конденсация пара. Роль таких ядер выполняют *аэрозольные частицы* в виде капель растворов солей и кислот, твердых частиц, растворимых в воде, а также нерастворимых, но смачиваемых водой (частиц почвы, горной породы, дыма). В городском воздухе, вследствие его относительно сильной загрязненности, концентрация ядер конденсации в десятки и сотни раз больше, чем в воздухе сельских, морских, горных районов. Именно поэтому городские туманы отличаются более высокой водностью и устойчивостью.

Второе условие возникновения тумана выполняется далеко не всегда. Оно требует, чтобы водяной пар был не просто насыщенным, а *пересыщенным*, т. е. чтобы его упругость оказалась больше упругости насыщенного пара при рассматриваемой температуре. Укажем два крайних случая, когда пар становится пересыщенным.

Первый случай поясняет рис. 2.12, а, на котором повторяется кривая испарения, изображенная ранее на рис. 2.7, а. Будем полагать упругость пара неизменной (обозначим ее p_1). Исходную температуру воздуха, а значит, и содержащегося в нем пара обозначим T_1 ; таким образом исходное состояние пара представляется точкой A на pT -плоскости. Предположим, что температура воздуха изобрачески понижается. По достижении температуры T_2 (точки росы) пар насыщается; при дальнейшем охлаждении он становится пересыщенным. При температуре T_3 упругость пара оказывается выше упругости p_2 насыщенного пара при этой температуре, что и указывает на пересыщение пара и, следовательно, на возникновение тумана. Образующийся в рассматриваемом случае туман называют *туманом охлаждения*. Это туман, возникающий при изобарическом охлаждении.

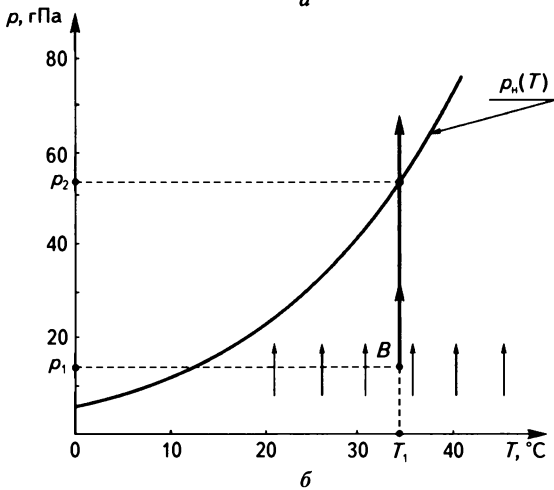
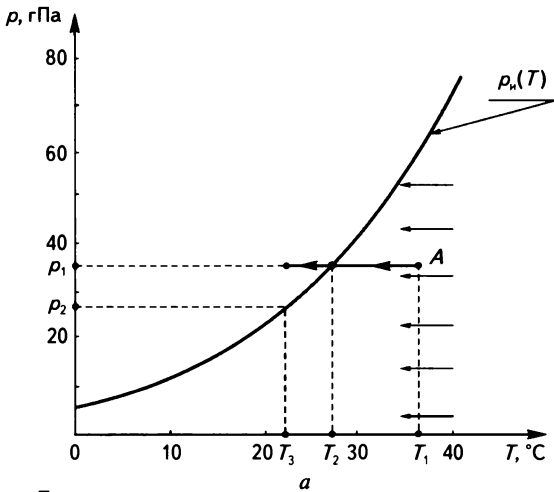


Рис. 2.12

Второй случай поясняет рис. 2.12, б. В этом случае полагаем неизменной температуру воздуха (а значит, и водяного пара); обозначим ее T_1 . В исходном состоянии парциальное давление (упругость) пара обозначим p_1 ; следовательно, исходное состояние пара представляется точкой B на pT -плоскости. Предположим, упругость пара изотермически повышается, что связано с усилением процесса испарения. По достижении упругости p_2 изотерма пара пересека-

ет кривую испарения; значит, при парциальном давлении p_2 температура T_1 оказывается точкой росы. При дальнейшем росте давления пар становится пересыщенным; его упругость оказывается больше упругости насыщенного пара при температуре T_1 — и возникает туман, который называют *туманом испарения*. Это туман, появляющийся при изотермическом повышении парциального давления пара.

Примеры туманов охлаждения и испарения

Разделив различные виды туманов на две группы — туманы охлаждения и туманы испарения, вернемся к отмеченным ранее пяти примерам.

Первый пример

Прилегающий к воде остывший за ночь утренний воздух имеет более низкую температуру, чем поверхность воды. Поэтому с теплой водной поверхности испаряется в холодный воздух дополнительное количество пара. В результате возникает *туман испарения*.

Второй пример

В этом случае происходит испарение дополнительного количества пара в находящийся над льдом холодный воздух с относительно теплой поверхности открытой воды. Как и в первом примере, мы имеем дело с *туманом испарения*.

Третий пример

В этом примере были отмечены два случая. Теплый воздух, нагретый в первом случае (зимой) над речной водой, а во втором случае (летом) над берегом моря, обогащается влагой, а затем охлаждается над заснеженным речным берегом или над поверхностью моря. В обоих случаях возникает *туман охлаждения*.

Четвертый пример

Теплые массы воздуха, обогатившиеся влагой, поднимаются вверх и сильно охлаждаются. Возникает *туман охлаждения*, который опускается по склону горы обратно к морю.

Пятый пример

Вследствие перехода теплоты от нагретого слоя приповерхностного воздуха к быстро остывшей земной поверхности происходит охлаждение воздуха и возникает типичный *туман охлаждения*.

Некоторые уточнения

Физический механизм образования тумана был описан выше лишь в самых общих чертах. В действительности он значительно сложнее. Во-первых, на возникновение и характер тумана влияет аэрозольный состав воздуха. Во-вторых, разделение на туманы испарения и туманы охлаждения достаточно условно — это два крайних случая. Обычно процесс образования тумана *включает в себя фактически как охлаждение воздуха, так и испарение в него дополнительного количества водяного пара*.

Взять хотя бы обсуждавшийся ранее утренний туман над мелководной бухтой или прудом. Мы отнесли его к туманам испарения, поскольку в данном случае с поверхности относительно теплой воды испаряется в остывший воздух дополнительная масса пара. Однако нельзя забывать, что прежде чем остыть, прилегающий к воде слой воздуха был теплым и потому был обогащен влагой. Так что туман начал образовываться уже во время остывания воздуха и может рассматриваться как туман охлаждения.

Достаточно сложен процесс возникновения и роста водяных капель, а также взаимодействия их друг с другом. Любопытно, что *в процессе формирования тумана относительная влажность воздуха понижается*. Это связано с несколькими причинами: некоторым уменьшением абсолютной влажности за счет частичной конденсации пара, повышением упругости насыщенного пара над выпуклой водной поверхностью (поверхностью капли), повышением упругости насыщенного пара при увеличении температуры (обусловленным высвобождением теплоты парообразования при конденсации пара). Поэтому процесс формирования тумана, начавшись, развивается далее отнюдь не лавинообразно. Он может довольно быстро прекратиться. Недаром, как уже отмечалось, в водяные капли тумана конденсируется не более 1 % массы водяного пара.

Процесс образования тумана весьма чувствителен к степени пересыщения и к концентрации ядер конденсации. Обе величины могут

изменяться во времени и от одной точки пространства к другой. Это приводит к соответствующим изменениям во времени и пространстве водности тумана. В результате туман приобретает подвижность — он может ползти, волноваться, клубиться.

Цвет туманов

Какого цвета туман? Легкая туманная дымка над морем имеет голубоватый цвет. Вспомним у М.Ю. Лермонтова:

Белеет парус одинокий
В тумане моря голубом...

Туману действительно свойствен синеватый цвет. Правда, плотные туманы не голубые, а белые или, точнее, белесые. Городские жители практически никогда не видят голубых туманов. Густые городские туманы могут походить на «белый войлок плотный». Они нередко имеют желтоватый оттенок, выглядят серыми, грязноватыми.

Луна или солнце, наблюдаемые сквозь неплотный туман, кажутся красноватыми. Напомним чарующие пушкинские строки:

Туман над озером дымился,
И красный месяц в облаках
Тихонько по небу катился...

Городские огни в тумане также выглядят красноватыми. У Ч. Дикенса в «Приключениях Оливера Твиста» описана, например, такая сцена: «Ночь была очень темная, погода стояла плохая. Над рекой навис туман, сгущая красные отблески огней, которые горели на маленьких судах...»

Цвет туман определяется световыми волнами, которые, *рассеиваясь на каплях воды*, попадают в глаз наблюдателя. Капли диаметром много больше микрометра практически одинаково рассеивают свет во всем интервале длин волн, воспринимаемых глазом. Этим объясняется молочно-белый и белесоватый цвет плотных туманов. Мелкие же капельки, диаметр которых меньше 1 мкм, *рассеивают преимущественно более короткие световые волны*. Поэтому не слишком плотные туманы, а тем более туманная дымка окрашены в голубоватые и синеватые тона. Поэтому также луна, солнце, городские огни, просвечивающие сквозь туман, выглядят красноватыми — ведь

от них к нам в глаз попадают световые волны, не испытавшие рассеяния на каплях тумана, а потому сдвинутые в красную область спектра длин волн.

Итак, казалось бы, все ясно. Сам туман выглядит белым или синеватым, а наблюдаемые сквозь него источники света приобретают красноватые оттенки. Но в природе встречаются довольно неожиданные ситуации. Французский художник *Клод Моне* изобразил на своей картине «Чайки» чаек, мелькающих в тумане над Темзой на фоне здания лондонского Парламента. Туман на картине содержит красноватые, даже багровые тона. В свое время это вызывало удивление у зрителей, считавших, что туман не может быть красным. Однако художник оказался прав: он рисовал вечерний туман, а такой туман и в самом деле может быть окрашен в красные тона. Это происходит вследствие рассеяния крупными каплями тумана красных лучей, приходящих от заходящего солнца.

Как отмечалось, городские туманы нередко имеют желтоватые оттенки, выглядят серыми, грязными. Это можно объяснить сильной загрязненностью городского воздуха, присутствием в нем пыли и частичек сажи. Надо иметь в виду также, что химические соединения, отравляющие воздух городов, растворяясь в каплях тумана, могут окрашивать их в различные цветовые тона, в том числе желтоватые.

2.4. ОБРАЗОВАНИЕ ОБЛАКОВ И ВЫПАДЕНИЕ ОСАДКОВ

Такая изменчивая картина облачного неба

В толковом словаре В.И. Даля дано короткое и в то же время вполне точное определение облака: «*Облако — туман в высоте*». Как и туманы, облака представляют собой взвесь в атмосферном воздухе мелких и мельчайших водяных капель. Наряду с каплями воды в облаках могут находиться также маленькие кристаллы льда (о водно-ледяном составе облаков мы уже говорили в разд. 2.1).

При всем сходстве с туманом облако, однако, существенно отличается от него. Это ясно уже потому, что существуют десять форм тропосферных облаков, различающихся внешним видом и происхождением (см. разд. 1.1). Строго говоря, на туман похожи лишь

слоистые облака (напомним рис. 1.6, а). Что же касается облаков других форм, то они весьма отличаются от туманов не только по внешнему виду, но и по характеру процессов, связанные с их формированием.

Формы облаков могут быть очень впечатляющими. Великолепные картины облачного неба мы наблюдаем довольно часто. Ими можно любоваться также, глядя на полотна многих художников-пейзажистов. В качестве примера отметим прекрасные пейзажи голландского живописца Якоба Рейсдала с фантастическими громадами кучевых облаков, выразительно освещенных солнечными лучами (на рис. 2.13 можно видеть картину Рейсдала «Луч солнца»). Отметим также облака над морем русского художника-мариниста И.К. Айвазовского (на рис. 2.14 представлена картина Айвазовского «Бриг Меркурий»).



Рис. 2.13

Впрочем, при всей выразительности живопись не в состоянии показать одно из наиболее важных свойств облаков — *их непостоянство, непрерывные изменения, происходящие с ними*. На картине облака изображены в какой-то момент времени. Конечно, нетрудно представить, что в действительности они не неподвижны, что ветер гонит их. Этого, однако, мало. Облака не просто проплывают над землей — они на наших глазах непрерывно изменяются,

возникают и тают. Все время неуловимо изменяются их форма и оттенки окраски.



Рис. 2.14

Небольшое облако может буквально на глазах родиться, покрасоваться некоторое время и исчезнуть. Вот как описывает это И.А. Бунин:

Высоко в просторе неба, все сияя белизною,
Вышло облачко на полдень над равниной водяною.
Из болот оно восстало, из холодного тумана —
И замлело, засияло в синей стали океана...
Вышло облачко высоко, стало тонкое, сквозное,
Улыбнулось одиноко — и угасло в ярком зное.

Прекрасное стихотворение посвятил облаку английский поэт Перси Шелли. В нем есть такие строки:

Я землей рождено, я водой вспоено,
Вращено средь небесной равнины,
Отдыхаю в горах, исчезаю в морях,
Я меняюсь, но нет мне кончины.

Действительно, облака весьма *изменчивы*. Их изменчивость говорит о том, что внутри облака *постоянно происходят превращения*. Возникнув на ядрах конденсации, водяные капли растут, блуждают внутри облака, выносятся за его пределы, выпадая в виде осадков или испаряясь. В облаке капли тоже испаряются, но они могут кро-

ме того слипаться с другими каплями (коагулировать) или, напротив, разбиваться на более мелкие капли. Развивающееся облако пронизано восходящими воздушными потоками, рождающими все новые и новые капли воды, которые этими же потоками подхватываются и уносятся вверх. Увлекаемые восходящими потоками воздуха водяные капли кристаллизуются, превращаясь в льдинки. А льдинки опускаются вниз, сублимируя (превращаясь в пар) и плавясь (становясь каплями воды).

Время жизни жидких и твердых частиц облака может оказаться во много раз меньше времени жизни облака в целом. Цикл жизни облака завершается его испарением. Выпадение осадков, естественно, способствует разрушению облака. Время жизни кучевообразных облаков измеряется десятками минут, а слоистообразных облаков — сутками. Длительность существования облака объясняется, во-первых, малыми скоростями падения облачных частиц (капли радиусом 1—10 мкм падают со скоростью порядка 0,1—1 см/с) и, во-вторых, наличием восходящих воздушных потоков, которые поддерживают частицы и, кроме того, наряду с турбулентными движениями обуславливают приток водяного пара, что способствует рождению новых облачных частиц.

Почему образуются облака?

Как и туманы, облака возникают в результате конденсации водяного пара в жидкое и твердое состояния. Подобно туманам облака образуются или вследствие *увеличения абсолютной влажности воздуха*, или в результате *понижения температуры воздуха*. На практике в образовании облаков участвуют оба указанных фактора.

Понижение температуры воздуха обусловлено, во-первых, *подъемом* (восходящим движением) воздушных масс и, во-вторых, *адвекцией* воздушных масс — их перемещением в горизонтальном направлении, благодаря которому теплый воздух, переместившись, может оказаться над холодной земной поверхностью.

Ограничимся обсуждением образования облаков, вызванного понижением температуры воздуха при восходящем движении. Очевидно, что такой процесс существенно отличается от образования тумана — ведь туман практически не поднимается вверх, он остается непосредственно у земной поверхности.

Что заставляет воздух подниматься вверх? Отметим четыре причины, обуславливающие восходящее движение воздушных масс. *Первая причина — конвекция воздуха в атмосфере.* В жаркий день солнечные лучи сильно прогревают земную поверхность, она передает тепло приземным массам воздуха — и начинается их конвективный подъем. Так возникают *облака конвективного происхождения.* Кучевые и кучево-дождевые облака имеют чаще всего именно такое происхождение.

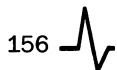
Процесс образования облака начинается с того, что некоторая воздушная масса поднимается вверх. По мере подъема будет происходить *расширение воздуха.* Это расширение можно считать *адиабатным*, так как воздух поднимается относительно быстро, и поэтому при достаточно большом его объеме (а в образовании облака участвует действительно большой объем воздуха) теплообмен между рассматриваемым воздухом и окружающей средой просто не успевает произойти за время подъема. При адиабатном расширении воздух, *не получая теплоты извне, совершает работу только за счет собственной внутренней энергии, а потому охлаждается.* Итак, поднимающийся вверх воздух будет охлаждаться.

Когда начальная температура T_0 поднимающегося воздуха понизится до точки росы T_p , соответствующей упругости содержащегося в нем пара, станет возможным процесс конденсации этого пара. При наличии в атмосфере ядер конденсации (а они практически всегда присутствуют) этот процесс действительно начинается. Высота H , по достижении которой поднимающимся воздухом начинается конденсация пара, определяет *нижнюю границу* формирующегося облака (рис. 2.15, *а*). Ее называют *уровнем конденсации.* В метеорологии применяют приближенную формулу для высоты H (так называемую *формулу Ферреля*):

$$H = 120(T_0 - T_p), \quad (2.9)$$

где H измеряется в метрах.

Продолжающий поступать снизу воздух пересекает уровень конденсации, и процесс конденсации пара происходит уже выше этого уровня — облако начинает развиваться в высоту (рис. 2.15, *б*). Вертикальное развитие облака прекратится тогда, когда воздух, охладившись, перестанет подниматься. При этом сформируется нечетко выраженная верхняя граница облака (рис. 2.15, *в*). Ее называют *уровнем свободной конвекции.* Он располагается несколько выше уровня,



на котором температура поднимающегося воздуха становится равной температуре окружающего воздуха.

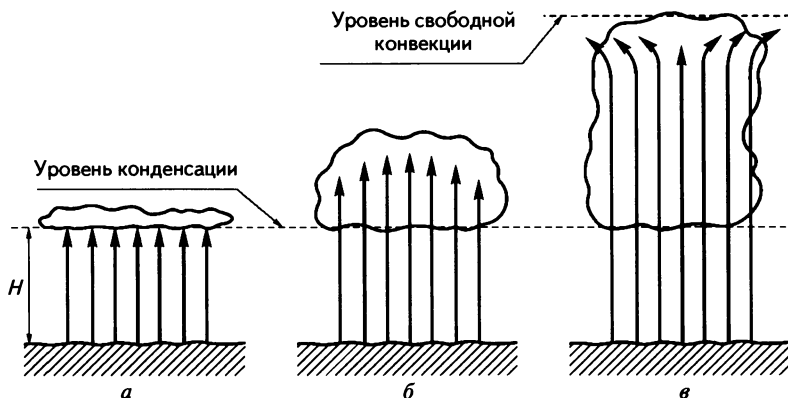


Рис. 2.15

Вторая причина подъема воздушных масс обусловлена рельефом местности. Ветер, дующий вдоль земной поверхности, может встретить на своем пути горы или иные природные возвышения. Преодолевая их, воздушные массы вынуждены подниматься вверх. Образующиеся в данном случае облака называют *облаками орографического происхождения* (от греческого слова *oros*, означающего «гора»). Понятно, что такие облака не получают существенного развития в высоту (она ограничена высотой преодолеваемого воздухом возвышения); в этом случае возникают слоистые и слоисто-дождевые облака.

Третья причина подъема воздушных масс — *возникновение теплых и холодных атмосферных фронтов*. Образование облака происходит особенно интенсивно над теплым фронтом — когда теплая воздушная масса, надвигаясь на холодную массу воздуха, вынуждена скользить вверх по клину отступающего холодного воздуха (напомним рис. 1.33). Фронтальная поверхность (поверхность холодного клина) очень пологая — тангенс угла ее наклона к горизонтальной поверхности составляет всего 0,005—0,01. Поэтому восходящее движение теплого воздуха мало отличается от горизонтального движения; как следствие, облачность, возникающая над холодным клином, слабо развивается в высоту, но имеет значительную горизонтальную протяженность. Такие облака называют *облаками восходящего скольжения*. В нижнем и среднем ярусах это слоисто-дождевые и высокослоистые облака, а в верхнем ярусе — перисто-слоистые и перистые

(понятно, что облака верхнего яруса образуются уже далеко за линией атмосферного фронта). Горизонтальная протяженность облаков восходящего скольжения может измеряться сотнями километров.

Образование облаков происходит также и над холодным атмосферным фронтом — когда наступающая холодная воздушная масса поддвигается под массу теплого воздуха и тем самым поднимает ее (напомним рис. 1.34). В этом случае наряду с облаками восходящего скольжения могут возникать также кучевые облака.

Четвертая причина подъема воздушных масс — *циклоны*. Воздушные массы, двигаясь вдоль поверхности земли, закручиваются к центру депрессии в циклоне. Накапливаясь там, они создают перепад давления по вертикали и устремляются вверх (напомним рис. 1.29). Интенсивный подъем воздуха вплоть до границы тропосферы приводит к мощному облакообразованию — возникают *облака циклонического происхождения*. Это могут быть слоисто-дождевые, высокослоистые, кучево-дождевые облака. Из всех таких облаков выпадают осадки, создавая дождливую погоду, характерную для циклона.

Физика образования кучевого облака

Остановимся немного подробнее на физике процессов, приводящих к образованию кучевого облака конвективного происхождения. Для объяснения процессов обратимся к рис. 2.16. На нем представлены (сугубо качественно) три зависимости температуры воздуха от высоты. Зависимость 1 относится к воздуху, окружающему облако (он не участвует в образовании облака). Падение температуры этого воздуха с высотой отражает естественный ход температурной кривой в пределах тропосферы. Зависимость 2 относится к поднимающемуся (и, следовательно, адиабатно расширяющемуся) сухому воздуху. При адиабатном расширении воздух охлаждается, поэтому температурная кривая 2 опускается более круто, чем кривая 1.

Но в действительности вверх поднимается не сухой, а влажный воздух. В результате его охлаждения содержащийся в нем водяной пар будет конденсироваться, начиная с высоты H , фиксирующей нижнюю границу облака. При конденсации пара выделяется теплота парообразования и притом значительная. Это приводит к тому, что температура поднимающегося влажного воздуха будет понижаться с высотой медленнее, чем даже температура неподвижного воздуха; она представлена температурной кривой 3 на рис. 2.16.

Данное обстоятельство весьма важно. Благодаря выделению теплоты парообразования при конденсации пара температура поднимающегося воздуха понижается, оставаясь в то же время выше температуры окружающего облако неподвижного воздуха. Тот факт, что *охлаждающийся воздух остается более нагретым, чем окружающая среда*, способствует *продолжению* подъема. В результате и происходит существенное развитие облака в вертикальном направлении.

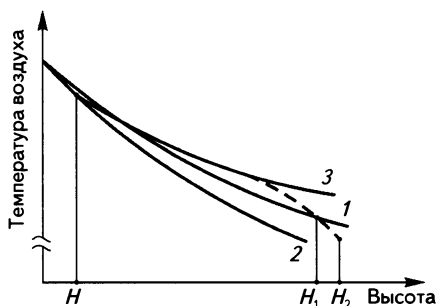


Рис. 2.16

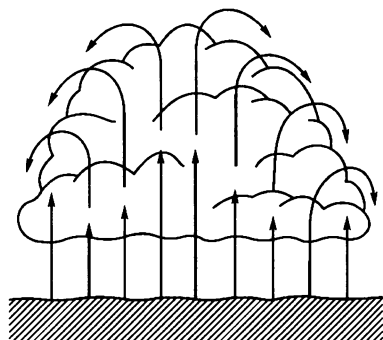


Рис. 2.17

Конечно, такое развитие не может продолжаться неограниченно. По мере того как происходит конденсация паров, воздух становится все менее влажным. Поэтому зависимость 3 уже не реализуется — температура начинает падать с высотой в соответствии с штриховой кривой на рис. 2.16. На некоторой высоте H_1 температура поднимающегося воздуха сравнивается с температурой неподвижного воздуха. По инерции воздушная масса будет еще некоторое время подниматься и достигнет высоты H_2 , соответствующей верхней границе облака (уровню свободной конвекции).

В результате вертикальное развитие облака прекратится. Охладившиеся массы воздуха, отдавшего облаку свою влагу, начинают растекаться в стороны и опускаться вниз вокруг кучевого облака, создавая характерную для таких облаков форму (рис. 2.17).

Микрофизика облаков

Различают микрофизику и макрофизику облаков. *Макрофизика* изучает перемещения воздушных масс, приводящие к образованию, росту и испарению облака в целом. *Микрофизика* рас-

смаатривает микроструктуру облака, исследует процессы образования, слияния, испарения отдельных облачных частиц. В частности, микрофизика изучает условия формирования тех или иных осадков.

Как уже отмечалось, облака могут состоять из капель воды, ледяных кристаллов, а также одновременно из капель и кристаллов (смешанные облака). Обратим внимание на то, что капельные облака существуют не только при плюсовой температуре, но и при температурах ниже нуля (вплоть до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$) — это *переохлажденные водяные облака*. Например, при температуре воздуха в облаке $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ относительная повторяемость чисто капельного состава составляет 50 % (т. е. чисто капельный состав наблюдают в 50 % случаев), чисто кристаллического состава — 20 %, смешанного состава — 30 %. Из рис. 2.18 можно определить относительную повторяемость того или иного состава при разных температурах. Здесь область, заштрихованная горизонтально — это область водяных облаков, заштрихованная вертикально — кристаллических облаков, незаштрихованная — смешанных облаков.

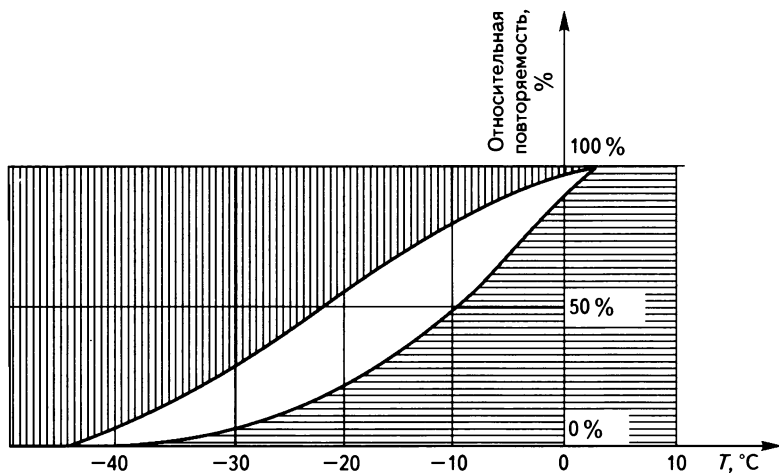


Рис. 2.18

Ограничимся рассмотрением только водяных капель в облаке (будем полагать, что температура воздуха в нем заведомо выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$). Капли в облаке имеют диаметр от долей микрометра до нескольких миллиметров. Как бы ни мала была капля, она все же существенно тяжелее воздуха. Возникает естественный вопрос: каким образом

водяные капли (и облако в целом) *удерживаются в воздухе?* Одновременно возникает и другой вопрос: при каких условиях водяные капли *перестают удерживаться в воздухе* и падают на землю в виде дождя?

Начнем с наиболее мелких капель, диаметр которых составляет доли микрометра. Таким каплям не дают падать вниз беспорядочные удары со стороны молекул воздуха, находящихся в хаотическом тепловом движении. Эти удары вынуждают каплю отскакивать в самых различных направлениях; в итоге она движется по причудливо изломанной траектории. Такое движение называют *броуновским* — по имени английского ботаника *Роберта Броуна* (1773—1858), открывшего его в 1827 г.

Броун наблюдал в микроскоп движение цветочной пыльцы размерами около 1 мкм, взвешенной в воде. Интенсивность броуновского движения не изменяется со временем, но возрастает с увеличением температуры среды и уменьшением наблюдаемых частиц независимо от их химической природы.

Чем массивнее капля воды, тем труднее молекулам воздуха отбросить ее и, следовательно, тем меньше роль броуновского движения и тем больше влияние земного притяжения. Когда диаметр капли становится заметно больше микрометра, ее движение перестает быть броуновским; капля начинает падать под действием *силы тяжести*. И тогда вступает в игру новый фактор, препятствующий падению капли — *сопротивление воздушной среды*.

Представим себе, что в какой-то момент времени в некоторой точке облака образовалась капля радиусом r (пусть, например, $r = 10$ мкм). В этот момент на каплю действует только сила тяжести P (архимедовой силой в воздухе можно пренебречь). Если ρ_0 — плотность воды, g — ускорение свободного падения, то

$$P = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_0 g. \quad (2.10)$$

Под действием силы тяжести капля начинает падать вниз, ее скорость начинает расти. Одновременно возникает и начинает расти действующая на каплю сила сопротивления воздуха F . Она направлена противоположно силе тяжести и пропорциональна скорости капли v [*формула Стокса*; названа по имени английского физика и математика *Джорджа Стокса* (1819—1903)]:

$$F = 6\pi\eta r v. \quad (2.11)$$

Здесь η — коэффициент внутреннего трения, или *вязкость* среды (в данном случае воздуха). По мере возрастания силы сопротивления F уменьшается разность $(P - F)$, поэтому скорость падающей капли нарастает все медленнее. Когда сила сопротивления воздуха сравняется по модулю с силой тяжести, *дальнейшее увеличение скорости капли прекратится*, и капля продолжит падение с постоянной скоростью. Установившаяся скорость $v_{\text{уст}}$ равномерного движения капли определяется из условия $P - F = 0$. Подставляя сюда (2.10) и (2.11), находим

$$v_{\text{уст}} = \frac{2}{9} \rho_0 g \frac{r^2}{\eta}. \quad (2.12)$$

Обратим внимание на то, что скорость $v_{\text{уст}}$ не зависит от высоты, на которой образовалась капля; падающую каплю можно сравнить с падающим парашютистом.

В отличие от парашютиста, равномерно падающая капля, ввиду ее малости, может быть остановлена и даже подброшена вверх *восходящим потоком воздуха*, если вертикальная составляющая скорости потока больше скорости капли.

Задача

В облаке существует восходящий вертикальный воздушный поток, имеющий скорость $v_0 = 0,1$ м/с. Будет ли падать вниз капля воды радиусом 10 мкм? Тот же вопрос относится к капле радиусом 50 мкм. Вязкость воздуха принять равной $1,8 \cdot 10^{-5}$ кг/(м · с).

Используя формулу (2.12), находим скорости равномерного падения заданных капель. Для капли радиусом $r = 10$ мкм получаем $v_{\text{уст}} = 0,012$ м/с, а для капли радиусом $r = 50$ мкм получаем $v_{\text{уст}} = 0,3$ м/с. Сравнивая эти значения с v_0 , заключаем, что первая капля должна удерживаться в облаке, а вторая должна выпадать из него.

Заметим, что, хотя вторая капля из рассмотренной задачи должна падать, это еще не означает, что она обязательно достигнет поверхности земли. В процессе падения капля может *испариться*. Это надо учитывать как еще один фактор, препятствующий опусканию облака на землю. Образовавшийся в результате испарения пар поднимется вверх и снова сконденсируется.

Как видим, совсем не просто ответить на вопрос, почему облако не падает на землю. Надо учитывать многое: *тепловое движение молекул воздуха, сопротивление воздуха, испарение капель*. Надо прини-

мать во внимание и другие факторы. Так, с увеличением радиуса капли сила сопротивления воздуха начинает играть все более существенную роль из-за того, что относительно большие капли (радиусом $r > 100$ мкм) при своем падении вызывают *турбулентные движения* в воздушной среде. Надо учитывать также, что в процессе падения размеры капли не сохраняются: наряду с испарением происходит *дополнительная конденсация* пара на поверхности капли, увеличивающая ее радиус. Возможно также *слияние* данной капли с другими. Конденсация пара и коагуляция (слияние) капель — два процесса, приводящие к росту падающих капель и способствующие падению капель на земную поверхность. Впрочем, увеличение капли не обязательно обеспечивает достижение ею земли. Как показывают наблюдения, капли радиусом больше 2—3 мм не встречаются; при существенном увеличении размеров капля сплющивается в падении и разбивается на более мелкие капли, а те могут испариться или подняться вверх в воздушном потоке.

Физика выпадения осадков из облаков

По сути дела, разговор о выпадении осадков из облаков был начат в предыдущем пункте — при обсуждении микрофизики облаков.

Прежде всего отметим, что в зависимости от структуры облаков и механизма их развития различают обложные, морозящие и ливневые осадки. *Обложные осадки* характеризуются монотонностью и умеренной интенсивностью выпадения. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно несколько часов, но может увеличиваться до 1—2 сут. Обложные осадки выпадают обычно из слоисто-дождевых или высоко-слоистых облаков (в виде дождя, снега или дождя со снегом). *Морозящие осадки* характеризуются малой интенсивностью, но примерно такой же длительностью, что и обложные осадки. Выпадают из слоистых облаков в виде мороси или снежных зерен радиусом менее 1 мм. *Ливневые осадки* отличаются интенсивностью, малой длительностью (от нескольких минут до часа) и внезапностью начала и окончания выпадения. Нередко сопровождаются грозой. Выпадают из кучево-дождевых облаков в виде ливневого дождя, снегопада, снежной крупы, иногда града.

Теперь обсудим в общих чертах физику процессов, происходящих при выпадении осадков из облаков. Осадки выпадают, если по

каким-либо причинам происходит *укрупнение* хотя бы некоторой части составляющих облако капель и ледяных кристаллов. Когда эти облачные частицы становятся настолько тяжелыми, что сопротивление воздуха и его восходящие движения уже не могут удерживать частицы во взвешенном состоянии, те выпадают из облака в виде осадков.

Обратим внимание на то, что путем только конденсации пара не может произойти укрупнение облачных частиц до нужных размеров. В результате конденсации образуются относительно мелкие капли. Чтобы образовались достаточно крупные капли, процесс конденсации пара должен был бы продолжаться чрезмерно долго. Выпадающие из облака дождевые капли возникают другими путями.

Они могут быть результатом *взаимного слияния капель*. Если разные капли несут разноименные электрические заряды, то вероятность их слияния повышается. Немалое значение имеет также различие размеров капель. При разных размерах они падают в облаке с разной скоростью, что способствует их столкновению. Очень малые капли могут воссоединяться с относительно крупными также своеобразным путем, отмечавшимся в разд. 2.2: *малая капля легко испаряется, а образовавшийся пар конденсируется на крупной капле*. Столкновениям капель способствует также турбулентность воздуха.

Однако обильные осадки все же не могут возникнуть только путем конденсации пара и слияния капель. Для их выпадения важно, чтобы облако было смешанным, т. е. чтобы в нем были перемешаны ледяные кристаллы и переохлажденные капли воды. Именно такковы высоко-слоистые, слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака (разумеется, не в целом, а в некоторой части объема облака). Степень насыщения водяного пара для находящихся в соседстве ледяных кристаллов и переохлажденных капель оказывается различной. Если над каплями пар является насыщенным, то над кристаллами он будет пересыщенным (напомним, что при одной и той же температуре воздуха упругость насыщения над льдом меньше, чем над водой — напомним рис. 2.7, б). В этом случае кристаллы будут расти за счет конденсации в твердое состояние водяного пара, испаряющегося с водяных капель. Образно говоря, будет происходить *перегонка водяного пара с капель на ледяные кристаллы*.

Укрупнившиеся ледяные кристаллы начинают падать из верхней части облака, где они обычно находятся. По пути они продолжают укрупняться путем конденсации на них водяного пара (процесс,

обратный сублимации), а также за счет *примораживания* к себе сталкивающихся с ними капель. В нижней части облака появляются, таким образом, относительно крупные кристаллы льда. Если температура там выше нуля, кристаллы тают, превращаясь в капли, которые и выпадают из облака в виде дождя. Если же температура под облаками ниже нуля до самой поверхности земли, осадки выпадают в виде снега или крупы.

Заметим, что осадки могут выпадать из чисто ледяных облаков и вследствие конденсационного укрупнения кристаллов. Но эти облака высоки (они находятся в верхнем ярусе), поэтому кристаллы сублимируют, не достигая земной поверхности. У некоторых видов перистых облаков наблюдаются своеобразные «метлы» и «хвосты». Это не что иное как полосы «ледяного дождя», происходящего в вышине и прекращающегося, не достигнув земной поверхности.

Активные воздействия на облака и туманы

Атмосферные процессы связаны, как правило, с огромными затратами энергии. Например, энергия образования только одного относительно мощного кучевого облака сравнима с энергией, вырабатываемой за время развития облака несколькими крупнейшими гидроэлектростанциями. Как отмечалось в разд. 1.6, кинетическая энергия воздушных масс в тропическом циклоне порядка 10^{18} — 10^{19} Дж, что в сотни тысяч раз больше энергии, выделившейся при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946 г.

Понятно, что у людей нет возможности воздействовать на атмосферные процессы прямым образом. Нет смысла пытаться, например, изменять направление ветра с целью разогнать или пригнать облака. Но есть у атмосферных процессов интересная особенность — они могут обладать *неустойчивостью*, благодаря которой достаточно небольшого (по энергии) воздействия, чтобы направить развитие процесса в нужном для человека направлении. Так, внесение в облако, содержащее в большом количестве переохлажденные водяные капли, некоторого (ничтожного по сравнению с массой воды в облаке) количества специального вещества может привести к *саморазвивающемуся* процессу, который закончится выпадением осадков и исчезновением облака. Таким образом, можно говорить об *искусственном осаждении облака* (или, по крайней мере, его части).

Вносимые в облако с целью его осаждения вещества играют роль ядер конденсации, активно стимулирующих конденсацию пара и образование ледяных зародышей. Предположим, в облако попала частица *твердой углекислоты* CO_2 . Вблизи нее воздух сильно охлаждается благодаря испарению диоксида углерода. Это может привести к существенному пересыщению водяного пара и, как следствие, образованию водяных капель и кристаллов льда на комплексах молекул водяного пара. Экспериментально установлено, что при испарении всего лишь грамма сухого льда образуются в зависимости от температуры воздуха от 10^{12} до 10^{14} ледяных кристаллов. Ледяные зародыши начинают расти за счет перегонки водяного пара с переохлажденных водяных капель (напомним, что эта перегонка пара связана с различием упругости насыщения над водой и над льдом). Укрупненные ледяные кристаллы выпадают из облака, и облачность в пределах некоторой зоны рассеивается.

Для воздействия на облака наряду с твердой углекислотой применяют *иодистое серебро* AgI и *иодистый свинец* PbI_2 — вещества, кристаллическая решетка которых похожа на решетку льда. Используют также некоторые гигроскопические вещества (NaCl , CaCl_2 и др.). Попавшие в облако частицы таких веществ выполняют роль ядер кристаллизации — центров, на которых образуются маленькие ледяные кристаллы. Эти кристаллы быстро укрупняются за счет перегонки водяного пара с переохлажденных водяных капель.

Засеивание облаков твердой углекислотой и другими веществами производят с самолетов. Это засеивание преследует следующие цели: рассеяние переохлажденных облаков, стимулирование выпадения осадков, предотвращение выпадения града.

Активное воздействие на туманы с целью их рассеяния (осаждения) основано на тех же приемах, которые используются при активном воздействии на облака.

2.5. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Атмосферные осадки разделяют на две группы: *осадки, выпадающие из облаков* (а также из тумана), и осадки, которые нигде не выпадают, а образуются непосредственно на поверхности земли и различных объектов (их называют *наземными гидрометеорами*).

Виды атмосферных осадков из облаков

Осадки из облаков выпадают в виде водяных капель (дождь и морось) или ледяных кристаллов (снег, крупа, град). Кроме того встречаются осадки особого типа — дождь со снегом и ледяной дождь.

Дождь — жидкие осадки в виде водяных капель диаметром примерно от 0,5 мм до 3 мм. Крупные дождевые капли выпадают из кучево-дождевых облаков; их относительно большие размеры связаны с тем, что эти облака хорошо развиты в высоту. Из слоисто-дождевых облаков выпадают относительно мелкие капли. Оно и понятно: небольшая толщина таких облаков не позволяет сформироваться крупным каплям, а отсутствие мощных восходящих воздушных потоков позволяет мелким каплям достигать поверхности земли. Из слоистых облаков (и тумана) выпадают особенно мелкие капли — диаметром менее 0,5 мм; это и есть **морось**. Отдельно отметим **переохлажденный дождь** и **переохлажденную морось** — когда водяные капли выпадают при отрицательной температуре воздуха (от 0 до -15°C). Падая на поверхность земли, переохлажденные капли смерзаются, в результате чего образуется **гололед** — слой плотного льда.



Рис. 2.19

Гололед покрывает не только горизонтальные, но и вертикальные поверхности — цокольные части зданий, деревья (рис. 2.19).

Особенно подвержены обледенению обдуваемые ветром объекты — мосты и их опоры, эстакады, столбы, линии ЛЭП.

Образование гололеда может происходить также на поверхностях самолетов, пролетающих в толще переохлажденных водяных облаков. К счастью, у современных самолетов имеются антиобледенительные средства (электрообогрев уязвимых мест, химическая защита поверхностей). Кроме того, лобовые поверхности самолетов, летящих со скоростью более 600 км/ч, сильно нагреваются вследствие сжатия воздушного потока, обтекающего самолет. Это так называемый кинетический нагрев деталей самолета, из-за которого температура поверхности самолета сохраняется выше точки замерзания воды даже при полете в облачном воздухе со значительной отрицательной температурой. Однако интенсивное обледенение самолета при вынужденном длительном полете в переохлажденном дожде или в облаках с большой водностью представляет реальную опасность и для современных самолетов. Образование плотной корки льда на фюзеляже и оперении самолета нарушает аэродинамические качества воздушного судна, так как происходит искажение обтекания поверхности самолета воздушным потоком. Это лишает самолет устойчивости полета, снижает его управляемость. Лед на входных отверстиях воздухозаборника двигателя уменьшает тягу последнего, а на приемнике воздушного давления — искажает показания приборов воздушной скорости и т. д. Все это очень опасно при несвоевременном включении антиобледенительных средств или при отказе последних. Из-за обледенения ежегодно происходит около 7 % всех авиационных катастроф, связанных с метеорологическими условиями.

Синоптики различают понятия «гололед» и «гололедица», понимая под гололедицей только лед на дорогах, который образуется после оттепели или дождя при внезапном похолодании. В объявляемых сводках погоды можно услышать: «Весь день слабый гололед, на дорогах гололедица».

Снег — твердые осадки, выпадающие из слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков при отрицательных температурах приповерхностного воздуха. Эти осадки выпадают в виде *снежинок* разнообразной формы, нередко соединяющихся и образующих *снежные хлопья*. При температуре приповерхностного воздуха, близкой 0 °С и несколько выше выпадает *мокрый снег* в виде тающих снежинок.

Различают снежную крупу и ледяную крупу.

Снежная крупа состоит из непрозрачных белых крупинок диаметром 2—5 мм, выпадающих вблизи 0 °С. Крупины хрупкие, легко раздавливаются пальцами. Снежная крупа образуется, когда снежинки из верхней части облака попадают в нижележащий облачный слой, состоящий из мельчайших переохлажденных капель. Частицы снежной крупы отличаются от снежинок отсутствием различимой кристаллической основы.

Ледяная крупа состоит из прозрачных крупинок диаметром 1—3 мм с непрозрачным ядром в центре, выпадающих при температурах ниже нуля (до -5 °С). Крупины твердые (раздавливаются пальцами с некоторым усилием), при падении на твердую поверхность отскакивают. Ледяная крупа образуется при столкновении снежной крупы с более крупными переохлажденными каплями в слое облака, расположенном еще ниже. Ледяную крупу часто считают разновидностью града.

Град — вид твердых ливневых осадков. Выпадает в виде *градин* — частичек льда шарообразной или неправильной формы размером от миллиметра до нескольких сантиметров (рис. 2.20). Встречаются градины размером 130 мм и массой около 1 кг. О процессе образования градин мы поговорим отдельно немного позднее.



Рис. 2.20

Град выпадает обычно в теплое время года (при температуре воздуха выше 20 °С) из мощных кучево-дождевых облаков, сильно развитых вверх, обычно при ливнях и грозах. Слой выпавшего града

иногда составляет несколько сантиметров. Продолжительность выпадения от нескольких минут до получаса, чаще всего 5—10 мин и очень редко около часа.

Град наносит большой ущерб сельскому хозяйству, уничтожая посевы и виноградники. Борьба с градом основана на введении в облако специального реагента (обычно йодистого свинца или йодистого серебра), способствующего замораживанию переохлажденных капель. Реагент вводится с помощью ракет или снарядов в переохлажденную часть облака. В результате появляется огромное количество искусственных центров кристаллизации, на которых начинается рост ледяных кристаллов, и переохлажденная вода в облаках, служащая основным сырьем для роста градин, перераспределяется на значительно большее их число. Поэтому градины получают меньших размеров и успевают полностью или в значительной степени растаять в теплых слоях воздуха еще до выпадения на землю.

Дождь со снегом — смешанные осадки в виде смеси водяных капель и снежинок. Выпадает чаще всего при положительной температуре воздуха. Если дождь со снегом выпадает при отрицательной температуре воздуха, частицы осадков смерзаются и образуют на поверхности земли гололед.

Ледяной дождь состоит из твердых прозрачных шариков льда диаметром около 3 мм, внутри которых находится вода. Выпадает при температурах от 0 до -10°C . При падении на твердую поверхность ледяные шарики разбиваются на скорлупки, вода вытекает, образуется гололед.

Снежинки в воздухе

Снежинки развиваются из мелких ледяных кристаллов, имеющих форму шестигранников. Во время сильных морозов (ниже -30°C) кристаллы выпадают в виде «алмазной пыли». В этом случае на поверхности земли образуется слой очень пушистого снега, состоящего из тонких ледяных иголок. Обычно же ледяные кристаллы в облаке растут за счет перехода водяного пара в твердое состояние. В одних условиях ледяные шестигранники усиленно растут вдоль своей оси, и тогда образуются снежинки-столбики и снежинки-иглы (рис. 2.21, а). В других условиях шестигранники растут преимущественно в направлениях, перпендикулярных к их оси, и тогда образуются снежинки в виде шестиугольных пластинок и шестиуголь-

ных звездочек (рис. 2.21, б). К формирующейся снежинке может примерзнуть капля воды (произойдет, как говорят, *обзернение* снежинки), и тогда образуются снежинки, имеющие форму, показанную на рисунке 2.21, в. Как видим, снежинки могут не походить на шестиугольные звездочки. Формы снежинок оказываются разнообразными.

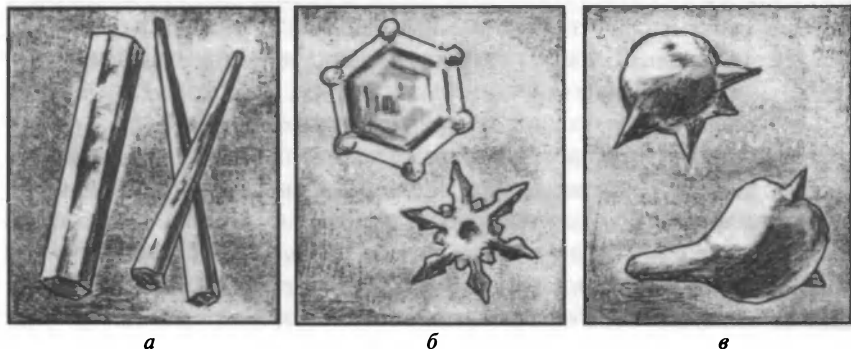


Рис. 2.21

При определенных условиях падающие снежинки сцепляются друг с другом, образуя снежные хлопья, имеющие в поперечнике до 10 см и даже больше. Снежные хлопья наблюдаются, как правило, при сильных снегопадах. Их образованию способствуют густота снегопада, не слишком низкая температура воздуха, а главное, отсутствие ветра.

Движение снежинки от облака до поверхности земли лишь условно можно назвать падением. Потому что потоки воздуха подхватывают ее, кружат, сносят в сторону, поднимают вверх. Об этом писал К.Д. Бальмонт:

Светло-пушистая снежинка белая,
Какая чистая, какая смелая!
Под ветром веющим дрожит, взмывается,
На нем, лелеющем, светло качается.

Порхающую в воздухе снежинку подстерегают две опасности или, говоря на языке физики, *два фазовых перехода*. Во-первых, она может *растаять*, оказавшись в более теплых воздушных слоях. Во-вторых, во время полета происходит постепенное *испарение* снежинки, усиливающееся в ветреную погоду. Чем мельче снежинка, тем

быстрее она испаряется. В первую очередь испаряются выпуклости и выступы снежинки, и прежде всего ее острые концы (мы уже говорили о зависимости испарения от степени кривизны выпуклой поверхности). Отсюда следует, что чем дальше падает снежинка, тем более шарообразной должна становиться ее форма.

Итак, выпадение снежинок из облака не обязательно заканчивается снегопадом. Снегопад может обернуться дождем, а может случиться так, что не будет ни дождя, ни снега — все снежинки испарятся, не достигнув земной поверхности. В ветреную погоду нередко выпадают снежинки в виде шариков — это снежная или ледяная крупа.

Заметим, что в горах расстояние от облаков до земли значительно меньше, чем на равнинной местности. А чем меньше это расстояние, тем меньше (при прочих равных условиях) вероятность того, что снежинка растает или испарится. Именно поэтому в горных районах выпадает заметно больше снега, чем на равнинах.

Снежинки на земле

Напрасно стали бы мы искать в справочниках, чему равна плотность снега. Ее там не указывают, потому что «снег снегу рознь». Сразу после выпадения в тихую погоду снег имеет плотность 30—60 кг/м³. Плотность свежего снега, выпавшего во время метели, в несколько раз больше: 100—200 кг/м³. У слежавшегося снега плотность возрастает до 300 кг/м³, а у снега, долго подвергавшегося действию ветра, она достигает 400—500 кг/м³. При оттепелях снег оседает и еще более уплотняется. Совместное действие оттепелей и ветров, а также давление постепенно нарастающих слоев снега на нижние слои может привести к образованию так называемого *снежника* (*фирна*), имеющего плотность до 600—800 кг³.

В сибирской тайге, где, как правило, не бывает зимних оттепелей, средняя плотность метровой толщи снега составляет примерно 100 кг/м³. В тундре же, где гуляют сильные ветры, снег оказывается весьма уплотненным. По сравнению с тайгой снежный покров в тундре в несколько раз меньше, а его плотность в несколько раз больше — она достигает 400 кг/м³.

Когда множество снежинок накапливается на холодной земной поверхности, возникает ажурная или, лучше сказать, довольно рыхлая постройка, *пронизанная воздушными промежутками*. Эта рыхлость

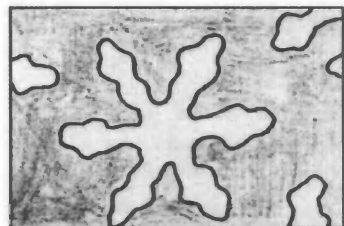
как раз и объясняет, почему относительно низка плотность свежевыпавшего снега и почему он плохо проводит тепло. *В таком снеге много воздуха.*

Если погода не тихая, а ветреная, то в этом случае, как уже отмечалось, приземляющиеся снежинки больше походят на шарики-крупинки. Упав на землю, крупинки образуют *плотную упаковку*.

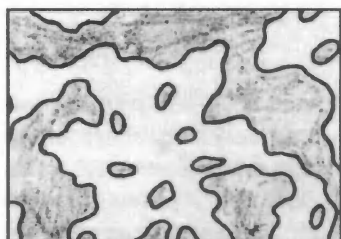
Теперь внутри только что выпавшего снега значительно меньше воздуха (по сравнению со снегом, выпавшим в тихую погоду). Отсюда его более высокая плотность и более хорошая теплопроводность.

Далее учтем, что мириады снежинок, упавших на землю, совсем не похожи на слой песчинок или опилок. Оказавшись вместе, снежинки начинают *активно взаимодействовать*. В результате свойства снега с течением времени изменяются.

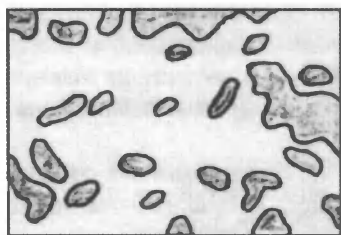
Вернемся к свежему рыхлому снегу, выпавшему в тихую погоду. Снежный покров только-только стал расти, а в нем уже *начались фазовые переходы*. Так, внутри покрова происходит сублимация льда, причем в первую очередь сублимируют (превращаются в водяной пар) острые концы снежинок, острые выступы, а также наиболее мелкие снежинки (сублимация как и испарение более интенсивно происходит с выпуклых поверхностей, характеризующихся малым радиусом кривизны). Образовавшийся в воздушных промежутках водяной пар быстро становится пересыщенным. В результате активизируется обратный процесс — конденсация пара в твердое (или жидкое)



а



б



в

Рис. 2.22

состояние. Этот процесс активнее идет на менее выпуклых, а еще лучше на вогнутых поверхностях. В целом же получается такая картина: *исчезают острые концы у снежинок, зато нарастает лед в центре*

снежинок; исчезают мелкие снежинки, зато еще более укрупняются большие снежинки. При этом между снежинками возникают многочисленные ледяные мостики.

На рис. 2.22 представлены три фотоснимка частиц снежного покрова при значительном увеличении:

- а) сразу после выпадения снега;
- б) на следующий день;
- в) еще через день, после кратковременной оттепели. Можно видеть, как сильно изменяется со временем микроструктура снега.

Общий характер изменений понятен. Частицы снега постепенно укрупняются и все более утрачивают свою индивидуальность. Воздушные промежутки в снежной постройке уменьшаются. В итоге снег делается плотнее и прочнее; как говорят, снег твердеет. Рыхлый свежий снег постепенно превращается в слежавшийся, затем в уплотненный снег и, наконец; может стать фирном — очень плотным крупнозернистым снегом, состоящим из спрессованных ледяных зерен.

Слоистая структура снежных покровов

Рассматривая процессы, происходящие внутри снежного покрова, мы до сих пор молчаливо полагали, что покров *однороден* по всей своей глубине. Но на самом деле это, конечно, не так. Ведь тот или иной снежный покров формируется не в один день. Уже отсюда следует, что он должен иметь *слоистую структуру*: сверху слои более свежего снега, внизу слои слежавшегося снега. При этом существенно, что *снежные слои нельзя рассматривать изолированно друг от друга* — между ними происходит обмен водяными парами; талые воды из верхних слоев стекают в нижние, верхние слои давят на нижние. В целом картина физических процессов оказывается очень сложной. Упрощая ее, ограничимся рассмотрением двух случаев — они показаны на рис. 2.23.

Обычно температура снежного покрова уменьшается в направлении снизу вверх: вблизи грунта она выше, чем у поверхности снега (на рис. 2.23, а: T — температура, H — расстояние до поверхности покрова, штриховая линия — температурная кривая). Как известно, *давление паров воды, насыщающих воздух, тем больше, чем выше температура*. Значит, в данном случае давление водяных паров внутри снежного покрова будет расти с глубиной. Поэтому возникает дви-

жение пара *снизу вверх* (на рисунке оно отмечено крупной стрелкой). Из нижних слоев снежного покрова водяной пар будет непрерывно удаляться, там образуется рыхлый слой *глубинного инея*. Кристаллизация поднявшихся вверх водяных паров приводит к уплотнению верхних слоев; возникающий у поверхности слой уплотненного снега называют *снежной доской*. Под действием солнечных лучей происходит кратковременное таяние самого верхнего тонкого слоя снега, сменяющееся замерзанием образовавшейся воды, и в результате на поверхности снежного покрова нарастает ледяная корочка, называемая *настом*.

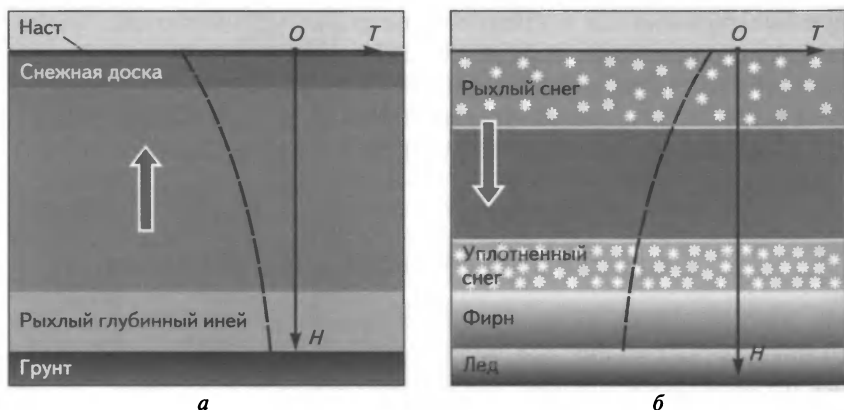


Рис. 2.23

Мы видим, таким образом, что плотность снежного покрова *повышается в направлении снизу вверх* — от рыхлого глубинного инея к уплотненной снежной доске, прикрытой сверху коркой наста. При этом важно, чтобы общая толщина снежного покрова была не слишком большой; в противном случае станет существенным давление верхних слоев на нижние, способствующее уплотнению нижних слоев. Изображенная здесь картина характерна для заснеженных равнин нашей средней полосы.

В других условиях будет наблюдаться иная картина. Например, исследователи Антарктиды столкнулись с неожиданной и довольно неприятной особенностью антарктического снежного покрова — его верхние слои оказались очень рыхлыми, что сильно затрудняло движение лыжников, взлет и посадку самолетов. В данном случае снежный покров формируется не на грунте, а на материковом льду. По-

этому температура снежного покрова в направлении сверху вниз не увеличивается (как это было в рассмотренном ранее случае), а, напротив, *уменьшается* (рис. 2.23, б). Теперь давление водяных паров в верхних слоях покрова оказывается больше, чем в нижних, и водяные пары устремляются *сверху вниз*. Они кристаллизуются в нижних слоях, что приводит к уплотнению этих слоев. Кроме того, надо учитывать, что толщина антарктического снежного покрова достаточно велика, поэтому уплотнение нижних слоев усиливается за счет давления, оказываемого слоями, лежащими выше. В данном случае оба фактора (сила тяготения и внутриснежное перемещение водяных паров) действуют в одном направлении; в итоге сильное уплотнение самых нижних слоев снега приводит к образованию фирна, который переходит в материковый лед.

Физика возникновения снежных лавин

В солнечный зимний день во всем великолепии предстают горные склоны, покрытые искрящимся снегом. Белое безмолвие... Его величественная холодная красота и неподвижность порождают ощущение мира и спокойствия. Но обманчиво спокойствие в горах. Внезапно ровный белый склон рассекается трещиной. Огромные массы снега устремляются вниз со скоростью экспресса, с оглушающим гулом. Внизу остановка, удар; вверх вздымается снежное облако. Таково одно из наиболее эффектных и опасных явлений природы — *снежная лавина* (рис. 2.24). В одной лишь Европе (в Альпах, Пиренеях, Скандинавских горах) каждый год гибнут, будучи застигнутыми снежной лавиной, до тысячи и более человек. Известны случаи, когда лавина за несколько минут стирала с лица земли целые поселки и даже города.

Различные случаи рождения снежных лавин можно разбить на четыре группы. Вот *первая группа*. Долго бушует сильная горная метель с обильным снегопадом (о горных метелях см. в разд. 2.6). На подветренном склоне горы скопилось много снега. В какой-то момент количество накопившегося снега оказывается чрезмерным и рождается лавина (начинается сход лавины).

А вот *вторая группа*. Метель бушевала накануне, а сегодня ясный день. Довольно сильный мороз. Кругом царит спокойствие. И вдруг где-то недалеко от вершины горы возникает «трещина» на снежном покрове — рождается лавина. Ее рождение представляется

неожиданным. Только что стояла тишина, все было неподвижным, надежным — и вдруг огромные массы снега обрушиваются с гор в долину.



Рис. 2.24

Третья группа: произошли подземные толчки, и возникает снежная лавина. Впрочем, землетрясение отнюдь не обязательно. Известны случаи, когда снежные массы обрушиваются вниз даже от довольно незначительных сотрясений воздуха, например от крика. Недаром для того, чтобы специально вызвать сход лавин, устраивают в горах стрельбу из артиллерийских орудий.

Четвертая группа связана с оттепелью. Снегопада давно не было, и снег на горных склонах хорошо слежался. Он лежит так уже несколько недель и, кажется, даже артиллерийская стрельба не в состоянии нарушить его устойчивость. Но вот наступила сильная оттепель, снег на склоне горы заметно осел и потемнел. И вдруг массы мокрого снега начинают быстро сползать вниз.

Мы показали, *когда* рождаются лавины. Выясним теперь, *почему* они рождаются, т. е. обсудим физику возникновения снежных лавин, имея в виду перечисленные выше четыре группы случаев их рождения.

Но сначала обратимся к следующей простой задаче из механики. Рассмотрим массу снега M , находящуюся на наклонной плоскости с углом наклона α (рис. 2.25). На снег действуют три силы (для

простоты считаем, что все они приложены в центре масс рассматриваемого объема снега): *сила тяжести*, равная по модулю Mg , *сила нормальной реакции* R и сила F , удерживающая снег на наклонной плоскости (назовем ее *силой удержания*). Разложим силу тяжести на две составляющих, как это показано на рисунке. Составляющая $Mg \cos \alpha$ уравновешена силой нормальной реакции: $Mg \cos \alpha = R$. Поэтому далее будем учитывать только составляющую $Mg \sin \alpha$ (ее называют *скапывающей силой*) и силу удержания F . По второму закону Ньютона,

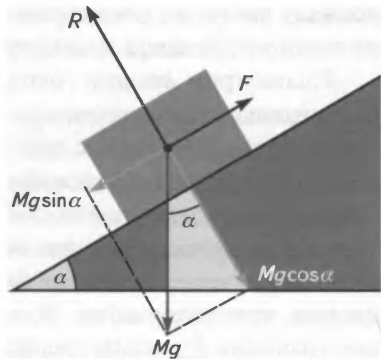


Рис. 2.25

$$Ma = Mg \sin \alpha - F, \quad (2.13)$$

где a — ускорение рассматриваемой массы снега. Силу удержания F можно представить в общем случае как сумму трех сил (все они направлены в одну и ту же сторону, так что можно говорить о сложении их модулей):

$$F = F_T + F_c + F_k. \quad (2.14)$$

Здесь F_T — *сила трения*. Это есть сила трения покоя, пока снег лежит на склоне горы; она превращается в силу трения скольжения, когда снег начинает двигаться по склону. Сила F_c — *сила сцепления* снега с поверхностью склона. Она обусловлена не столько неровностями, за которые «зацепляется» снежная масса, сколько сцеплением вследствие примерзания нижнего слоя снега к грунту, а также образования внутриснежных ледяных связей. Сила F_k — так называемая *контурная сила*. Она возникает за счет того, что нижележащие снежные массы мешают нашей массе снега соскользнуть вниз по склону.

Теперь перейдем к рассмотрению каждой из четырех отмеченных ранее групп лавин. Начнем с *первой*. Обратимся к уравнению (2.11). По мере накопления снега на склоне возрастает сила $Mg \sin \alpha$. Одновременно растет и сила F , так что снег пока неподвижен. Однако сила F не может возрастать неограниченно. При длительном снегопаде рано или поздно наступит момент, когда сила F , возрастая, достигнет своего *предельного значения* F_{\max} (для данного угла

наклона α , для данных погодных условий, для данной микроструктуры снега и данной поверхности горного склона). С этого момента *механическое равновесие нарушается*: скатывающая сила $Mg \sin \alpha$ продолжает расти, а сила удержания достигла предела F_{\max} — начинается скольжение снега по склону.

Рассмотрим *вторую* группу лавин. В данном случае увеличение скатывающей силы оказалось недостаточным для того, чтобы возрастающая одновременно с ней сила удержания достигла своего предельного значения. Снегопад окончился, а лавина так и не возникла. Однако вопрос не следует считать закрытым; ведь *внутри выпавшего снега будут происходить изменения*, микроструктура снежного покрова будет постепенно меняться благодаря процессам испарения, подтаивания, кристаллизации. Это может привести к тому, что предельное значение F_{\max} силы удержания *начнет с течением времени постепенно уменьшаться*. Скатывающая же сила $Mg \sin \alpha$ остается при этом неизменной. В результате в какой-то момент времени (он может наступить на следующие сутки или даже через несколько дней) постепенно уменьшающееся предельное значение F_{\max} оказывается меньше силы $Mg \sin \alpha$ — тогда *равновесие нарушается*, и начинается движение снега.

Почему сцепление снега с поверхностью склона может уменьшаться с течением времени? Мы уже отмечали, что температура внутри слоя снега понижается в направлении от грунта к поверхности снега; в этом же направлении понижается плотность водяных паров внутри снега, поэтому пары перемешаются снизу вверх. В результате вблизи грунта образуется рыхлый слой глубинного инея, а наверху, у поверхности снега, уплотненная «снежная доска». В морозный день температура у поверхности снега существенно ниже, чем в его глубине, вблизи грунта. Поэтому можно считать, что уменьшение сцепления снега с горным склоном есть результат формирования придонного слоя глубинного инея. Впрочем, как показали исследования, дело, по-видимому, не только в глубинном инее. Образование внутри снежного покрова ледяных зерен фирна также способствует тому, что сцепление снега с горным склоном может уменьшиться.

При подземных толчках и при стрельбе из орудий, когда образуется достаточно мощная звуковая волна, сцепление снега со склоном понижается скачком, и тогда может начаться движение снеж-

ной массы. Это как раз и есть *третья* из групп лавин. Возникновение снежной лавины от не слишком сильных звуков возможно, очевидно, только при условии, что снежная масса, что называется, «висит на волоске», т. е. когда сила $Mg \sin \alpha$ всего лишь на какую-то ничтожную величину меньше по сравнению с предельным значением удерживающей силы F_{\max} .

Нетрудно объяснить и *четвертую* группу лавин. Оттепель приводит к таянию, снег насыщается водой, вода опускается вниз и течет по склону горы, образуя прослойку между снегом и грунтом. Прослойка действует как смазка — она уменьшает сцепление снега с горным склоном. И хотя по мере таяния снега скатывающая сила $Mg \sin \alpha$ постепенно уменьшается, однако предельное значение силы удержания уменьшается *еще быстрее*. В итоге возникает возможность образования лавины.

Итак, фазовые переходы, происходящие с течением времени внутри снежной массы, лежащей на горном склоне, могут приводить к *нарушению механического равновесия* для этой массы. И тогда *устойчивость снежного покрова нарушается и рождается снежная лавина*.

Образование градин

Как уже отмечалось, чаще всего град выпадает их кучево-дождевых облаков летом, когда температура приповерхностного воздуха достигает 20—25 °С и возникают *мощные восходящие конвективные потоки воздуха*.

Обычно градина состоит из нескольких чередующихся слоев прозрачного и непрозрачного (белого) льда; толщина отдельного слоя несколько миллиметров. Вид градины в разрезе дан на рис. 2.26.

Ледяные кристаллы — зародыши градин образуются на высотах 9—12 км, где температура воздуха понижается до -60 °С. Падая вниз и сталкиваясь с переохлажденными водяными каплями, зародыши обрастают льдом, укрупняются. В нижней части облака они подтаивают; там возникают крупные капли воды и относительно мел-

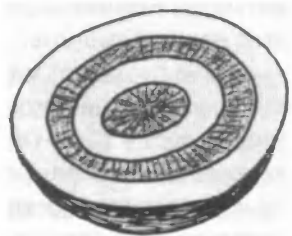


Рис. 2.26

кие градины. Восходящие воздушные потоки забрасывают мелкие градины в верхнюю часть облака, где те повторно обрастают льдом. Затем градины снова падают вниз и снова могут быть возвращены наверх восходящими потоками. Так повторяется несколько раз, пока градины не станут достаточно тяжелыми. Чередующиеся процессы нарастания льда и подтаивания приводят к возникновению образующих градину слоев льда разной степени прозрачности.

Ранее отмечалось выпадение особенно крупных градин (радиусом до 10—15 см) из кучево-дождевых облаков, в которых рождаются смерчи. В этом случае сильное укрупнение градин является результатом особенно мощного восходящего воздушного потока внутри смерча, способного долго удерживать формирующими градины в верхней части облака. Напомним, что этот восходящий поток, способный поднимать вверх воду, камни, различные предметы, пронизывает фактически все облако от его нижней части до вершины.

Наземные гидрометеоры

Конденсация пара может происходить не только в атмосфере (в облаке или тумане), но также *непосредственно на земной поверхности и наземных объектах*. Когда влажный воздух соприкасается с холодной поверхностью, на ней в результате конденсации пара образуется вода или лед. Продукты конденсации такого типа называют *наземными гидрометеорами*. К жидким наземным гидрометеорам относятся роса и жидкий налет, а к твердым — иней, твердый налет, изморозь.

Росой называют маленькие капли воды, выделяющиеся из воздуха на земной поверхности, особенно на траве, вечером и ночью в теплое время года. Обратим внимание на то, что при этом над поверхностью нет никакого тумана. Роса возникает непосредственно на самой поверхности и ее объектах. На листьях с несмачиваемой поверхностью (например, листьях ландыша) капельки росы сливаются, и возникают крупные росинки. Причина выделения росы (именно *выделения*, а не *выпадения*, как часто неправильно говорят) состоит в том, что поверхность почвы, особенно трава, ночью охлаждаются. Соответственно охлаждается и воздух, непосредственно

примыкающий к такой поверхности. Если температура воздуха понизится до точки росы, соответствующей упругости водяного пара в данном воздухе, то произойдет выделение воды (росы) на поверхности и траве.

Жидкий налет, по сути дела, аналогичен росе, но имеет несколько иное происхождение. Жидкий налет — это пленка из мельчайших водяных капелек, возникающая на холодных поверхностях (преимущественно вертикальных) в пасмурную и ветреную погоду. Причина осаднения налета — адвекция (перемещение) сравнительно теплого и влажного воздуха, приводящая к соприкосновению его с холодной поверхностью. Представим себе стену забора или ствол дерева, охлажденные во время предшествующей холодной погоды. Подгоняемый ветром влажный и относительно теплый воздух соприкасается с ними, и часть содержащегося в воздухе водяного пара конденсируется. Понятно, что конденсация будет происходить преимущественно на *наветренных* поверхностях. Они покрываются мельчайшими каплями, как принято говорить, «запотевают». Всем приходилось наблюдать жидкий налет в домашних условиях, когда в отапливаемом помещении в холодное время года запотевают изнутри оконные стекла.

Иней называют ледяные кристаллы различной формы; это обычно иглы длиной, измеряемой миллиметрами. Они возникают на ветках деревьев, траве, почве, различных поверхностях при тех же условиях, что и роса, но только при отрицательной температуре поверхности (рис. 2.27). Водяной пар из воздуха, соприкасающегося с холодной поверхностью, конденсируется на ней в виде кристаллов, минуя жидкое состояние. Заметим, что иней возникает также на поверхности снежного покрова.

Второй вид твердых наземных гидрометеоров — **твердый налет**. Он возникает обычно на вертикальных плоскостях, особенно каменных (например, на стенах зданий), с наветренной стороны при тех же условиях, что и жидкий налет, но при температуре поверхности ниже 0 °С. Чаще всего твердый налет представляет собой совокупность мелких кристаллов, густо сидящих на поверхности. Но он может иметь также вид тонкого слоя гладкого прозрачного льда. Всем известен твердый налет в виде ледяных узоров, возникающих в морозную зиму на внутренней стороне оконных стекол в жилых помещениях (рис. 2.28).

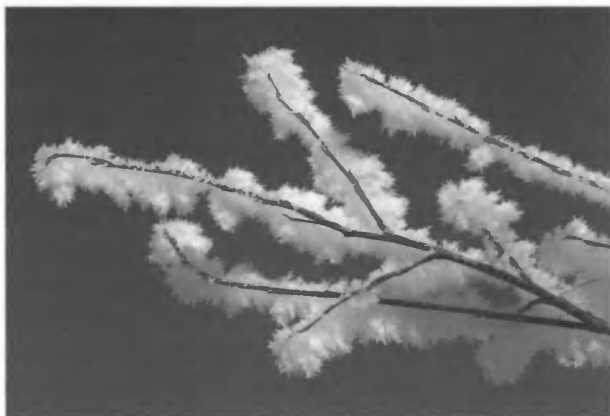


Рис. 2.27



Рис. 2.28

Третий вид твердых наземных гидрометеоров — *изморозь*. Так называют рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, проводах, проволочных изгородях. Эти кристаллы образуют длинные, легко осыпающиеся нити (рис. 2.29). Изморозь нарастает при значительных морозах и, как правило, при тумане. Переохлажденные капли тумана, замерзая при соприкосновении с уже образовавшимися на поверхности ледяными кристаллами, обеспечивают дальнейшее

образование кристаллов, порождающее нить изморози. Относительно сильный ветер легко сдувает образовавшиеся нити изморози. Осаждение изморози может быть очень значительным, в особенности в горных лесах. Заметим, что изморозь часто называют инеем. Однако эти два вида осадков характеризуются различной формой и, как правило, различными условиями образования (хотя могут осаждаться вместе).



Рис. 2.29

2.6. МЕТЕЛИ

Метель, вьюга, буран, пурга... Все эти понятия относятся, по сути дела, к одному и тому же явлению природы. В словах «метель» и «вьюга» нашли отражение глаголы «мести» и «витья» — ведь сильный ветер метет снег, наметает сугробы. Поднятый ветром снег кружится, «завивается в круги». Слово «буран» тюркского происхождения. Так обычно называют метель жители степей за Волгой. В северных землях чаще используется термин «пурга». Оба термина — «буран» и «пурга» обычно используются для обозначения особо сильных метелей.

Виды метелей

Короткий зимний день клонится к закату. Над заснеженным полем возникает легкий ветер. Его скорость всего 6—8 м/с (сила ветра 3—4 балла). Под действием ветра над поверхностью снега появляются тонкие, почти прозрачные, непрерывно меняющиеся

снежные струйки. Они стелются, струятся над самой поверхностью снежного покрова — до высоты 20—30 см. Это *поземок* — самая слабая метель.



Рис. 2.30

Но вот ветер усиливается, его скорость возрастает до 10—15 м/с, что соответствует силе 5—7 баллов. Теперь снег поднимается до высоты в несколько метров — начинается так называемая *низовая метель* (рис. 2.30). При сильных низовых метелях, когда скорость ветра достигает 20 м/с и более, снежные массы поднимаются в воздух до высот, измеряемых десятками метров. Обратим внимание на то, что низовые метели происходят *в отсутствие снегопада*; небо может быть даже безоблачным. Плотные снежные вихри, заполняющие, по представлениям застигнутого метелью путника, все окружающее пространство — это снег, который еще недавно мирно покоился на земной поверхности, а теперь оказался поднятым вверх под действием ветра. Низовые метели и поземки часто возникают, когда над данной местностью проходит периферия антициклона.

Особенно сильные снежные заносы образуются во время *общей метели*. В этом случае *одновременно наблюдаются и сильный ветер, и сильный снегопад*. В приземных слоях воздуха происходит активное перемешивание снега, падающего сверху, и снега, поднятого ветром с поверхности земли. Как писал П.А. Вяземский,

Снег сверху бьет, снег веет снизу,
Нет воздуха, небес, земли,
На землю облака сошли,
На день насунув ночи ризу!

Общие метели возникают при прохождении атмосферных фронтов. Они являются следствием активной деятельности циклонов.

Низовые метели различаются по степени *насыщенности снегом ветрового потока*. Дело в том, что ветер может поднять в воздух и временно удерживать во взвешенном состоянии не более определенного количества снега. Чем больше скорость ветра, тем больше это количество, тем выше «грузоподъемность» метели или, лучше сказать, тем выше *транспортирующая способность ветрового потока*. Если ветровой поток переносит количество снега, которое как раз соответствует максимуму его транспортирующей способности, то говорят о *насыщенной низовой метели*. Если же масса переносимого ветром снега меньше упомянутого максимума, то говорят о *ненасыщенной низовой метели*.

Понятно, что сильные низовые метели могут наблюдаться в районах со сравнительно сильными ветрами. Но этого недостаточно. Важно также, чтобы поверхностный слой снежного покрова был *относительно сухим и не слишком уплотненным*. Ветру трудно поднимать в воздух мокрый снег, трудно разрушать плотную поверхностную корку, образующуюся при кратковременном таянии верхнего тонкого слоя снега (наста). Но и этого недостаточно. Нужна относительно большая ровная снежная поверхность, свободная от лесов, холмов, гор, чтобы у метели имелось *пространство для разгона*.

Все эти условия выполняются в степных районах Поволжья, Западной Сибири, на севере Казахстана. Особенно хорошо они выполняются в Антарктиде, где поверхностный слой снежного покрова является настолько рыхлым, что подчас делает невозможным передвижение по нему даже на лыжах (мы отмечали это в разд. 2.5). В Антарктиде скорость метелевых ветров достигает 60—90 м/с.

Общие метели отличаются от низовых прежде всего более мощными *снежными заносами*. Заносы связаны в основном не с переносом снега ветром, а с обильными снегопадами. А чтобы такие снегопады происходили, нужна *относительно высокая влажность воздуха*. Поэтому сильные общие метели характерны для приморских районов. Они часто происходят на побережьях США, Канады, Гренландии; с ними хорошо знакомы жители Дальнего Востока и Камчатки.

Микроструктура низовых метелей

Мчащиеся по воздуху при сильной низкой метели частицы представляют собой обломки обычных снежинок; они очень мелкие и колкие и обладают исключительной проникающей способностью, легко забиваются в малейшие поры одежды. В дальнейшем будем называть их *метельными частицами*. Размеры частиц 0,1—0,5 мм.

Можно выделить три типа движений метельных частиц. Они схематически показаны на рис. 2.31:

- а) влечение частиц вдоль поверхности снега;
- б) прыжки частиц;
- в) витание частиц в воздухе.

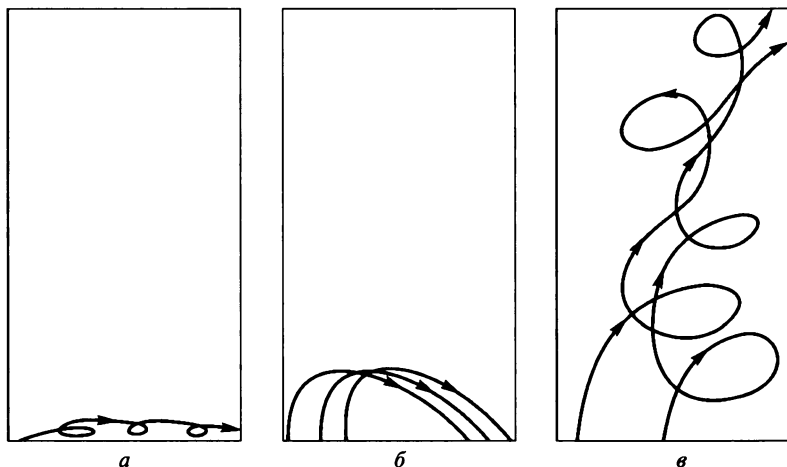


Рис. 2.31

Влечение происходит в тонком приземном слое воздуха, не более нескольких сантиметров. Прыжки наблюдаются до высоты порядка метра, в отдельных случаях до нескольких метров. Выше можно видеть только витание метельных частиц.

На рис. 2.32 представлена графически для разных скоростей ветра зависимость удельного расхода снега от высоты h (удельный расход снега — его масса, которая переносится ветром за единицу времени через единицу площади, ориентированной перпендикулярно к направлению ветра). Показаны три экспериментальные кривые: 1 — для скорости ветра 10 м/с; 2 — для 15 м/с; 3 — для 25 м/с. Чем больше скорость ветра, тем больше удельный расход снега.

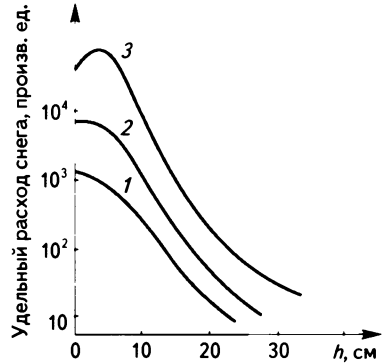


Рис. 2.32

Видно, что во всех трех случаях почти весь снег переносится в пределах приземного воздушного слоя толщиной всего 30 см. Это говорит о том, что прыжки метельных частиц являются основным типом движения при низовых метелях. Для него часто используют термин *сальтация* — от итальянского слова *salta*, что означает прыжок.

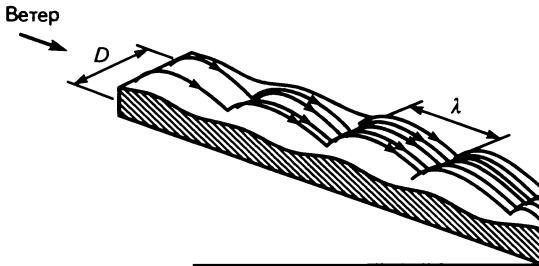


Рис. 2.33

Рассмотрим весьма упрощенно развитие низовой метели за счет сальтации метельных частиц. Выделим мысленно полосу снежного поля шириной D ; пусть она начинается от наветренного края поля, т. е. от того места, где метель начинает свой разбег (рис. 2.33). По-

верхность снежного поля, над которым разгоняется метель, имеет вид пологих снежных волн. Метельные частицы вырываются ветром из снега на наветренных склонах гребней этих волн, пролетают по горизонтали расстояние λ (оно определяет длину волны снежного профиля) и падают на наветренный склон следующих гребней, выбивая из них новые частицы. Энергия, получаемая летящими частицами от ветра, расходуется на выбивание новых частиц. Будем полагать, что частица, совершив прыжок дальностью λ , выбивает в среднем n новых частиц. Так как $n > 1$, то постепенно, от прыжка к прыжку, общее число метельных частиц будет нарастать — метель будет постепенно разгоняться.

Пусть в начале «полосы разгона» за единицу времени поднимаются в воздух N метельных частиц. Подсчитаем, сколько частиц поднимется в воздух за единицу времени после k последовательных прыжков, т. е. на расстоянии $L = k\lambda$ от начала полосы. От N исходных частиц получим после первого прыжка в среднем Nn частиц, после второго прыжка Nn^2 частиц, после k -го прыжка Nn^k частиц или, иначе говоря, $Nn^{L/\lambda}$ частиц. Таким образом, количество метельных частиц, а значит, и масса взвешенного в воздухе снега растет по мере разгона метели как *показательная функция* от длины L , на которой рассматривается разгон.

Представленная картина является весьма упрощенной. Очевидно, что величина n *должна уменьшаться* по мере увеличения массы взвешенного в воздухе снега, постепенно приближаясь к единице. Ведь рано или поздно метель *должна стать насыщенной*, иначе говоря, транспортирующая способность ветрового потока должна достичь своего предельного значения. После этого количество метельных частиц в воздухе будет оставаться в среднем одним и тем же. Длина L_p , на которой достигается насыщение метели снегом, называется *длиной зоны разгона*; она равна 100—500 м. Можно сказать, что приведенные выше рассуждения справедливы лишь до тех пор, пока выполняется неравенство $L \ll L_p$.

Следует также учитывать, что по мере обработки ветром поверхность снежного покрова становится *плотнее и прочнее*; поэтому длина L_p с течением времени *возрастает*. Кроме того, не все метельные частицы падают обратно на поверхность снега. Многие частицы *испаряются во время полета*. Мы видим, таким образом, что с физической точки зрения низовая метель представляет собой довольно сложное явление природы.

Как далеко переносится снег метелью? Дальность переноса снега будем измерять от линии, где метель начинает разгоняться. В пределах зоны разгона больше снега поднимается в воздух, чем падает обратно на землю. Поэтому постепенно снег все более выметается из зоны разгона, так что кое-где снежный покров может вообще исчезнуть.

За пределами зоны разгона ветровой поток насыщен снегом. Насыщение соответствует данной скорости ветра. Поэтому, если вдруг на пути метели встретятся препятствия, например, деревья, кустарники, холмы, благодаря которым горизонтальная скорость ветра уменьшится, то немедленно начнется активное выпадение снега на землю — возникнет снежный занос.

А если таких препятствий нет, то как далеко может перенести снег низовая метель? Раньше полагали, что очень далеко, чуть ли не на десятки и сотни километров. Оказалось, однако, что это не так. Вследствие довольно интенсивного испарения летящих метельных частиц предельная дальность переноса снега ограничивается несколькими километрами. Лишь в Антарктиде она может достигать 10—20 км.

Снежные волны

При низовой метели на открытой равнинной местности возникают перемещающиеся по направлению ветра *снежные волны*. Зарождение этих волн можно объяснить тем, что прыжки метельных частиц имеют вполне определенную среднюю дальность. Длина снежной волны соответствует длине прыжка. Чем больше скорость ветра, тем дальше сальтируют метельные частицы и тем длиннее снежная волна. При сильных метелях снежные волны имеют длину от нескольких метров до нескольких десятков метров (в зависимости от силы ветра). Итак, сальтация метельных частиц приводит к зарождению волнообразного рельефа на поверхности снега.

Едва лишь такой рельеф обозначился, как в игру немедленно вступает еще один фактор, который и обеспечивает перемещение снежных волн. Дело в том, что над ложбинами наметившихся снежных волн возникают *завихрения в приповерхностном слое воздуха* (рис. 2.34). Эти завихрения делают волнообразный рельеф снежного поля *более*

выраженным — углубляются ложбины, увеличивается высота гребней волн. Благодаря воздушным завихрениям гребни волн нарастают с подветренной стороны. В то же время под давлением ветрового потока и вследствие бомбардировки метельными частицами наветренные склоны гребней непрерывно выветриваются. Итак, подветренные склоны непрерывно нарастают, а наветренные, наоборот, теряют снег. В результате возникает *медленное перемещение гребней снежных волн по направлению ветра*. По окончании метели это перемещение, естественно, прекращается, и снежные волны застывают в неподвижности.



Рис. 2.34

Горные метели

В горах низовым метелям негде разогнаться. Снежные заносы обусловлены здесь главным образом снегопадами. Иными словами, горные метели — это *снегопады при сильном ветре*. Их иногда называют *верховыми метелями*. Подчеркнем, что снежные заносы при верховых метелях, как правило, мощнее и опаснее, чем при низовых метелях. Опасность усугубляется тем, что в горах большие снежные заносы могут давать начало *снежным лавинам*.

Места, где откладывается снег, интенсивность осадения и накопления снега — все это зависит от рельефа данной горной местности. Рассмотрим (как всегда, упрощенно) конкретный пример. Над горой, изображенной на рис. 2.35, проходит снеговая туча; вдоль поверхности горы дует сильный ветер. Пусть v_0 — вертикальная составляющая скорости снежинок, выпадающих из тучи, а v — скорость ветра непосредственно у поверхности горы.

На рисунке выделены четыре зоны, которые обозначим как *A, B, C, D*.

В пределах зоны *A* вертикальная составляющая скорости восходящего воздушного потока меньше вертикальной составляющей ско-

рости падающих снежинок: $v \sin \alpha < v_0$. Поэтому в зоне *A* происходит осаждение снега на горном склоне.

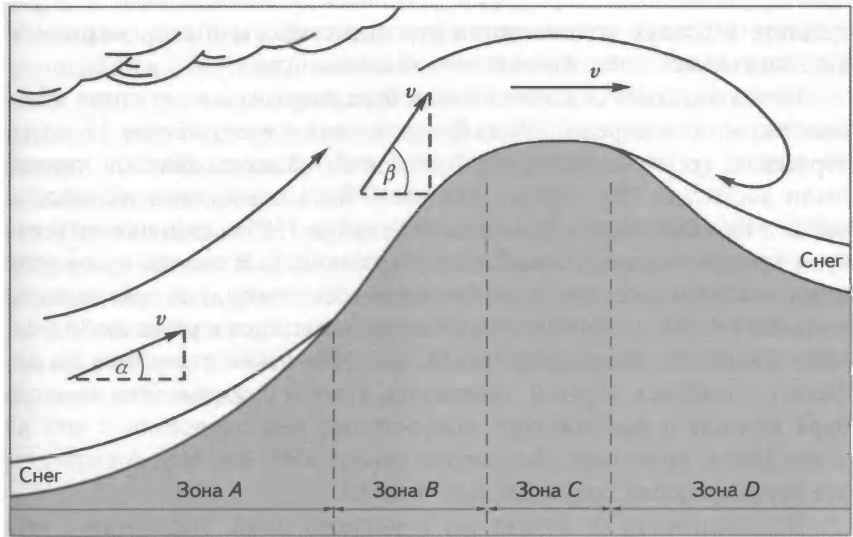


Рис. 2.35

В зоне *B* воздушный поток поднимается более круто (он следует склону горы), поэтому $v \sin \beta > v_0$. Это означает, что снижающиеся снежинки будут подхватываться воздушным потоком и сноситься к вершине горы; в зоне *B* снег не осаждается.

На вершине горы имеется горизонтальная площадка (зона *C*). Здесь снежинки осаждаются на поверхности, но не удерживаются там — ветер выметает их из данной зоны.

В зоне *D* возникают вихревые воздушные потоки. Они способствуют как осадению, так и накоплению снега. В этой зоне и будут скапливаться основные массы снега. При подходящих условиях именно здесь может зародиться снежная лавина.

В рассмотренном примере нижняя граница снеговой тучи оказалась выше вершины горы. Однако она могла оказаться и ниже вершины. Понятно, что в таком случае картина осадения и накопления снега заметно усложнилась бы.

Пылевые бури и метели: сходство и различия

Сухая погода, высохшая почва, сильный ветер, вызванный прохождением периферии устойчивого антициклона — в результате в воздух поднимаются огромные массы пыли, закрывающие подчас все небо. Начинается пылевая буря.

Исключительно сильная пылевая буря разразилась в степных областях Украины в апреле 1928 г. Ветер поднял в воздух более 15 млн т чернозема (с площади около 1 млн км²). Высота облаков черной пыли достигала 700—800 м. Эта пыль была перенесена на запад и осела в Прикарпатье и Румынии. В декабре 1985 г. сильная пылевая буря пронеслась над Ашхабадом (Туркмения). В десять часов утра вдруг стало смеркаться, и вскоре сделалось темно, как в безлунную ночь. В течение нескольких часов город находился в удушливой темноте. Поднялся штормовой ветер, шлейфы песка стелились по асфальту, ломались деревья, срывались крыши с домов. Эта пылевая буря пришла с Аравийского полуострова; она пересекла с юга на север Иран, преодолев расстояние свыше 1500 км. Над Ашхабадом эта буря пронесла более 100 тыс. т пыли.

В зависимости от структуры и окраски почв, выдуваемых ветром, наблюдаются пылевые бури разного цвета. *Черные бури* возникают над черноземными почвами (например, в Украине и Башкирии). Над суглинками зарождаются *желтые* или *бурые бури* (в Казахстане). Над красноватыми почвами, богатыми оксидами железа, случаются *красные бури* (в пустынях Средней Азии, Ирана, Афганистана). Над солончаками могут возникнуть *белые бури*.

Пылевые бури сродни сильным низовым метелям. И в том, и в другом случае необходимы сильный ветер и сравнительно рыхлый поверхностный слой, способный подниматься в воздух под действием ветра. Правда, для пылевой бури требуется более сильный ветер. Его скорость должна быть не менее 15 м/с, тогда как достаточно сильная метель может разыгаться уже при скорости ветра 10 м/с. Микроструктура пылевой бури аналогична микроструктуре низовой метели. Частицы пыли совершают те же движения, что и метельные частицы: влечение вдоль поверхности, прыжки, витание в воздухе. Пылевая буря изменяет вид местности примерно так же, как и метель. В одних местах происходит выметание поверхности, в других нарастают «сугробы». На поверхности земли могут образоваться пылевые волны.

Вместе с тем пылевые бури *существенно отличаются* от метелей — ведь частицы пыли совсем не похожи на метельные частицы или снежинки. В скоплениях снежинок происходят *фазовые переходы*, а в скоплениях пыли их нет. Между снежинками образуются ледяные связи; под действием ветра поверхность снежного покрова уплотняется. Подобных взаимодействий между частицами пыли нет; слой сухой почвы под действием ветра не упрочняется, а наоборот, делается еще более рыхлым и податливым. В отличие от метельных частиц, частицы пыли не испаряются. Все это позволяет понять два основных отличия пылевых бурь от метелей.

Первое состоит в том, что доля взвеси в пылевой буре может оказаться значительно больше, чем в метели. *Второе* связано с дальностью переноса взвеси. Как отмечалось, дальность переноса снега метелями ограничена несколькими километрами. Что же касается пылевых бурь, то они могут проходить расстояния в сотни и даже тысячи километров.

3.1. АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Электрическое поле и электропроводность атмосферы

Физический портрет атмосферы не исчерпывается описанием ее динамических (механических) и тепловых свойств. В воздушном океане, на дне которого мы живем, существует, помимо всего прочего, *электрическое поле*. Поэтому нам потребуется расширить перечень физических характеристик атмосферы.

Ранее были введены и применялись такие физические характеристики, как температура T , давление p , скорость частиц воздуха v (не молекул, а частиц воздуха!), плотность атмосферного водяного пара ρ (и соответственно относительная влажность воздуха f). Все эти характеристики *локальные* — они относятся к данной точке пространства атмосферы и к данному моменту времени. В общем случае они изменяются как с течением времени, так и при перемещении наблюдателя из одной точки пространства в другую. Во многих случаях изменения характеристик атмосферы могут быть относительно медленными, поэтому можно говорить о температуре, давлении, плотности пара, скорости ветра по отношению к некоторой воздушной массе.

Переходя к рассмотрению электрического поля и электрических явлений в атмосфере, дополним перечисленные выше локальные физические характеристики атмосферы еще двумя (тоже локальными): *напряженностью E* электрического поля атмосферы (она измеряется в единицах В/м) и *удельной электрической проводимостью λ* атмосферы (измеряется в единицах $\text{Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$) и является величиной, обратной *удельному электрическому сопротивлению*.

Проще всего рассматривать электрическое поле атмосферы в так называемых *зонах хорошей погоды* — там, где нет осадков и даже облачности. Напряженность электрического поля у поверхности Земли равна там приблизительно 100 В/м (точнее говоря, 130 В/м). Она направлена вертикально вниз и, значит, земная поверхность заряжена *отрицательно*. Суммарный отрицательный заряд, распределенный по земной поверхности, составляет $3-5 \cdot 10^5$ Кл.

На рис. 3.1 представлено экспериментально найденное изменение напряженности поля E с высотой h в зоне хорошей погоды. В непосредственной близости от земной поверхности имеем $E \approx 100$ В/м; на высоте 500 м имеем $E \approx 50$ В/м; на высоте 3 км имеем $E \approx 20$ В/м; на высоте 10 км имеем $E \approx 3$ В/м.

Можно предвидеть, что читатель умножит мысленно свой рост (допустим, он равен 1,7 м) на напряженность поля 100 В/м и задаст вопрос:

«Если, когда я нахожусь в вертикальном положении, между моей макушкой и моей пяткой имеется напряжение 170 В, то почему же меня не ударяет током?» Дело в том, что наше тело — *хороший проводник*, и следовательно, потенциал всех его точек *одинаков*, так что никакой разности потенциалов (электрического напряжения) между точками тела не возникает. *Эквипотенциальные поверхности* поля атмосферы параллельны земной поверхности — см. параллельные штриховые линии на рис. 3.2, а. Теперь предположим, что на земле стоит человек. В его теле происходит перераспределение зарядов, и система эквипотенциальных поверхностей принимает вид, показанный на рис. 3.2, б.

В чем причина существования в атмосфере электрического поля? Причина вполне понятна: *космические лучи, жесткое электромагнитное излучение Солнца и радиоактивное излучение из земных недр ионизируют земную атмосферу*, в результате чего в ней появляются электрически заряженные частицы, в том числе свободные электроны, атомарные и молекулярные ионы (подробнее об ионизации земной атмосферы и образовании *ионосферы* мы поговорим в разд. 3.7).

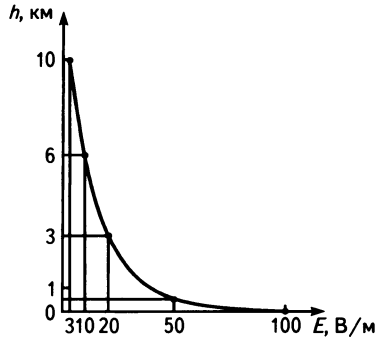
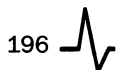


Рис. 3.1



Можно приближенно уподобить слой атмосферы в зоне хорошей погоды *плоскому электрическому конденсатору*, у которого нижняя пластина — участок подстилающей поверхности (она заряжена отрицательно), а в роли верхней пластины выступает нижняя граница ионосферы на высоте примерно $h = 50$ км (она заряжена положительно) (рис. 3.3).

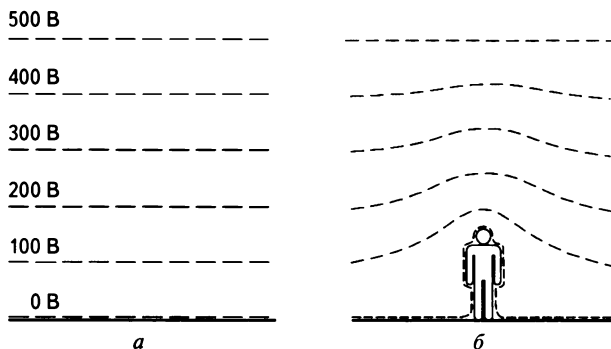


Рис. 3.2

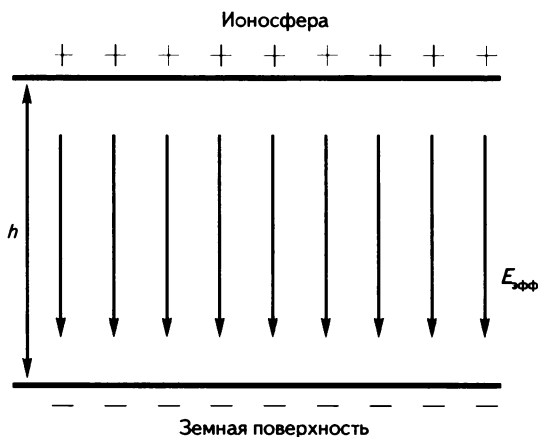


Рис. 3.3

Конечно, это довольно грубое представление поля атмосферы. Ведь, как можно видеть на рис. 3.1, его напряженность изменяется с высотой в интервале значений порядка 100 В/м, тогда как поле внутри плоского конденсатора является *однородным* и потому одинаково как по направлению, так и по модулю во всех точках пространства.

Тем не менее, используя приближенно модель плоского конденсатора (благодаря ее наглядности), будем считать, что электрическое поле атмосферы в зоне хорошей погоды есть однородное поле и оно характеризуется эффективным значением напряженности $E_{\text{эфф}} = 5 \text{ В/м}$. В таком случае разность потенциалов между Землей и ионосферой нетрудно оценить:

$$E_{\text{эфф}} \cdot h = 5 \text{ В/м} \cdot 50 \text{ км} = 250 \text{ кВ.}$$

Этот результат вполне соответствует экспериментальным данным, согласно которым разность потенциалов между Землей и ионосферой полагают равной 300—400 кВ.

Вследствие ионизации атмосфера оказывается проводником, хотя и довольно плохим. Как показали измерения, удельная электрическая проводимость земной атмосферы равна непосредственно у поверхности Земли $3 \cdot 10^{-14} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$. С высотой электрическая проводимость быстро возрастает и, например, на высоте 10 км становится равной приблизительно $10^{-12} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$.

Ток проводимости в атмосфере

Поскольку каждая точка атмосферы характеризуется некоторым вектором напряженности поля E , направленным вертикально вниз, и некоторым значением удельной электрической проводимости λ , то через атмосферу должен течь электрический ток (*ток проводимости*) плотностью j :

$$j = \lambda E. \quad (3.1)$$

Плотность тока j , как и напряженность поля E , является локальной векторной характеристикой атмосферы. Ее направление совпадает в данной точке поля с направлением вектора E . По модулю она равна электрическому заряду, проходящему за единицу времени через единичную площадку, содержащую точку наблюдения и ориентированную перпендикулярно к направлению движения заряженных частиц; измеряется в А/м^2 .

Соотношение (3.1) — это знаменитый *закон Ома* для участка цепи, представленный в *дифференциальной форме*, т. е. относящийся к данной точке поля. Это соотношение нетрудно вывести из обычного закона Ома для участка электрической цепи. В качестве

такого участка выберем цилиндрический объем атмосферы, ограниченный основаниями 1 (с потенциалом φ_1) и 2 (с потенциалом φ_2); расстояние между основаниями равно Δl , площади оснований ΔS (рис. 3.4). По цилиндру течет ток силой I . Закон Ома для рассматриваемого участка цепи имеет вид

$$\Delta\varphi = IR, \quad (3.2)$$

где R — электрическое сопротивление участка; $\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2$ — разность потенциалов, или напряжение. Так как

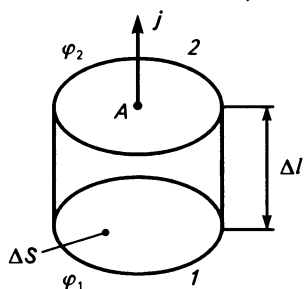


Рис. 3.4

$$R = \frac{\Delta l}{\lambda \Delta S},$$

то (3.2) можно переписать в виде

$$\Delta\varphi = I \frac{\Delta l}{\lambda \Delta S},$$

откуда следует, что

$$\frac{\lambda \Delta\varphi}{\Delta l} = \frac{I}{\Delta S}. \quad (3.3)$$

При достаточно малом Δl отношение $\Delta\varphi/\Delta l$ есть модуль напряженности поля E в основании 1, а при достаточно малом ΔS отношение $I/\Delta S$ есть модуль плотности тока j в точке A . В этом случае (3.3) переходит в соотношение $\lambda E = j$ для точки наблюдения A , что и требовалось получить.

Измерения показывают, что в зоне хорошей погоды к поверхности Земли течет от ионосферы ток проводимости плотностью $j = 3 \cdot 10^{-12}$ А/м². Чтобы нигде не происходило накопление зарядов или, напротив, их исчезновение, значение плотности тока j не должно изменяться с высотой. Так оно и есть в действительности; ведь $j = \lambda E$, а λ с высотой увеличивается, тогда как E уменьшается. Как показали измерения, вблизи земной поверхности, где $E \approx 100$ В/м, удельная электрическая проводимость равна $\lambda = 3 \cdot 10^{-14}$ Ом⁻¹ · м⁻¹ и, следовательно, $E\lambda \approx 3 \cdot 10^{-12}$ А/м², а на высоте 10 км, где $E \approx 3$ В/м, удельная проводимость — $\lambda = 10^{-12}$ Ом⁻¹ · м⁻¹ и опять-таки $E\lambda \approx 3 \cdot 10^{-12}$ А/м².

Предположим, что вся атмосфера Земли — зона хорошей погоды (что заведомо не так). Тогда полный ток, текущий от ионосферы к Земле, должен был бы определяться как

$$I = 4\pi R^2 j, \quad (3.4)$$

где $R = 6,37 \cdot 10^6$ м — радиус земного шара. Подставив сюда значение плотности тока $j = 3 \cdot 10^{-12}$ А/м², находим $I = 1500$ А.

Итак, атмосфера Земли оказалась пусть и плохим, но все-таки проводником и через нее от ионосферы к Земле все время течет электрический ток.

Виды электрических разрядов в газах

Процесс протекания тока через газы называют *электрическим разрядом в газах*. Напомним, что в зависимости от условий осуществления разряда различают несамостоятельный и самостоятельный разряды.

Несамостоятельный разряд — это разряд, при котором электрическая проводимость газа все время поддерживается ионизацией с помощью *внешнего источника*. Именно с таким разрядом мы имеем дело в случае атмосферы в зоне хорошей погоды. При этом внешним источником, поддерживающим ионизацию воздушной среды, являются, как уже отмечалось, космические лучи, солнечные лучи, радиоактивные излучения.

Самостоятельный разряд — это разряд, при котором проводимость газа обеспечивается *самим электрическим полем* без какого-либо внешнего воздействия. Основным механизмом ионизации газа являются в данном случае соударения с его атомами и молекулами электронов, которые приобрели значительную скорость в электрическом поле. Различают четыре основных типа самостоятельного разряда: *тлеющий, коронный, искровой, дуговой*. В атмосфере в *зонах нарушенной погоды* (в зонах значительной облачности, зонах грозовой деятельности) наблюдаются коронный и искровой самостоятельные разряды. Ниже мы познакомимся с ними подробнее.

Как быстро могла бы разрядиться Земля в условиях повсеместной хорошей погоды?

Непрерывное течение тока проводимости от ионосферы к Земле в зоне хорошей погоды означает, что Земля *постепенно разряжается*. Предположим на минуту, что вся атмосфера — зона хорошей погоды, и будем рассматривать атмосферу как пространство внутри гигантского сферического конденсатора. Внутренняя



сфера-пластина конденсатора — поверхность земного шара (она заряжена отрицательно), внешняя сфера-пластина — нижняя граница ионосферы (заряжена положительно). Заряд на каждой из пластин земного «конденсатора» огромен: $Q = 4 \cdot 10^5$ Кл. Тем не менее текущий в условиях предполагаемой повсеместной хорошей погоды ток от ионосферы к Земле (полный ток равен $I = 1500$ А) должен был бы разрядить такой конденсатор всего за 50 мин! Точнее говоря, за это весьма малое время заряд на поверхности Земли должен был бы уменьшиться в 100 000 раз, т. е. стать равным всего 4 Кл. Убедимся в этом, решив следующую задачу.

Задача

Дано: в начальный момент времени ($t = 0$) заряд пластин конденсатора $Q_0 = 4 \cdot 10^5$ Кл, через конденсатор протекает ток $I_0 = 1500$ А. Надо найти время, за которое заряд на пластинах конденсатора уменьшится в $10^n = 10^5$ раз.

Обозначим через $Q(t)$, $I(t)$, $U(t)$ соответственно заряд на пластине конденсатора, ток разрядки, разность потенциалов пластин в момент времени t . Воспользуемся известными соотношениями:

$$R = \frac{U(t)}{I(t)}; \quad C = \frac{Q(t)}{U(t)},$$

где R и C — электрическое сопротивление и емкость конденсатора (они не зависят от времени). Умножив указанные соотношения одно на другое, получим

$$RC = \frac{Q(t)}{I(t)},$$

или

$$I(t) = \frac{Q(t)}{CR}. \quad (3.5)$$

Далее учтем, что для достаточно малого промежутка времени Δt :

$$I(t) = \frac{-\Delta Q}{\Delta t}. \quad (3.6)$$

Здесь поставлен знак «минус», так как в левой части равенства (3.6) стоит абсолютное значение тока, а $\Delta Q/\Delta t < 0$, коль скоро с течением

времени заряд на пластинах конденсатора уменьшается. Переходя в соотношении (3.6) к пределу при $\Delta t \rightarrow 0$ и используя (3.5), получаем дифференциальное уравнение для функции $Q(t)$:

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{1}{CR}Q(t). \quad (3.7)$$

Читатель, знакомый хотя бы с азами дифференцирования, легко сообразит, что функция, удовлетворяющая уравнению (3.7) и принимающая значение Q_0 при $t = 0$, есть

$$Q(t) = Q_0 e^{-t/CR}. \quad (3.8)$$

Положив $Q_0/Q(t) = 10^n$, находим

$$t = CR \ln 10^n. \quad (3.9)$$

Учитывая, что

$$\ln 10^n = \frac{\lg 10^n}{\lg e} = \frac{n}{\lg e} = \frac{n}{0,43}, \quad (3.10)$$

перепишем (3.9) в виде $t = CRn/0,43$. Величина CR не зависит от t , она равна $Q_0/I_0 = 267$ с. С учетом того, что $n = 5$, получаем окончательно

$$t = (267 \cdot 5/0,43) \text{ с} = 3105 \text{ с} = 52 \text{ мин.}$$

Генераторы атмосферного электричества

Итак, если бы вся атмосфера Земли вдруг оказалась зоной хорошей погоды, то земной конденсатор Земля—ионосфера практически полностью разрядился бы в течение часа. Однако в действительности наша планета неизменно сохраняет свой отрицательный заряд, составляющий, как уже отмечалось, около полумиллиона кулонов. Дело в том, что наряду с токами, непрерывно разряжающими земной конденсатор, существуют встречные токи, которые непрерывно этот конденсатор заряжают. *Токи в зонах разрядки существуют в тех областях земного шара, где в данное время стоит хорошая погода, а токи зарядки возникают в зонах нарушенной погоды.* Зоны нарушенной погоды часто называют генераторами атмосферного электричества.

Надо заметить, что зоны нарушенной погоды — понятие довольно широкое. К ним относятся зоны с повышенной облачностью и прежде всего те области, где в данное время выпадают осадки, происходят грозы, сверкают молнии. Осадки и нисходящие линейные молнии (последние будут рассмотрены в разд. 3.4) переносят положительный заряд с земной поверхности в нижнюю часть облака — возникает положительный электрический ток от Земли к облаку (*ток зарядки*). Заметим, что во время грозы напряженность поля под грозовым облаком превышает 10^4 В/м, причем направлено поле не вниз (как в случае хорошей погоды), а вверх. Ток зарядки возникает также в пространстве между вершиной облака и нижней границей ионосферы; там напряженность поля также направлена вверх.

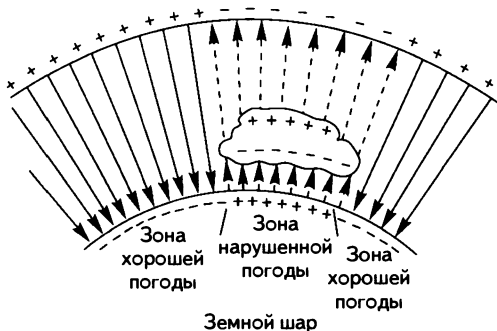


Рис. 3.4

На рис. 3.5 схематически представлена модель глобальной атмосферной электрической цепи. Ее предложил в 1925 г. английский физик Чарльз Вильсон (1869—1959) — исследователь атмосферного электричества, изобретатель трекового детектора заряженных частиц, названного *камерой Вильсона*, лауреат Нобелевской премии по физике). В модели Вильсона электрическое поле атмосферы уподобляется полю сферического конденсатора Земля—ионосфера. В этом поле в зонах хорошей погоды текут токи разрядки (сплошные стрелки на рис. 3.5), а в зонах нарушенной погоды — токи зарядки (штриховые стрелки). Нижняя часть облаков заряжена отрицательно, а верхняя положительно. По индукции облако наводит на подстилающем участке земной поверхности положительный заряд, хотя в целом Земля заряжена отрицательно. Над облаком в ионосфере наводится отри-

цательный заряд, хотя в целом ионосфера остается заряженной положительно.

Итак, земной конденсатор *разряжается в зонах хорошей погоды и заряжается в зонах нарушенной погоды.*

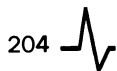
Подчеркнем, что для возникновения токов зарядки принципиально важно, чтобы в процессе образования облака происходила его *электризация*. Иначе говоря, необходимо, чтобы *в облаке заряды разделялись* — отрицательные сосредоточивались в нижней части облака, а положительные — в верхней части. Разделение зарядов происходит в облаках разных типов, но наиболее значителен этот процесс в кучево-дождевом, т. е. грозовом облаке. Поэтому следует подробнее познакомиться с развитием грозового облака.

Мы сделаем это позднее в разд. 3.3, а пока заметим, что молнии и осадки — не единственный механизм токов зарядки. Такую же роль выполняют пылевые бури, метели, извержения вулканов (кстати говоря, тоже нередко сопровождаемые молниями). Все они тоже являются генераторами атмосферного электричества. Кроме того, при приповерхностной напряженности поля 500—1000 В/м происходят почти бесшумные *коронные разряды* с «острых» предметов, находящихся на земной поверхности: мачт, труб, деревьев. В этом случае заряды тихо стекают в атмосферу, внося вклад в токи зарядки.

3.2. ОГНИ СВЯТОГО ЭЛЬМА — КОРОННЫЙ РАЗРЯД В АТМОСФЕРЕ

Наблюдения огней Святого Эльма

«С моря поднималась туча — черная, тяжелая, похожая на горный хребет. Она ползла в степь... И в степной дали, теперь уже черной и страшной, вспыхивали маленькие голубые огоньки. То там, то тут они на миг являлись и гасли. Это были очень странные голубые языки огня, намекавшие на что-то сказочное». Так описывает М. Горький в рассказе «Старуха Изергиль» природное явление, которое поначалу называли *огнями Кастора и Поллукса* (по имени мифологических близнецов), а позднее переименовали в *огни Святого Эльма* — по имени святого Эльма (Эразма), считавшегося покровителем моряков в католической религии.



У Н.С. Гумилева есть такое стихотворение:

Там волны с блесками и всплесками
Непрекращаемого танца,
И там летит скачками резкими
Корабль Летучего Голландца.
Ни риф, ни мель ему не встретятся,
Но, знак печали и несчастий,
Огни Святого Эльма светятся,
Усеяв борт его и снасти.

Во времена парусников огни Святого Эльма часто наблюдали на концах мачт и прямых рей, когда над морем сгушались тучи, предвещавшие грозу (рис. 3.6). Древнеримский философ *Луций Сенека* (4 до н. э. — 65 н. э.) говорил, что во время грозы «звезды как бы нисходят с неба и садятся на мачты кораблей».



Рис. 3.6

Находясь в 1902 г. в Атлантическом океане вблизи островов Зеленого Мыса, капитан клипера «Моравия» оставил такую запись в судовом журнале: «Целый час в море полыхали молнии. Стальные канаты, верхушки мачт, нок-реи, ноки грузовых стрел — все

светилось. Казалось, что на шканцах через каждые четыре фута повесили зажженные лампы, а на концах мачт и нок-рей засветили яркие огни. Свечение сопровождалось необычным шумом: словно мириады цикад поселились в оснастке или с треском горели валежник и сухая трава...»

Огни Святого Эльма разнообразны. Они бывают в виде равномерного свечения, отдельных мерцающих огоньков или искрящихся факелов. Иногда они настолько похожи на язычки пламени, что их бросаются гасить.

Это кажущееся необычным явление имеет простое естественное объяснение: перед нами *коронный разряд в атмосфере*. Его часто наблюдают во время гроз и снежных бурь. Этот электрический разряд называют *коронным*, поскольку он как бы венчает тот или иной предмет короной. При таком разряде из различных острых выступов наземных предметов (шпилей, высоких шестов, корабельных мачт, ветвей деревьев, башен и т. п.) начинают выскакивать одна за другой маленькие электрические искры. Если искр много и процесс длится относительно долго, мы видим голубоватое сияние, которое может походить на язычки пламени.

В декабре 1957 г. коронный разряд наблюдали рыболовы на льду Плещеева озера под Переславлем-Залесским. Вот как об этом рассказывают очевидцы. Солнце уже село, шел мокрый снег. Один из рыбаков высоко поднял над лункой свою удочку, и вдруг ее конец вспыхнул голубоватым огоньком. Казалось, удочка загорелась, и рыбак даже попытался «потушить» огонь другой рукой в варежке. Другие рыбаки тоже стали поднимать свои удочки. У многих появились злополучные огоньки, которые исчезали, когда к концам удочек подносили руку и тем более, когда касались их.

Часто свидетелями коронного разряда в атмосфере оказываются альпинисты. Они наблюдают светящиеся кисточки разряда не только на концах металлических предметов, например ледорубов, но и на кончиках волос на голове.

С коронным разрядом необходимо считаться, имея дело с высоковольтными линиями электропередач. При наличии острых концов мачт или слишком тонких проводов начинается коронный разряд. Его можно слышать, проходя под проводами высоковольтной линии; они издают легкое жужжание. Коронный заряд, естественно, приводит к утечке электроэнергии. Чем выше напряжение высоковольтной линии, тем толще должны быть провода.

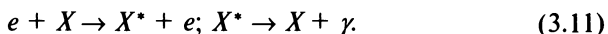


Возбуждение и ионизация атомов (молекул) электронным ударом

Образование ионосферы объясняется фотоионизацией молекул и атомов атмосферного воздуха, т. е. ионизацией под действием излучения Солнца (см. разд. 3.7). *Фотоионизация* — основной физический механизм, обуславливающий возникновение несамостоятельного электрического разряда в зонах хорошей погоды. А вот возникновение коронного разряда с фотоионизацией не связано; оно вызвано процессами *ударной ионизации* — когда молекулы и атомы атмосферного воздуха ионизируются, подвергаясь ударам со стороны свободных электронов. Забегая вперед, заметим, что возникновение в зонах нарушенной погоды искрового разряда (иначе говоря, линейной молнии) обусловлено одновременно двумя процессами: ударной ионизацией и фотоионизацией (поглощением фотонов ультрафиолетового излучения, испускаемого лидером молнии).

Познакомимся поближе с ударной ионизацией или, точнее говоря, с *возбуждением и ионизацией атомов (молекул) электронным ударом*. Такое знакомство — необходимая предпосылка разговора о физике коронного разряда.

Предположим, что электрон массой m соударяется с частицей (атомом или молекулой) массой M . Возможны различные исходы. Например, возможно *неупругое соударение первого рода*:

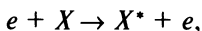


Здесь e — электрон; γ — фотон; X — молекула (атом); знак «*» указывает на то, что частица возбуждена. Возможно также *неупругое соударение второго рода*:



Обратим внимание: именно в этом случае и происходит интересующая нас ударная ионизация — рождаются положительный ион X^+ и еще один электрон. Появление еще одного электрона обеспечивает возникновение лавинообразного рождения электронов — возникает огонь Святого Эльма.

Выпишем соотношения, выражающие *законы сохранения энергии и импульса* в процессе



полагая для простоты, что до соударения частица X покоилась:

$$\frac{1}{2}mv_0^2 = \frac{1}{2}Mv_1^2 + \frac{1}{2}mv_2^2 + W; \quad mv_0 = Mv_1 - mv_2. \quad (3.13)$$

Здесь v_0 — модуль скорости налетающего электрона; v_1 и v_2 — соответственно модули скорости частицы X^* и электрона после соударения (удар полагаем центральным; после удара электрон отскакивает назад, поэтому импульс mv_2 берется со знаком «минус»); W — внутренняя энергия частицы X^* (*энергия возбуждения*). Исключив v_2 из равенств (3.13), получим

$$W = Mv_0v_1 - \frac{1}{2}Mv_1^2 \frac{M+m}{m}. \quad (3.14)$$

При заданной скорости v_0 налетающего электрона энергия возбуждения W будет, как мы видим, зависеть от скорости v_1 частицы X^* . Наибольшее возможное значение энергии возбуждения W_{\max} достигается при

$$v_1 = v_0 \frac{m}{M+m}. \quad (3.15)$$

Подставив (3.15) в (3.14), находим:

$$W_{\max} = \frac{1}{2}mv_0^2 \frac{M}{M+m}. \quad (3.16)$$

Для читателя, умеющего дифференцировать, заметим, что результат (3.15) можно получить, если продифференцировать функцию $W(v_1)$, представленную в (3.14), и затем приравнять производную нулю:

$$\frac{dW}{dv_1} = Mv_0 - Mv_1 \frac{M+m}{m} = 0.$$

Поскольку $m \ll M$, то соотношение (3.16) можно переписать в виде:

$$W_{\max} \approx \frac{1}{2}mv_0^2. \quad (3.17)$$

Таким образом, при неупругом соударении первого рода может превратиться в энергию возбуждения *почти вся кинетическая энергия налетающего электрона*. Если бы, например, рассматривался не

электронный удар, а соударение атома с атомом, то при условии равенства масс соударяющихся частиц ($m = M$) соотношение (3.16) приняло бы вид

$$W_{\max} = \frac{1}{4} M v_0^2.$$

Значит, не более половины кинетической энергии налетающей частицы могло бы тогда превратиться в энергию возбуждения частицы-мишени.

Читатель, возможно, заметит, что результат (3.16) получен для процесса, в котором происходит не ионизация, а только возбуждение частицы X . А какое это имеет отношение к интересующему нас процессу ударной ионизации (3.12)? Конечно, уравнения (3.13) не годятся в случае ионизации, поскольку после соударения появляются не две частицы $X^* + e$, а три частицы $X^+ + e + e$. Однако заключение о том, что возможна передача всей энергии налетающего электрона внутренней энергии частицы-мишени, остается в силе. Просто теперь полученная частицей-мишенью энергия w пойдет не на возбуждение, а на отрыв электрона, т. е. будет *энергией ионизации*.

Обозначим через W_i энергию ионизации данной молекулы (атома). Исходя из результата (3.17), который можно отнести также к случаю ионизации, заключаем, что необходимым условием ударной ионизации частицы является неравенство:

$$\frac{1}{2} m v_0^2 > W_i. \quad (3.18)$$

Обратим внимание на то, что данное условие *необходимое*, но отнюдь не *достаточное*. Существует лишь некоторая вероятность того, что акт ионизации произойдет. При выполнении условия (3.18) акт ионизации может произойти, но может и не произойти. При невыполнении условия (3.18) акт ионизации определенно не произойдет.

Физика коронного разряда

Напомним, что если проводник поместить в электрическое поле, то его свободные заряды *распределятся по его поверхности*, экранируя тем самым поле внутри проводника (там $E = 0$). Утверждение об отсутствии электрического поля внутри проводни-

ка справедливо как для заряженного проводника, так и незаряженного проводника, помещенного во внешнее электрическое поле.

Обозначим через σ физическую величину, называемую *поверхностной плотностью заряда*; она измеряется в единицах Кл/м². Допустим, проводник — шар радиусом r , обладающий электрическим зарядом Q . Этот заряд будет распределен по поверхности шара равномерно. Поверхностная плотность зарядов в данном случае всюду одинакова и равна

$$\sigma = \frac{Q}{4\pi r^2}. \quad (3.19)$$

Модуль напряженности электрического поля, создаваемого нашим шаром, равен в непосредственной близости от поверхности шара

$$E = k \frac{Q}{r^2}, \quad (3.20)$$

где

$$k = \frac{1}{4\pi\epsilon_0};$$

$\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Кл²/(Н · м²) — *электрическая постоянная*. Исключив Q из равенств (3.19) и (3.20), находим

$$E = 4\pi k \sigma. \quad (3.21)$$

Этот результат можно было бы получить также из *теоремы Гаусса*. Поэтому он справедлив в *общем случае*, а не только для заряженного шара. *Напряженность электрического поля над данной точкой поверхности любого проводника равна по модулю $4\pi k \sigma$, где σ — поверхностная плотность зарядов в рассматриваемой точке поверхности*. Направлен вектор напряженности поля перпендикулярно к поверхности в данной точке (он направлен прочь от проводника, если тот заряжен положительно, и внутрь проводника, заряженного отрицательно).

Известно, что заряды на поверхности проводника скапливаются гуще в тех ее местах, где имеется выпуклость меньшего радиуса кривизны. Согласно (3.21), в этих же местах будет больше напряженность электрического поля. Возьмем для примера металлический наконечник в виде конуса (рис. 3.7). Над точкой B напряженность поля больше, чем над точкой C . Наибольшая напряженность будет,

очевидно, над точкой A , т. е. непосредственно у острия; обозначим ее через E_A .

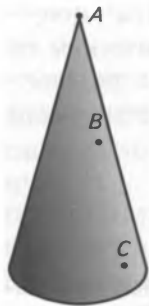


Рис. 3.7

Теперь представим себе, что вблизи точки A пролетает в атмосфере электрон. Он попадает в поле напряженностью E_A , которое сообщает ему кинетическую энергию

$$\frac{1}{2} m v_0^2 = q E_A \lambda. \quad (3.22)$$

Здесь q — заряд электрона ($q = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл); λ — длина свободного пробега электрона в воздухе, т. е. среднее расстояние, которое он пролетает от одного столкновения с молекулой (атомом) воздуха до другого. Величина $q E_A \lambda$ есть работа, которую совершает на пути λ сила $q E_A$, действующая со стороны поля на электрон. Эта работа превращается в кинетическую энергию электрона $m v_0^2 / 2$.

Согласно (3.18) и (3.22), *необходимое условие ударной ионизации* молекул (атомов) воздуха электроном вблизи острия A имеет вид

$$q E_A \lambda > W_i. \quad (3.22)$$

Следовательно, поле E_A вблизи острия должно удовлетворять неравенству

$$E_A > \frac{W_i}{q \lambda}. \quad (3.23)$$

Так как $W_i \approx 10$ эВ, а $\lambda \approx 10^{-5}$ м при давлении воздуха около 1 атм, то из (3.24) следует, что для ударной ионизации нужна напряженность поля вблизи острия не менее 10^6 В/м. Это значение намного выше приповерхностной напряженности поля атмосферы при наблюдениях огней Святого Эльма, равной, как уже отмечалось, $(0,5 - 1) \cdot 10^3$ В/м. Напряженность выше 10^6 В/м возникает лишь в непосредственной близости острия, потому что там скапливаются заряды и, соответственно, поле оказывается *весьма неоднородным*.

В целом процесс ионизации молекул воздуха, порождающий огонь Святого Эльма на данном острие, имеет *лавинный характер*. После первого акта ионизации возникают вместо одного два свободных электрона. Эти два электрона, ускоряясь в неоднородном электрическом поле, могут инициировать следующие два акта ионизации — и появятся четыре свободных электрона. И так далее.

Огонь Святого Эльма в счетчике Гейгера—Мюллера

Коронный разряд лежит в основе действия важного физического прибора — *счетчика Гейгера—Мюллера*, предназначенного для подсчета пролетающих в воздухе электрически заряженных элементарных частиц. Счетчик состоит из небольшого металлического цилиндра и тонкой металлической проволоки, натянутой по оси цилиндра и изолированной от него (рис. 3.8). Счетчик включен в цепь, содержащую источник тока, создающего напряжение несколько тысяч вольт. Напряжение выбирают так, чтобы оно было немного меньше напряжения, необходимого для зажигания коронного разряда внутри цилиндра. Когда в цилиндр попадает заряженная частица, она ионизирует молекулы газа внутри цилиндра, вследствие чего напряжение, необходимое для зажигания короны, немного понижается. В результате в цилиндре возникает разряд, а в цепи появляется слабый кратковременный электрический ток.

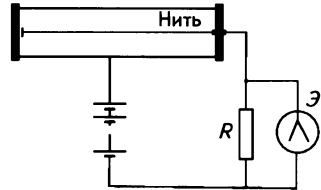


Рис. 3.8

Ток, возникающий в счетчике, весьма мал, но его можно сделать вполне заметным, если ввести в цепь очень большое сопротивление R и параллельно к нему присоединить чувствительный электрометр \mathcal{E} . (см. рис. 3.8). При возникновении в цепи тока I на концах сопротивления создается напряжение IR . Если выбрать сопротивление очень большим (порядка 10^6 Ом), но существенно меньшим сопротивления электрометра, то даже весьма слабый ток вызовет заметное напряжение. Поэтому при каждом попадании заряженной частицы в счетчик листки электрометра будут расходиться.

3.3. ГРОЗОВОЕ ОБЛАКО

Рождение, развитие и разрушение грозного облака

В появлении и развитии грозного облака (тучи) можно четко различить четыре последовательных этапа.

Первый этап — предгрозые. С утра жарко и душно, стоит полная тишина. «Парит! Быть грозе» — уверенно предсказывают бывалые люди. На данном этапе происходит зарождение грозового облака. Оно хорошо описано в стихотворении В.С. Шефнера:

На кустиках нежных синее черника,
Ни шороха ветра, ни птичьего крика.
Над гладкой рекой, над лесными местами
Легла тишина голубыми пластами.
Шагаю — а зной над лесными холмами
Прозрачными к небу восходит волнами,
И зреет зерно неминуемой бури
В дремучем покое, в недвижной лазури.

Второй этап — начальное развитие грозового облака. Воздух становится более влажным, в нем будто разливается слабый туман. В вышине возникает, растет, постепенно темнеет кучево-дождевое облако, превращаясь в тучу. Увеличивающаяся туча закрывает солнце, и все вокруг сразу становится мрачным, устрашающим. Возникает теплый ветер, поднимающий вверх сухие листья. Замолкли птицы, вся природа словно бы затаилась в ожидании. Этот этап очень точно описан в стихотворении И.С. Тургенева:

Уже давно вдали толпились тучи
Тяжелые — росли, темнели грозно.
Вот сорвалась и двинулась громада.
Шумя, плывет и солнце закрывает
Передовое облако. Внезапно
Туман разлился в воздухе. Кружатся
Сухие листья. Птицы притаились...

Третий этап — зрелое грозовое облако. Сверху из облака устремляются к земле мощные потоки холодного воздуха.

Вдруг полнеба потемнело,
Тучи громовой громада
Сильным холодом дохнула.

Так говорится об этом в эстонском эпосе «Калевипоэг». Потоки холодного воздуха ударяются о поверхность земли и порождают пылевые вихри. И тут же начинается сильный дождь, а иногда и град. Сверкают молнии, гремит гром. Продолжим цитировать стихотворение И.С. Тургенева:

Большие капли падают... и вдруг
Помчалась пыль столбами по дорогам;
Поднялся вихрь и по стенам и крышам
Ударил злобно. Хлынули потоки
Дождя... Запрыгал угловатый град...
Крутятся, бьются, мечутся деревья...
Смешались тучи... молнья! Ждешь удара...
Загрохотал и прокатился гром.
Сильнее дождь... Широкими струями,
Волнуясь, льет и хлещет он — и ветер
С воды срывает брызги...

Четвертый этап — разрушение грозного облака. Грозное облако заметно уменьшилось, начало разрушаться. Его вершина вытянулась горизонтально. Дождь ослабел, ветер заметно стих. Еще немного, и в просветах туч появляется солнце. Вся природа постепенно оживает. Остатки тучи уходят вдаль. В воздухе необычайная свежесть. А. Пушкин, обращаясь к «последней туче рассеянной бури», заканчивает свое стихотворение строками:

Довольно, сокройся! Пора миновалась,
Земля освежилась, и буря промчалась,
И ветер, лаская листочки древес,
Тебя с успокоенных гонит небес.

Завершилась недолгая жизнь грозного облака. Прекратилась гроза, внося свой вклад в общую картину токов зарядки.

Восходящие и нисходящие воздушные потоки в грозном облаке

Грозное облако образуется в жаркий день — когда воздух у поверхности земли сильно прогрет и насыщен водяными парами. Происходит *мощная конвекция*: потоки нагретого влажного воздуха устремляются вверх. Подъем воздушных масс еще больше усилится, если ветер пригонит холодный воздух. Стелющиеся по земле массы холодного воздуха *поддвигаются* под нагретую воздушную массу и приподнимают ее вверх. Недаром именно на *холодных атмосферных фронтах* часто образуются кучево-дождевые облака, становящиеся грозными облаками.



Будем рассматривать изолированное (одиночное) грозовое облако; его горизонтальная протяженность составляет несколько километров. Такое рассмотрение годится также и тогда, когда образуется гряда грозовых облаков. В этом случае облака можно рассматривать как отдельные *грозовые ячейки*, которые, хотя и примыкают друг к другу своими боками, однако вполне могут считаться взаимно независимыми. Все процессы, происходящие в одной грозовой ячейке, совершаются также в других — разве лишь со сдвигом во времени. Наше одиночное грозовое облако — это, по сути дела, одна из грозовых ячеек.

Три этапа жизни грозового облака (начальное развитие, полноценное развитие, разрушение) схематически показаны на рис. 3.9. Стрелками изображены направления воздушных потоков в облаке и рядом с ним. *Непрерывной* линией выделен объем облака, в котором содержатся только водяные капли; *штриховой* — объем, в котором наряду с каплями присутствуют ледяные кристаллы; *пунктирной* — объем, содержащий только ледяные кристаллы. Разумеется, эти объемы показаны приблизительно.

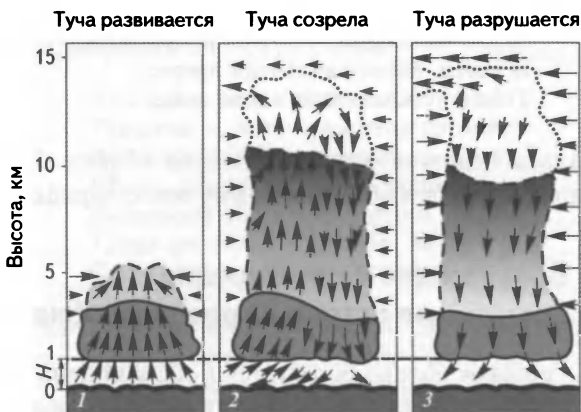


Рис. 3.9

На этапе начального развития (позиция 1) наблюдаются *мощные восходящие потоки воздуха* под облаком и внутри него. Содержащиеся в воздушных восходящих потоках водяные пары, начиная с высоты H (уровня конденсации) начинают конденсироваться. Процесс конденсации продолжается при дальнейшем подъеме воздушных

масс, вследствие чего облако быстро растет в высоту. По мере подъема скорость восходящих потоков внутри облака возрастает. Обратим внимание на приток с боков холодного воздуха, окружающего облако (рассматривая ранее физику образования кучевого облака, мы пренебрегали боковым притоком воздуха).

Впрочем, все это совершается в вышине, а земной наблюдатель видит лишь постепенно разрастающееся и приобретающее все более темный цвет облако и, кроме того, ощущает горизонтальные потоки ветра. Это приповерхностный воздух устремляется под тучу — в область пониженного давления, образовавшуюся в результате подъема воздушных масс. Если под формирующуюся тучу проникнет откуда-нибудь с водоема холодный воздух, то будет происходить некоторое охлаждение начавших подниматься вверх влажных воздушных масс — в результате может возникнуть легкая *туманная дымка*. Помните у Тургенева: «...Внезапный туман разлился в воздухе?»

Мощные восходящие потоки воздуха (значительно более мощные, чем в случае обычного кучевого облака) обуславливают сильный рост грозового облака в высоту. Верхняя граница облака называется на высоте 10—15 км; она может достигать 20 км. На таких высотах восходящие воздушные потоки постепенно затухают. Там образуются скопления ледяных кристаллов, которые *начинают падать сквозь облако вниз, увлекая за собой некоторое количество холодного воздуха*. Нисходящий холодный воздушный поток, выходя из облака, мощно ударяет по поверхности земли («Тучи громовой громада сильным холодом дохнула») — появляется сильный порывистый приповерхностный ветер с пылевыми вихрями. Одновременно из облака *начинаются интенсивные осадки*. Важно отметить, что возникший у вершины грозового облака нисходящий поток холодного воздуха, попадая в нижние «этажи» облака, не затухает, а напротив, *усиливается*.

Таким образом, наблюдается довольно сложная картина — наряду с восходящими потоками воздуха, нагретого у поверхности земли, существуют нисходящие потоки воздуха, охладившегося в верхней части облака. Такая картина соответствует *созревшему* грозовому облаку (позиция 2 на рис. 3.9).

Падающие вниз сквозь грозовое облако воздушные массы, вызывая ливень и, возможно, град, гасят встречные восходящие потоки воздуха. А это означает, что грозовое облако *начинает разрушаться* — вслед за этапом зрелости быстро наступает этап разрушения тучи



(позиция 3 на рис. 3.9). Теперь внутри грозового облака существуют только нисходящие воздушные потоки. Постепенно деятельность ветра прекращается, дождь стихает. Туча буквально на глазах «худеет», ее вершина вытягивается по направлению ветра, напоминая наковальню.

Заметим, что разделение жизни грозового облака на этапы является вполне четким. *На этапе начального развития в облаке наблюдаются лишь восходящие воздушные потоки, притом достаточно мощные. На этапе зрелости наряду с восходящими возникают также нисходящие потоки воздуха, вызывающие бурное выпадение осадков. Наконец, на этапе разрушения восходящие воздушные потоки вообще прекращаются, а нисходящие потоки доводят процесс разрушения тучи до конца.*

Объяснение динамики воздушных потоков в грозовом облаке

Почему в формирующемся грозовом облаке возникают мощные восходящие воздушные потоки, обеспечивающие сильное развитие облака в высоту? Почему нисходящие воздушные потоки в зрелом грозовом облаке, возникнув, далее уже не прекращаются, а усиливаются?

На первый вопрос мы фактически уже ответили ранее, рассматривая образование обычного кучевого облака. Напомним, в чем тут дело. Поднимаясь от нагретой земной поверхности, воздух *адиабатно расширяется и потому охлаждается*. Охлаждение приводит к конденсации водяных паров, начинающейся с некоторой высоты H , определяющей нижнюю границу облака. Благодаря *выделяющейся при конденсации теплоте парообразования* воздух в облаке несколько разогревается и оказывается более теплым, а значит, и более легким, чем воздух на данной высоте вокруг облака. В результате восходящий воздушный поток внутри облака не прекращается, а напротив, усиливается, обуславливая вертикальное развитие облака. В грозовом облаке конденсация паров идет интенсивнее, чем в обычном кучевом облаке. Ведь приповерхностный воздух был сильнее нагрет и сильнее насыщен влагой. В результате восходящие потоки в грозовом облаке оказываются значительно более мощными, и высота грозового облака в несколько раз превышает высоту обычного кучевого облака.

Естественно, что по мере увеличения высоты облака все более важным становится приток в него бокового холодного воздуха. Этот воздух перемешивается с поднимающимся вверх сравнительно теплым воздухом внутри облака, охлаждает его и тем самым затормаживает дальнейший рост облака. При рассмотрении кучевого облака можно было пренебречь притоком холодного воздуха, учитывая, что обычное кучевое облако развивается в высоту не более, чем на 4—5 км. Понятно, что в случае грозового облака указанный приток холодного воздуха становится принципиально важным. Он приводит не только к прекращению на больших высотах (более 10 км) восходящих потоков, но и обеспечивает существование нисходящих потоков, зарождающихся в вершине облака. Иными словами, именно в учете притока бокового холодного воздуха содержится, в конечном счете, ответ на второй из поставленных выше вопросов.

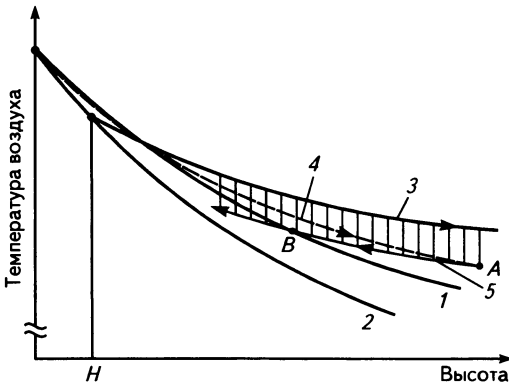


Рис. 3.10

Сделанные замечания поясним при помощи рис. 3.10. Аналогичный рисунок для кучевого облака был приведен в разд. 2.4 (напомним рис. 2.16). Температурные кривые 1, 2, 3 на рис. 3.10 имеют тот же смысл, что и соответствующие кривые на рис. 2.16. Кривая 1 представляет уменьшение с высотой температуры неподвижного воздуха, т. е. воздуха, окружающего облако, кривая 2 — уменьшение с высотой температуры поднимающегося сухого воздуха, т. е. воздуха, в котором нет водяных паров и, значит, нет конденсации, кривая 3 — уменьшение с высотой температуры поднимающегося влажного воздуха с учетом конденсации паров, которая начинается с высоты H . Кроме того, на рис. 3.10 имеются кривые, отсутствовавшие на рис. 2.16.



Речь идет о температурных кривых 4 и 5. Кривая 4 (пунктирная) представляет уменьшение с высотой температуры поднимающегося вверх влажного воздуха, в который все время *добавляется холодный боковой воздух*. Приток холодного воздуха заметно уменьшает температуру восходящего воздушного потока — поэтому кривая 4 идет ниже кривой 3. Предположим, что на некоторой высоте (точка А на рис. 3.10) зародился нисходящий воздушный поток; его температура будет возрастать по мере уменьшения высоты, следуя кривой 5. На всех высотах кривая 5 равноотстоит от кривой 3. Как видно из рисунка, в некоторой точке В кривая 5 пересечется с кривой 1. После этого падающая вниз воздушная масса оказывается *холоднее воздуха, окружающего облако*, и дальнейшее ее падение становится неотвратимым.

Электризация грозового облака

Настало время поговорить о том, как происходит *разделение электрических зарядов* в грозовом облаке. Почему в верхней части облака накапливаются положительные заряды, а в нижней части отрицательные?

Общая точка зрения на этот счет такова. В воздушных потоках внутри облака неизбежны процессы *дробления* как водяных капель, так и кристаллов льда. При этом более мелкие (а значит, и более легкие) капли и кристаллы заряжаются, как правило, положительно, а более крупные (более тяжелые) — отрицательно. Восходящие воздушные потоки поднимают к вершине облака главным образом мелкие частицы и тем самым заряжают верхнюю часть облака положительно. Крупные же частицы падают к основанию облака, заряжая его нижнюю часть отрицательно.

Попробуем понять, почему мелкие водяные капли заряжаются положительно, а крупные отрицательно. В каждой капле происходит диссоциация некоторой части молекул H_2O на ионы OH^- и H^+ . Энергия, высвобождающаяся при конденсации водяного пара в каплю воды, может частично расходоваться на то, чтобы вырвать из капли некоторое количество ионов H^+ . Таким образом, можно себе представить, что вокруг капли образуется «облако» ионов H^+ , а сама капля оказывается при этом заряженной отрицательно. Чем крупнее капля, тем больше около нее ионов H^+ и соответственно тем больше отрицательный заряд капли.

Теперь вообразим, что мелкая и крупная водяные капли находятся рядом друг с другом и что из мелкой капли вылетели 10 ионов H^+ , а из крупной 100 ионов H^+ (числа взяты условно). Конечно, такую картину надо представлять не статически, а динамически — вылетевшие из капель ионы H^+ могут возвращаться назад в капли. Чтобы мелкая капля стала снова электронейтральной, нужно, чтобы в нее вернулись 10 ионов H^+ . Однако вблизи капли находятся 110 ионов H^+ и, значит, с большой вероятностью в нашу каплю вернутся более десяти ионов H^+ , в результате чего мелкая капля окажется положительно заряженной. После этого крупная капля вынуждена оставаться заряженной отрицательно. Получается, что при наличии рядом мелких и крупных капель должен происходить фактически *перенос ионов H^+ от крупных капель к мелким*.

Можно было бы указать несколько возможных физических механизмов, приводящих к разделению электрических зарядов в облаке. Строго говоря, все они должны рассматриваться как гипотезы. Один из механизмов был предложен *Чарльзом Вильсоном*. Познакомимся с ним в самых общих чертах.

Представим себе водяную каплю, которая начинает падать сквозь грозное облако. Напомним, что капля находится в электрическом поле атмосферы, направленном вниз — от ионосферы к Земле. Поле поляризует каплю так, что ее верхняя часть оказывается заряженной отрицательно, а нижняя положительно. Теперь представим себе, что на пути падающей капли встречаются ионы атмосферы (как положительные, так и отрицательные). Передняя (по движению) часть капли заряжена положительно, поэтому встретившиеся положительные ионы будут отброшены в сторону, тогда как отрицательные ионы, напротив, будут притянуты к капле (рис. 3.11).

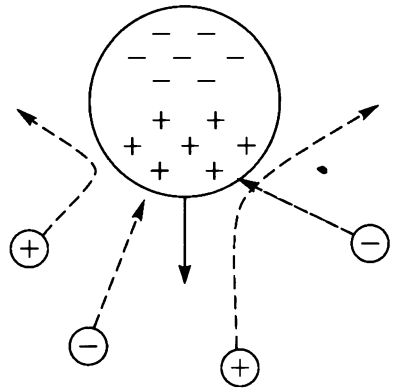


Рис. 3.11

Конечно, оказавшиеся позади падающей капли положительные ионы могут притянуться к ее отрицательно заряженной верхней части. Однако надо иметь в виду, что капля падает достаточно бы-



стро (особенно если это крупная капля), а ионы не очень подвижны; поэтому многие ионы попросту не успеют догнать удаляющуюся от них каплю.

В результате в процессе своего падения капля будет приобретать все больший отрицательный заряд. Поэтому в нижней части облака будет накапливаться отрицательный заряд. В то же время отброшенные в сторону положительные ионы будут снесены к вершине грозового облака восходящими потоками и увеличат положительный заряд в верхней части облака.

Рассмотренный механизм электризации грозового облака достаточно нагляден. Однако в облаке не так уж много малоподвижных ионов. Даже если бы все отрицательные ионы были захвачены падающими каплями, а все положительные отброшены, то и в этом случае возникающий в грозовом облаке заряд был бы в десятки и даже сотни раз меньше наблюдаемого в действительности. Более существенную роль в электризации грозового облака играет, по-видимому, *обледенение его верхней части*, происходящее в процессе формирования облака. Довольно трудно наглядно представить этот механизм. Поэтому ограничимся некоторыми качественными пояснениями, позволяющими понять его в общих чертах.

Как известно, над поверхностью любого тела имеется «облако» электронов. Это электроны, у которых энергия теплового движения оказалась достаточно большой. Данное явление называют *термоэлектронной эмиссией*. Существует специальное понятие: *работа выхода* — минимальная энергия электрона, при которой он может вылететь из данного вещества. Работа выхода различна для разных веществ. Предположим, что приведены во взаимный контакт вещества A и B . Пусть из вещества A электронам легче вылететь, чем из B (у вещества A работа выхода меньше, чем у B). Понятно, что термоэлектронная эмиссия из A будет происходить интенсивнее, чем из B . В результате часть электронов перейдет из A в B , вещество B зарядится отрицательно, а вещество A положительно. Между контактирующими веществами возникнет разность потенциалов; ее называют *контактной разностью потенциалов*. Возникнув, она будет препятствовать дальнейшему переходу электронов из A в B — устанавливается равновесие.

Теперь обратимся к грозовым облакам. Они содержат как водяные капли, так и ледяные кристаллы. Вода и лед, таким образом, контактируют здесь друг с другом. За счет контактной разности по-

тенциалов, возникающей между льдом и водой, как раз и происходит электризация облака.

Итак, электризация облака приводит к тому, что его верхняя часть заряжается положительно, а нижняя отрицательно. И как следствие, на подстилающем участке земной поверхности наводится положительный заряд (рис. 3.12). Нижнюю часть грозового облака и подстилающий участок поверхности образуют конденсатор. Этот конденсатор разряжается, во-первых, за счет молний, проскакивающих между грозовым облаком и земной поверхностью, а во-вторых, за счет осадков. И в том, и другом случае происходит перенос положительных зарядов с поверхности земли в облако.

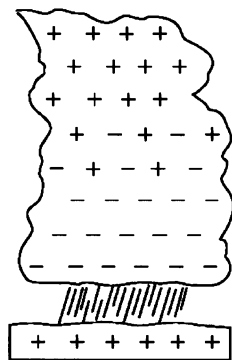


Рис. 3.12

В древнеиндийском поэтическом сборнике «Семьсот стихотворений», создание которого датируют III—VII вв., есть такие строки:

Слышите, как надрываются там грозовые могучие тучи,
Землю веревками ливней пытаюсь поднять в поднебесье?

Здесь интересна мысль о существовании *сил притяжения между тучей и землей*. Такие силы действительно есть — это силы электрического притяжения, действующие между зарядами разных знаков. Конечно, автор четверостишия не мог и подумать об электрической природе этих сил (представления об электричестве сформировались много позднее), однако впечатляет догадка о существовании каких-то сил между тучей и землей, возникающая у неизвестного нам поэта при виде струек ливневого дождя.

3.4. ЛИНЕЙНАЯ МОЛНИЯ — ИСКРОВОЙ РАЗРЯД В АТМОСФЕРЕ

Эволюция представлений о природе молнии

Вполне понятно, что молния и гром первоначально воспринимались людьми как проявление божьего гнева. У разных народов главными почитались боги-громовержцы — Зевс у древних



греков, Юпитер у римлян, Индра у индусов, Тор у скандинавов, Перун у славян. Вместе с тем пытливый человеческий ум с давних времен стремился постичь природу молнии и грома, понять их естественные причины.

Так, *Аристотель* полагал, что при грозе облака соударяются, производя гром, и при этом из них вытесняется некая «материя ветра» (Аристотель называл ее «пневмой»), которая вспыхивает огнем. «Молния возникает после удара и позже грома, но кажется, что раньше, потому что наше зрение опережает слух». Так писал Аристотель во второй книге своей знаменитой «Метеорологии».

Многие столетия, включая средние века, считалось, что молния — это «огненный пар», зажатый в водяных парах туч. Расширяясь, он как бы прорывает их в наиболее слабом месте и быстро устремляется к земле. Об этом упоминается, например, в «Божественной комедии» Данте:

И как огонь, из тучи упадая,
Стремится вниз...

Вот перед нами старинный учебник физики. Издан в 1760 г. в Санкт-Петербурге и имеет длинное название: «Вольфианская теоретическая физика с немецкого подлинника, сокращенная, переведена на российский язык Императорской Академии Наук переводчиком Борисом Волковым». На странице 110 учебника читаем: «Что молния есть действительно огонь, оное явствует из того, что она по прикосновению своем к телам оные зажигает. А что огонь сей состоит из серных загоревшихся частиц, оное из серного запаха, который исходит от тел, молнией пораженных, ясно познается». Итак, молния есть огонь, который «состоит из серных загоревшихся частиц». Заметим, что такое утверждение переведено на русский язык в 1760 г., т. е. восемь лет спустя после того, как была установлена электрическая природа молнии. Думается, что переводчик Императорской Академии Наук должен был бы знать об этом.

В 1752 г. американский ученый и государственный деятель *Бенджамин Франклин* (1706—1790) экспериментально доказал, что молния — это *сильный электрический разряд*. Он выполнил знаменитый опыт с воздушным змеем, который был запущен в воздух при приближении грозы. На крестовине змея была укреплена заостренная проволока, к концу бечевки привязаны ключ и шелковая лента. «Как только грозовая туча окажется над змеем, — писал Франклин в письме к

другу, — заостренная проволока станет извлекать из нее электрический огонь, и змей вместе с бечевою наэлектризуется... А когда дождь смочит змей и бечеву, сделав их способными проводить электрический огонь, вы увидите, как он обильно стекает с ключа при приближении вашего пальца». Встречающееся здесь словосочетание «электрический огонь» мы сегодня переводим как «электрический заряд».

Опыт Франклина с некоторыми изменениями был вскоре повторен рядом ученых. Одновременно с Франклином исследовали молнию и установили ее электрическую природу российские ученые *Михаил Васильевич Ломоносов* (1711—1765) и *Георг Рихман* (1711—1753). С середины XVIII в. стало понятно, что молния представляет собой *мощный электрический разряд, возникающий при достаточно сильной электризации облаков*.

Исходя из электрической природы молнии Франклин создал громоотвод, который правильнее было бы называть «молниеотводом». Это был длинный металлический стержень, который устанавливался вертикально и одним концом уходил в землю. Он предохранял постройки от поражения молнией.

Три вида линейных молний

Грозы всегда сопровождаются молниями. Как правило, это так называемые *линейные молнии*. Изредка наблюдаются молнии еще двух типов *шаровые* и *четочные* (последних называют также *жемчужными*). Шаровая молния имеет вид светящегося шара, а четочная (жемчужная) — цепочки светящихся шаров, разделенных темными промежутками около 10 м и напоминающих четки или жемчуг, нанизанный на нить.

Познакомимся поближе с *линейной молнией*. Она представляет собой гигантский (длиной до нескольких километров) *искровой разряд в атмосфере*. Этот разряд в лабораторных условиях показан на рис. 3.13. Он возник между дву-

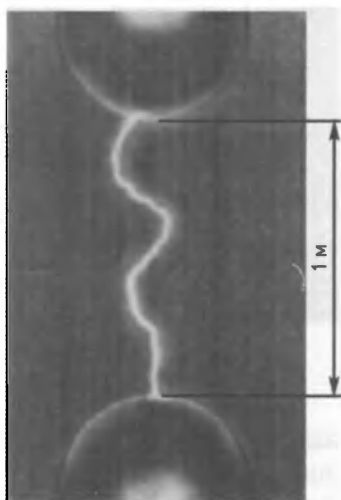


Рис. 3.13

мя шарообразными электродами, находящимися на расстоянии примерно метра друг от друга. Для возникновения разряда нужно было довести напряженность электрического поля между электродами до $3 \cdot 10^6$ В/м. Такая же напряженность нужна и для возникновения молнии во время грозы. Роль электродов при этом играют грозовые облака и находящийся под ними участок земной поверхности.

Различают три вида линейных молний: *нисходящие*, *восходящие* и *внутриоблачные (межоблачные)*.

Когда на этапах начальной и зрелой грозы нижняя часть грозового облака заряжена отрицательно, а подстилающая поверхность земли положительно, может возникнуть (при соответствующей напряженности поля) *нисходящая линейная молния* (рис. 3.14). Она развивается (часто говорят: «прорастает») от грозового облака к земле и *ветвится в направлении сверху вниз*. Можно сказать, что нисходящая линейная молния стартует в основании грозового облака.

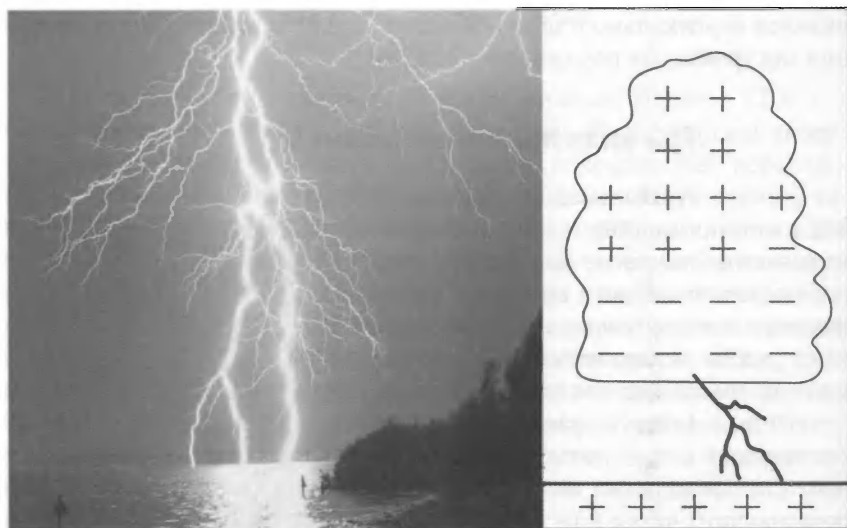


Рис. 3.14

Одновременно с появлением нисходящих молний начинают выпадать осадки из созревшей тучи, и, как отмечалось ранее, восходящие воздушные потоки внутри облака постепенно прекращаются, уступая место нисходящим. Те довольно быстро разрушают тучу. В процессе разрушения тучи положительно заряженные ледяные кри-

сталлы опускаются вниз, превращаются в водяные капли и заряжают все облако положительно. Положительно заряженное облако наводит на подстилающей поверхности земли отрицательные заряды. Теперь становится возможным возникновение *восходящих линейных молний*. Они «прорастают» от земной поверхности к облаку, *ветвятся в направлении снизу вверх*, стартуя с какого-либо высокого наземного объекта (рис. 3.15).

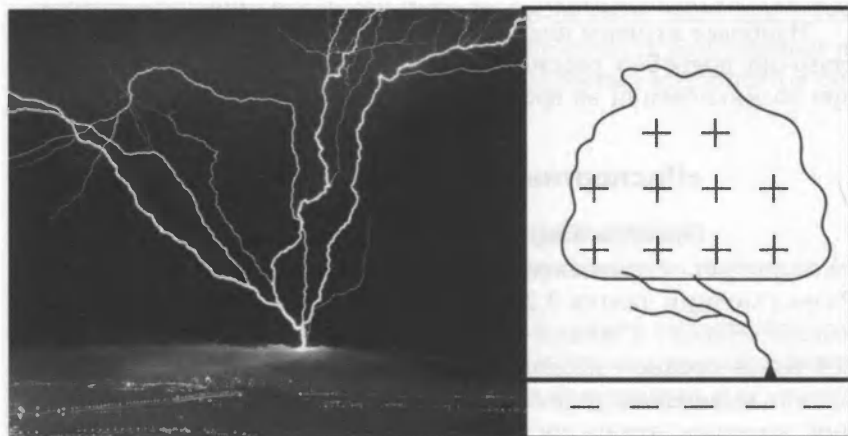


Рис. 3.15



Рис. 3.16



Третий вид линейных молний — *внутриоблачные и межоблачные*. Они развиваются от одной части облака к другой или от одного грозового облака к другому (рис. 3.16).

Чаще всего наблюдаются внутриоблачные и межоблачные молнии; на них приходится 60 % всех линейных молний. Количество молний облако—земля составляет 40 %; из них 90 % — нисходящие молнии и только 10 % — восходящие. А вообще в земной атмосфере каждую секунду сверкают в среднем около ста линейных молний.

Наиболее изучены нисходящие линейные молнии. Ниже мы достаточно подробно рассмотрим физику процессов, происходящих при возникновении во время грозы именно этих молний.

«Паспортные данные» линейной молнии

Отметим некоторые параметры линейной молнии. Длина составляет от нескольких сотен метров до нескольких километров. Разряд молнии длится 0,2 с. Средний ток в разряде порядка 10^3 А и даже больше, а общий заряд, переносимый молнией, достигает 200 Кл (в среднем несколько десятков кулонов). Видимый канал молнии имеет диаметр несколько дециметров. Наблюдая разряд молнии, замечаем, что он состоит из нескольких последовательных *импульсов* (их называют также *компонентами* молнии). Длительность каждого импульса (компонента) порядка 10^{-4} с; промежутки между импульсами около 0,05 с.

Оценим энергию, выделяющуюся при разряде молнии, полагая электрическое поле между земной поверхностью и нижней границей грозового облака однородным. Будем считать, что горизонтальные размеры облака 4×4 км, расстояние от нижней его границы до земли 1 км, разность потенциалов между облаком и землей 10^9 В.

Воспользуемся моделью плоского конденсатора. В нашем случае площадь каждой пластины конденсатора $S = 16 \text{ км}^2 = 1,6 \cdot 10^7 \text{ м}^2$, расстояние между пластинами $d = 10^3$ м, разность потенциалов $U = 10^9$ В. Сначала найдем емкость конденсатора C , используя хорошо известную формулу:

$$C = \epsilon_0 S/d \quad (3.25)$$

(напомним: $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ Ф/м}$ — электрическая постоянная). Подставляя в (3.25) численные значения, находим: $C = 1,5 \cdot 10^{-7} \text{ Ф}$. Хотя наш природный «конденсатор» имеет весьма внушительные разме-

ры, его емкость оказывается скромной. В радиоприемниках применялись конденсаторы с емкостью в тысячу раз большей. Но у нашего «конденсатора» огромная разность потенциалов, а потому и энергия W велика:

$$W = \frac{1}{2}CU^2 = 7,5 \cdot 10^{10} \text{ Дж.} \quad (3.26)$$

На самом деле энергия молнии по крайней мере на порядок меньше. Это вполне понятно, так как, во-первых, поле между облаком и землей лишь приближенно можно считать однородным и, во-вторых, одна молния не разряжает полностью конденсатор облако—земля.

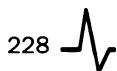
Физика процессов, происходящих при возникновении нисходящей линейной молнии

Как уже отмечалось, линейная молния представляет собой несколько следующих друг за другом искровых разрядов между грозовым облаком и землей, называемых импульсами или, иначе, компонентами молнии.

Принципиально важную роль играет *первый* импульс (компонент), поскольку он возникает в невозмущенном воздухе, т. е. в воздухе, который не был предварительно ионизирован и нагрет. С процессов, происходящих в этом импульсе, мы и начнем рассмотрение физики нисходящей молнии. В развитии импульса есть две стадии — *лидерная* и *главная*.

На лидерной стадии формируется в направлении от тучи к земле плазменный канал разряда. На главной стадии по образовавшемуся каналу быстро проходит в обратном направлении (от земли к туче) импульс основного тока. Его называют *возвратным ударом*.

Лидерная стадия начинается с образования у основания тучи *плазменных нитей* — так называемых *стримеров*. Свободные электроны, находящиеся в основании тучи, приобретают под действием электрического поля напряженностью около $3 \cdot 10^5$ В/м огромное ускорение. Это ускорение направлено вниз, так как нижняя часть тучи заряжена отрицательно, а поверхность земли под тучей положительно. Сталкиваясь с молекулами воздуха, электроны ионизируют их. При этом рождаются новые (вторичные) электроны, которые



в свою очередь ускоряются в поле тучи и затем в столкновениях ионизируют новые молекулы. Возникают *лавины* быстрых электронов, образующие нити плазмы (стримеры). Объединяясь, стримеры дают начало *плазменному каналу* (рис. 3.17, а). Этот канал наполнен свободными электронами и ионами и поэтому может хорошо проводить электрический ток. Его называют *лидером* или, точнее, *ступенчатым лидером*.

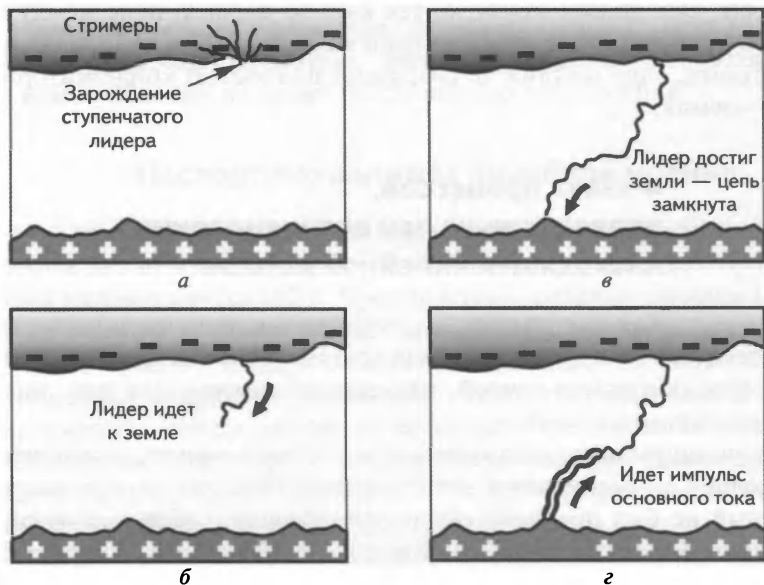


Рис. 3.17

Дело в том, что канал формируется скачками (ступенями). Головка лидера выскакивает из тучи и движется со скоростью порядка 10^7 м/с. Пройдя расстояние порядка 100 м, она внезапно останавливается. Остановка длится около $5 \cdot 10^{-5}$ с. Лидер как бы набирается сил, а затем следует бросок еще примерно на 100 м, причем совсем не обязательно в направлении предыдущего броска, и снова короткая остановка.

Так отдельными бросками (ступенями) головка лидера постепенно приближается к земной поверхности, оставляя позади себя плазменный канал в виде причудливой ломаной линии (рис. 3.17, б). Заметим, что светится лидер относительно слабо, он почти не ви-

ден; при высокоскоростной фотосъемке его головка выглядит светлым пятнышком, рывками приближающимся к земле.

Обратим внимание на то, что напряженность поля в области пространства непосредственно перед головкой лидера существенно больше, чем в туче. Стримеры формируются в основании тучи при напряженности поля около $3 \cdot 10^5$ В/м, а поле перед головкой лидера имеет напряженность до 10^7 В/м. Увеличение напряженности поясняет рис. 3.18, где штриховыми линиями показаны сечения эквипотенциальных поверхностей, а сплошными — линии напряженности. Аналогом лидера может служить металлическая игла, соединенная с источником напряжения. Поле вблизи острия иглы будет сильным даже при относительно невысоком напряжении (так, напомним, возникает коронный разряд вблизи острия).

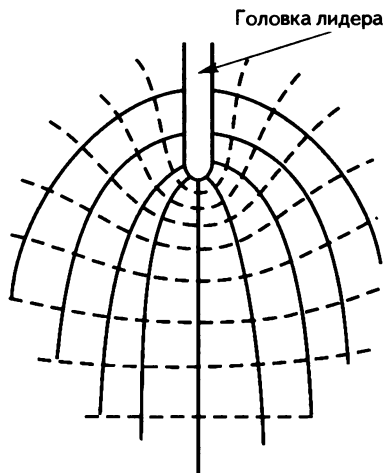


Рис. 3.18

В сильном электрическом поле вблизи головки лидера происходит интенсивная ионизация молекул, превращающая электронейтральный воздух в хорошо проводящую плазму. Ионизация происходит за счет, во-первых, бомбардировки молекул воздуха быстрыми электронами, вылетающими из лидера (*ударная ионизация*), и, во-вторых, за счет поглощения молекулами воздуха фотонов ультрафиолетового излучения, испускаемого лидером (*фотоионизация*). Лидер перемещает в пространстве свое сильное поле, и вследствие интенсивной ионизации встречающихся в этом поле молекул плазменный канал становится все более длинным.

Вот, наконец, лидер достиг земли (рис. 3.17, в). С учетом остановок по пути ему понадобилось на это время порядка 10^{-3} с при расстоянии 1 км между тучей и земной поверхностью. Канал ионизованного воздуха как бы *замкнул тучу с землей накоротко*. На этом лидерная стадия первого импульса молнии заканчивается.

Впрочем, тут необходимо некоторое уточнение. Строго говоря, нисходящий лидер *не доходит до земли*. Под действием поля вблизи



головки лидера из выступающих на поверхности земли объектов (мачт, деревьев, зданий) выбрасывается *ответный (встречный)* лидер и перехватывает нисходящий лидер. Эта особенность нисходящей молнии как раз и используется для создания молниеотвода.

Главная стадия импульса начинается с момента встречи нисходящего и ответного лидеров. Она протекает быстро и мощно. По проложенному лидером пути устремляется основной ток (рис. 3.17, з). Импульс тока длится менее 10^{-4} с. Сила тока достигает 10^5 А. Выделяется значительное количество энергии (до 10^9 Дж). Температура в канале молнии достигает $3 \cdot 10^4$ К. Вот теперь как раз и рождается тот необычайно яркий свет, который мы наблюдаем при разряде молнии, и возникает гром вследствие резкого расширения внезапно нагретого газа.

Отметим, что свечение и разогрев плазменного канала развиваются в случае нисходящей молнии в *обратном* направлении — *от земли к туче*. Поясним это, разбив условно весь канал на части. Как только канал образовался, вниз (на землю) соскакивают прежде всего те электроны, которые находились в самой нижней части канала; поэтому нижняя часть начинает первой светиться и разогреваться. Затем к земле устремляются электроны из следующей (более высокой) части канала. И так постепенно — от низа до верха — в движение к земле включаются новые и новые электроны; в результате свечение и разогрев канала распространяются в направлении снизу вверх.

Получается, что нисходящая молния бьет, по сути дела, не из тучи в землю, как это обычно полагают, а наоборот, из земли в тучу. На рисунках часто изображают стрелы-молнии бьющими сверху, из тучи. Действительность оказывается иной (по крайней мере, для большинства линейных молний, возникающих между землей и облаком).

Но вернемся к физике нисходящей молнии. После того как прошел импульс основного тока, наступает пауза около 0,05 с. За это время канал практически гаснет, его температура падает до 10^3 К, степень ионизации канала существенно уменьшается.

Однако в туче еще сохранился большой заряд, поэтому новый лидер устремляется из нее к земле, готовя дорогу для следующего импульса тока. Новый лидер следует по пути, проторенному начальным лидером — ведь на этом пути сохранилось еще много ионов. Без остановки и без ветвления пробегает новый лидер весь путь сверху донизу. Теперь его называют не ступенчатым (ведь ступеней больше

нет), а *стреловидным* лидером. И снова следует мощный импульс основного тока, распространяющийся по восстановленному каналу снизу вверх.

Такова в общих чертах физика нисходящей молнии. Впрочем, реальная картина оказывается сложнее. Не всегда стреловидный лидер следует точно по пути, проложенному предыдущим лидером. В какой-то точке он может изменить маршрут. И тогда мы наблюдаем молнию в виде нескольких ломаных линий.

Роль космических лучей в образовании молний

Обратим внимание на то, что развитие стримеров и начало роста ступенчатого лидера происходит при напряженности поля в основании тучи, равной примерно $3 \cdot 10^5$ В/м. Однако, как мы уже отмечали, в лабораторных условиях для появления искрового разряда необходима напряженность поля в воздушном промежутке между электродами около $3 \cdot 10^6$ В/м. Почему же искровой разряд в природных условиях (молния) возникает при напряженности поля, которая на порядок меньше? Кстати сказать, поле с напряженностью $3 \cdot 10^6$ В/м в свободной атмосфере вообще не наблюдалось.

Ответ на поставленный вопрос получен совсем недавно — в самом начале нынешнего столетия). Оказалось, что решающую роль в образовании линейных молний играют высокоэнергетические (с энергией порядка и больше 10^{12} эВ) заряженные частицы *космических лучей*. Земная атмосфера непрерывно облучается космическими лучами. По достижении в грозовом облаке полей напряженностью $3 \cdot 10^5$ В/м именно космические лучи осуществляют ионизацию воздуха достаточную для того, чтобы появились лавины электронов в виде стримеров, порождающих ступенчатый лидер.

Гром

Сегодня весьма наивными представляются попытки древнеримского поэта и философа *Лукреция* объяснить гром как следствие того, что «тучи сшибаются там под натиском ветров». Зная, что молния сопровождается громом, Лукреций допускал возникновение грома без молнии:



Часто гремят, наконец, и рушатся с грохотом громким
Льдины и град, высоко в горах сокрушаясь огромных,
Ибо, коль ветер сожмет и стеснит их, ломаются горы
Сдавленных туч снеговых, перемешанных с градом холодным.

Как уже отмечалось, гром возникает вследствие *резкого расширения воздуха при быстром повышении температуры в канале разряда молнии*. Вспышку молнии мы видим как мгновенную вспышку и в тот же момент, когда происходит разряд — ведь свет распространяется со скоростью $3 \cdot 10^8$ м/с. А звук распространяется значительно медленнее. В воздухе его скорость равна 330 м/с. Поэтому мы слышим гром уже *после того, как сверкнула молния*. Чем дальше от нас молния, тем дольше пауза между вспышкой света и громом и, кроме того, тем слабее гром. Измеряя длительность таких пауз, можно приближенно оценить, как далеко от нас в данном случае гроза, насколько быстро она приближается к нам или удаляется от нас. Гром от очень далеких молний вообще не доходит — звуковая энергия рассеивается в воздухе. Такие молнии называют *зарницами*.

Почему мы слышим гром в течение нескольких секунд, тогда как разряд молнии с учетом последовательных импульсов длится всего лишь 0,2 с? Причин тому две. Во-первых, молния имеет большую длину (она измеряется километрами); звук от разных ее участков доходит до нас в разные моменты времени. Во-вторых, происходит отражение звука от облаков — возникает эхо. Эти две причины и приводят к тому, что вслед за короткой вспышкой молнии слышатся более или менее долгие раскаты грома. Заметим, что отражением звука от облаков объясняется наблюдаемое нередко усиление громкости звука в конце грозовых раскатов.

3.5. ШАРОВАЯ МОЛНИЯ

Шаровая молния... Так издавна называли светящиеся шаровидные образования, время от времени наблюдаемые во время грозы в воздухе, как правило вблизи поверхности. Шаровая молния решительно не похожа на линейную молнию ни по своему виду, ни по тому, как она себя ведет. Линейная молния кратковременна; шаровая живет десятки секунд, минуты. Линейная молнии сопровождается громом; шаровая совсем или почти бесшумна. В поведении шаровой молнии много непредсказуемого: неизвестно, куда

именно направится светящийся шар в следующее мгновение, как он прекратит свое существование (тихо или же со взрывом).

Визит «огненного шара»

Это случилось 26 июля 1752 г. С утра в Санкт-Петербурге было душно, а к середине дня началась гроза. В это время в физической лаборатории Петербургской Академии наук профессор *Георг Рихман* приступил к эксперименту. Он давно дожидался грозы, чтобы понаблюдать, как она подействует на изобретенное им устройство для измерения атмосферного электрического поля. Вместе с Рихманом в лаборатории находился его друг гравер Соколов. Люди, оказавшиеся на улице вблизи лаборатории, видели, как в металлический стержень на крыше попала молния. И тотчас они услышали громкие крики. Кричал гравер — на нем горела одежда.

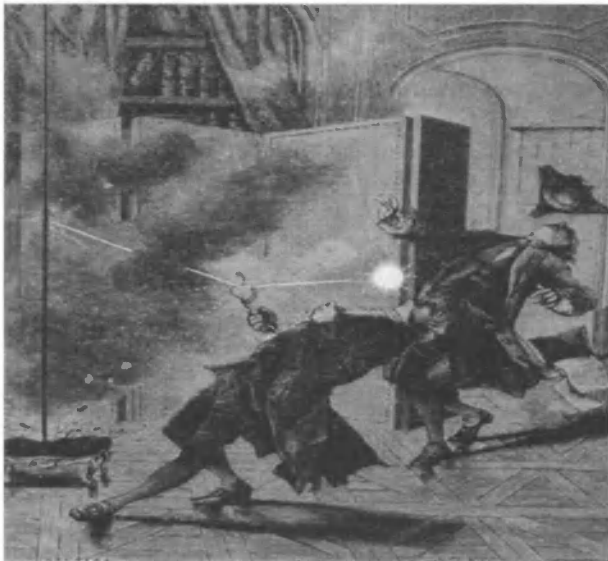


Рис. 3.19

Что же произошло? Металлический стержень, выходящий на крышу, был соединен с измерительным устройством Рихмана. И вот, когда в стержень попала молния, от него вдруг отделился

голубой светящийся шар. Он ударил стоявшего в полушаге от устройства Рихмана прямо в лоб. Раздался громкий треск, похожий на выстрел. Рихман упал — он был мгновенно убит. Раскалившаяся проволока от устройства задела гравера и зажгла на нем одежду. Сохранилось описание этого трагического происшествия. Его составил *Михаил Васильевич Ломоносов*, который сразу же посетил лабораторию и исследовал на месте последствия происшедшего. Есть гравюра, сделанная очевидцем трагедии Соколовым (рис. 3.19). Все это позволяет сделать вывод, что Рихман был убит *шаровой молнией*.

В изданном в середине XVIII в. учебнике физики можно прочитать следующее упоминание о шаровых молниях: «Что об огненных шарах, по воздуху носящихся и часто с великим громом разрывающихся, упоминается, то их не за иное что почитать должны, как за огненную материю, молнии подобную. Ибо не можно доказать, чтоб они были твердые шары, из собравшихся горючих паров в атмосфере родившиеся».

Наблюдения шаровой молнии

Шаровая молния — интереснейшее явление природы. К сожалению, единственный пока метод ее изучения — это *систематизация и анализ случайных наблюдений*. Впервые такая систематизация была предпринята в первой половине XIX в. французским ученым и политическим деятелем *Домиником Араго* (1786—1853). Он собрал сведения о тридцати случаях наблюдения шаровой молнии.

Опросы случайных наблюдателей шаровой молнии проводились с тех пор неоднократно. В декабре 1975 г. журнал «Наука и жизнь» обратился к читателям с анкетой, содержащей вопросы, касающиеся этого явления природы. Журнал просил тех читателей, которые *лично* наблюдали шаровую молнию, прислать письма с описанием наблюдений. В течение года было получено 1400 писем. Вот выдержки из нескольких писем.

«Я видел с расстояния около 10 м, что шаровая молния светложелтого цвета диаметром 30—40 см выскочила из земли в месте удара обычной молнии. Поднявшись на высоту 6—8 м, она начала двигаться горизонтально. Она пульсировала, принимая форму то шара, то эллипсоида. Пройдя за минуту расстояние около 50 м, она напнулась на сосну и взорвалась».

«Шаровую молнию я встретил вечером перед грозой, когда шел на охоту. Она была около 25 см в диаметре, белая, двигалась горизонтально, повторяя рельеф местности».

«Я видел, как шаровая молния диаметром 10 см прошла через отверстие в окне диаметром 8 мм».

«После сильного удара грома в открытую дверь влетела белоголубая шарообразная масса диаметром 40 см. И хотя она оказалась непосредственно у моих ног, тепла я не ощутил. Затем она притянулась к батарее центрального отопления и исчезла с резким шипением, оплавив участок батареи, в котором оставила лунку глубиной около 2 мм».

«В городе разразилась сильная гроза с ливнем. В открытую форточку окна влетела шаровая молния. Это был однородный желтый шар 10 см в диаметре. Шар медленно плыл в воздухе, как плавает тело внутри жидкости. Внутри шара стали образовываться тонкие красноватые нити. Затем он, не распадаясь на части и не падая, тихо исчез. Наблюдение заняло около 30 с».

Художник изобразил это наблюдение на рис. 3.20.



Рис. 3.20

Собирание наблюдений шаровой молнии — это первый шаг в ее изучении. На сегодня задокументировано около десяти тысяч случаев наблюдения. Следующий шаг — систематизация и анализ собранного фактического материала.



Как выглядит шаровая молния?

Ее форма весьма близка к шару, но может оказаться эллипсоидом или грушей; поверхность молнии может колыхаться. Шаровая молния светится — ее яркость сравнивают с яркостью света 100-ваттной лампочки. Чаще всего (примерно в 60 % случаев) шаровая молния имеет желтый, оранжевый или красный цвет; в 20 % случаев — это белый шар, в 20 % — синий, голубой. Иногда цвет изменяется во время наблюдения. Перед угасанием молнии внутри нее могут возникать темные области в виде пятен, каналов, нитей.

Как правило, шаровая молния имеет *достаточно четкую поверхность*, отграничивающую молнию от окружающей среды. Это типичная граница раздела двух *разных фаз*. Наличие ее говорит о том, что вещество молнии находится в особом фазовом состоянии. Иногда на поверхности молнии начинают плясать язычки пламени, из нее выбрасываются снопы искр.

Диаметр шаровых молний находится в диапазоне от сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Чаще всего встречаются молнии диаметром 15—30 см.

Поведение шаровой молнии

Шаровая молния может двигаться по весьма причудливой траектории. Вместе с тем в ее движении обнаруживаются определенные закономерности. Во-первых, возникнув где-то вверху, в тучах, она *опускается* поближе к поверхности земли (например, как показано на фотографии на рис. 3.21). Во-вторых, оказавшись у поверхности земли, она движется далее *почти горизонтально*, обычно повторяя рельеф местности (рис. 3.22). В-третьих, молния, как правило, *обходит*, огибает проводящие ток объекты и, в частности, людей. В-четвертых, молния обнаруживает явное «желание» проникать внутрь помещений.

Обычно шаровая молния движется бесшумно. Но может издавать шипение или жужжание — особенно когда она искрит.

Когда молния плавает над поверхностью земли (обычно на высоте метра или несколько больше), она напоминает тело, находящееся в состоянии невесомости. По-видимому, вещество молнии имеет почти такую же плотность, что и воздух. Точнее, молния *немного тяжелее воздуха* — недаром она, в конечном счете, всегда стремится

опуститься вниз. Ее плотность составляет $(1-2) \cdot 10^{-3}$ г/см³. Разницу между силой тяжести и выталкивающей (архимедовой) силой компенсируют конвекционные воздушные потоки, а также сила, с какой действует на молнию атмосферное электрическое поле.



Рис. 3.21



Рис. 3.22



Последнее обстоятельство является весьма важным. Как известно, человек не имеет органов, реагирующих на напряженность электрического поля. Иное дело шаровая молния. Вот она огибает наблюдателя или груды металла, копирует в своем движении рельеф местности — во всех этих случаях *она перемещается вдоль эквипотенциальной поверхности*. Шаровая молния очень чутко реагирует на электрическое поле вблизи поверхности земли, на заряд, имеющийся на объектах, которые оказываются на ее пути. Так, она стремится переместиться в те области пространства, где напряженность поля меньше; этим можно объяснить относительно частое появление шаровых молний внутри помещений.

На движение шаровой молнии могут влиять потоки воздуха. Ведь она обладает довольно большим диаметром при малой массе, что обеспечивает значительную парусность. Если к вам приблизилась шаровая молния, не двигайтесь с места, а сильно подуйте в ее сторону. Вполне возможно, она отлетит от вас в сторону. Если же вы побежите от нее, она может вслед за воздушным потоком последовать за вами.

Скорость движения шаровой молнии невелика: 1—10 м/с. За ней нетрудно следить. Внутри помещений молния может на некоторое время даже останавливаться, зависая над полом.

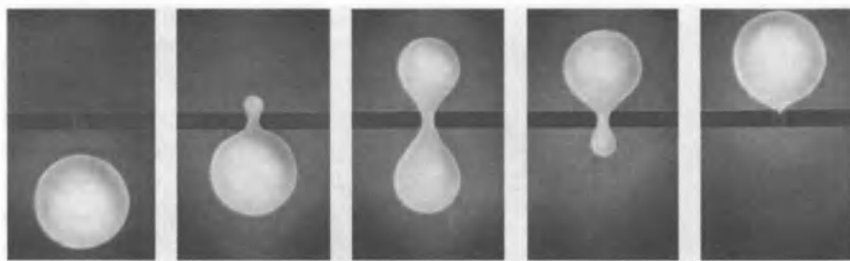


Рис. 3.23

Вызывает удивление способность шаровой молнии проникать в помещение *сквозь щели и отверстия*, размеры которых много меньше размеров самой молнии. Так, молния диаметром 40 см может пройти сквозь отверстие диаметром всего в несколько миллиметров. Проходя сквозь малое отверстие, молния очень *сильно деформируется*, ее вещество как бы переливается через отверстие. Еще более удивительна способность молнии после прохождения сквозь отвер-

стие *восстанавливать* свою шаровую форму (рис. 3.23). Способность шаровой молнии сохранять форму шара указывает на наличие *поверхностного натяжения* у вещества молнии.

Живет шаровая молния от нескольких секунд до нескольких минут. Совсем недолго живут очень маленькие молнии (диаметром порядка сантиметра и меньше) и очень большие (диаметром около метра и больше). Наиболее долго живут молнии диаметром 10—40 см. Существуют три разных способа прекращения существования молнии. Чаще всего (в 60 % случаев) молния *взрывается*. В 30 % случаев она спокойно *угасает* (из-за нехватки запаса энергии, накопленной в ней). В 10 % случаев внутри молнии развиваются неустойчивости, и она *распадается на части*. Маленькие молнии угасают («сгорают»); большие «предпочитают» распасться на части.

В поведении шаровой молнии немало коварства. Мы не знаем, обойдет она тот или иной объект или, напротив, притянется к нему. Неизвестно, взорвется она или спокойно угаснет.

Ну а если взрыв все же происходит, то, спрашивается, насколько он разрушителен? Это определяется, очевидно, запасом энергии молнии.

Энергия, содержащаяся в шаровой молнии

Оценить минимальное количество энергии в шаровой молнии можно по тем *последствиям*, которые она оставляет после своего исчезновения. Воспользуемся, например, сообщением одного из наблюдателей: «Молния диаметром 30 см взорвалась около водопроводного крана. Этот кран представлял собой трубу диаметром 3 см. После взрыва труба оказалась скрученной и была покрыта окалиной, хотя и не накалилась докрасна». Чтобы скрутить железную трубу, надо разогреть некоторый ее участок до достаточно высокой температуры. Можно предположить, что молния нагрела участок трубы, скажем, на 600 К. Длину этого участка будем полагать приблизительно равной диаметру трубы. Решим в связи с этим следующую задачу.

Задача 1

Сколько энергии требуется для нагревания на $\Delta T = 600^\circ$ участка железной трубы длиной $\lambda = 5$ см? Наружный радиус трубы $R = 1,5$ см,

внутренний $r = 1,2$ см. Удельная теплоемкость железа $c = 0,71$ Дж/(г·К), плотность железа $\rho = 7,8$ г/см³.

Согласно условию данной задачи, требуется нагреть участок трубы длиной l т. е. нагреть массу железа

$$m = \rho(\pi R^2 - \pi r^2)l.$$

В нашем случае получаем $m = 100$ г. Отсюда находим искомую энергию:

$$W = cm\Delta T = 4,2 \cdot 10^4 \text{ Дж} = 42 \text{ кДж}.$$

В одном из писем сообщалось, что шаровая молния диаметром 30 см расщепила торчащую из воды деревянную причальную сваю диаметром 30 см вдоль волокон на длинные щепки. Воспользуемся этим сообщением: для оценки энергии молнии.

Задача 2

Сколько надо энергии, чтобы пар, образовавшийся в результате нагрева и испарения воды, разорвал деревянную сваю вдоль волокон? Радиус сваи $r = 0,15$ м; длина участка сваи, в пределах которого образуется пар, $l = 0,2$ м; предел прочности дерева, соответствующий его расщеплению вдоль волокон, $p_0 = 3 \cdot 10^6$ Па, начальная температура воды 20 °С, удельная теплоемкость воды $c = 4,19$ Дж/(г·К), удельная теплота парообразования $\lambda = 2,26$ кДж/г. Коэффициент пористости дерева $\alpha = 0,1$.

Под коэффициентом пористости α понимают долю объема древесины, приходящегося на поры. Разрывающий сваю пар занимает объем пор, равный

$$V = \alpha \pi r^2 l. \quad (3.27)$$

В этом объеме при температуре кипения воды $T = 373$ К = 100 °С необходимо обеспечить давление водяных паров, равное p_0 , для чего надо нагреть до температуры кипения и испарить некоторое количество молей воды. Обозначим это количество молей через n . Чтобы найти его, воспользуемся уравнением Менделеева—Клапейрона для идеального газа:

$$p_0 V = nRT, \quad (3.28)$$

где R — универсальная газовая постоянная; $R = 8,31$ Дж/(моль · К).
С учетом (3.27) получаем из (3.28):

$$n = \alpha \pi r^2 l \frac{P_0}{RT}. \quad (3.29)$$

Отсюда находим: $n = 1,35$ моль. Молекулярный вес воды равен 18; значит, один моль воды имеет массу 18 г. Искомую энергию W рассчитываем по формуле:

$$W = \mu n(\lambda + c\Delta T), \quad (3.30)$$

где $\mu = 18$ г/моль; $\Delta T = 100 - 20 = 80^\circ$. Подставляя в (3.30) числовые значения и учитывая (3.29), находим $W = 63$ кДж.

Подобные оценки, сделанные на основе многих наблюдений, позволяют заключить, что энергия, запасенная в шаровой молнии диаметром 25 см, находится в пределах до 100 кДж. Если энергия молнии 100 кДж, а ее диаметр 25 см, то, следовательно, плотность энергии оказывается порядка 10 Дж/см³. В общем случае (с учетом молний разных диаметров) можно считать, что энергия шаровой молнии принимает значения от нескольких килоджоулей до нескольких сотен килоджоулей, а плотность энергии лежит в пределах примерно от 1 до 10 Дж/см³.

На рис. 3.24 можно видеть последствия взрыва шаровой молнии.



Рис. 3.24



Опасна ли шаровая молния?

В принципе, конечно, она опасна. Вспомним хотя бы смерть Рихмана. Впрочем, следует принять во внимание, что Рихман экспериментировал во время грозы со специальным устройством. Возможно, что, сам того не желая, он искусственно создал шаровую молнию, которая и поразила его.

Вообще же встречи с естественной шаровой молнией, как правило, заканчиваются без трагических последствий. Из проведенного журналом «Наука и жизнь» опроса выяснилось, что из полутора тысяч писем лишь в пяти сообщалось о смертельном исходе. При этом несколько смертей произошло от последствий взрыва (человек был убит осколком стекла после взрыва молнии). Как отмечалось, энергия, выделяющаяся при взрыве шаровой молнии, не превышает приблизительно 100 кДж. Этого достаточно, чтобы оплавить небольшой участок металла, согнуть не слишком толстую трубу, расщепить бревно, устроить пожар. Однако каких-либо серьезных разрушений шаровая молния произвести, по-видимому, не в состоянии.

Чаще всего шаровая молния обходит человека стороной. Многих наблюдателей удивляет тот факт, что даже на близком расстоянии они не ощущали тепла от молнии. В отдельных случаях даже прямое прикосновение молнии не причиняло вреда; иногда оно давало ожоги, хотя и болезненные, но отнюдь не смертельные. Следовательно, температура на поверхности молнии невысока — она либо соответствует обычной температуре, либо немного превышает ее. Внутри шаровой молнии температура выше, чем на ее поверхности, однако вряд ли она превышает 300—400 °С.

Можно утверждать, что опасность шаровой молнии несколько преувеличена. Как показывает практика, куда более опасна линейная молния.

Как возникает шаровая молния и как часто это происходит?

В большинстве случаев (более 90 %) шаровая молния возникает во время грозы, когда наблюдаются обычные молнии и напряженность атмосферного электрического поля особенно велика. Однако шаровые молнии наблюдаются иногда и в отсутствие грозы и даже в ясную погоду.

Вопрос о том, как возникает шаровая молния, является, пожалуй, наиболее сложным и неясным. В большинстве своем наблюдатели утверждают, что шаровая молния возникла либо сразу после разряда, либо перед разрядом обычной молнии, что бывает реже. Возможно, на рис. 3.25 сфотографирован момент рождения шаровой молнии.



Рис. 3.25

Как именно рождается шаровая молния при разряде обычной молнии? Возможно, она возникает тогда, когда спускающийся из тучи ступенчатый лидер встречается в нескольких десятках метров над землей со встречным лидером (рис. 3.26, *а*) (о лидерах рассказывалось в разд. 3.5). Возможно также, что шаровая молния возникает в месте резкого излома обычной молнии (рис. 3.26, *б*) или в том месте, где произошло ее раздвоение (рис. 3.26, *в*). Нельзя не принимать во внимание и сообщения, что шаровая молния возникла из земли или воды в том месте, которое было только что поражено обычной молнией (рис. 3.26, *г*). Наконец, шаровая молния может родиться при разряде между тучами (рис. 3.26, *д*). Во всех этих случаях она образуется за счет энергии разряда обычной молнии.

Как часто рождается шаровая молния? Ее принято считать редким явлением по той причине, что она редко наблюдается. Однако это еще не означает, что она редко возникает. Возможно, шаровая молния возникает *столь же часто*, как и обычная молния. Обычная молния ярко вспыхивает, хорошо видна за километры и даже десятки километров; к тому же она оповещает о своем возникновении раскатами грома. Что же касается шаровой молнии, то она далеко

не столь заметна. Чтобы обратить внимание на небольшой шар, движущийся практически бесшумно и светящийся как электрическая лампочка, необходимо, что называется, столкнуться с ним «нос к носу». Кроме того, надо учесть, что шаровую молнию наблюдают вблизи земной поверхности (на высоте от метра до десятков метров), так что она легко может скрыться за теми или иными объектами. Могут возразить, что шаровую молнию нетрудно опознать по ее взрыву. Но не всегда она заканчивает свое существование взрывом. Приводившаяся оценка 60 % случаев с взрывом относится к случаям наблюдения, а не к случаям возникновения. Может быть, значительно чаще молния заканчивает свое существование спокойно, без взрыва; просто мы ее не замечаем.

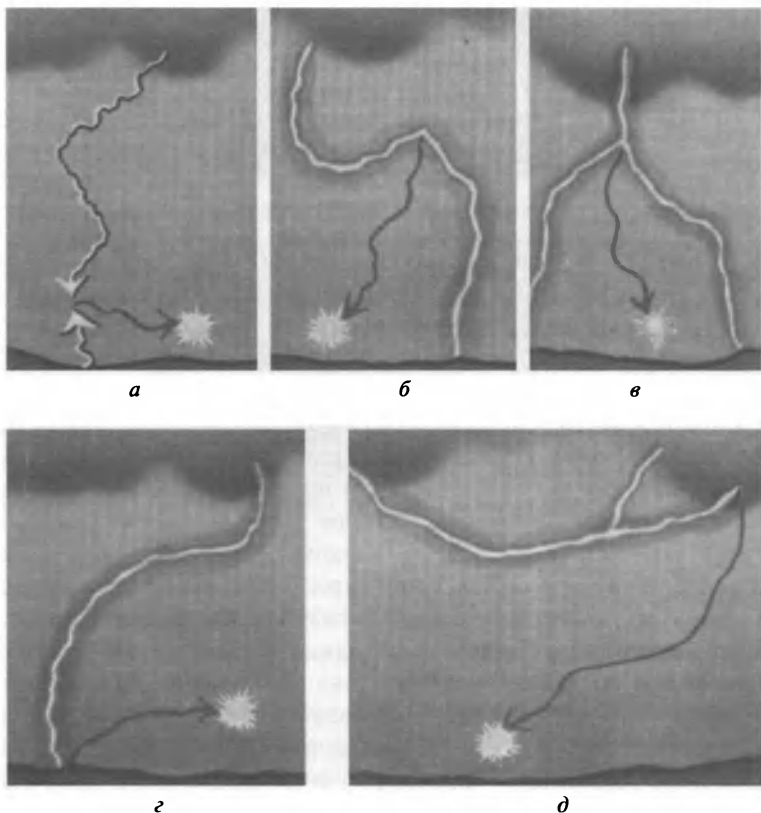


Рис. 3.26

Гипотезы о природе шаровой молнии

Если физическая природа линейной молнии была установлена более двухсот лет назад, то природа шаровой молнии до сих пор остается, по сути дела, неразгаданной. Все гипотезы, касающиеся природы шаровой молнии, можно разделить на две группы. В первую входят гипотезы, согласно которым шаровая молния непрерывно получает энергию извне. Предполагается, что молния каким-то образом (по какому-то каналу) получает энергию, накапливающуюся в облаках, причем тепловыделение в самом канале оказывается незначительным, так что вся передаваемая по нему энергия сосредотачивается в объеме шаровой молнии, вызывая его свечение. Ко второй группе относятся гипотезы, согласно которым шаровая молния после своего возникновения становится самостоятельным существом. Он состоит из некоего вещества, внутри которого происходят процессы, приводящие к выделению энергии.

Среди гипотез первой группы следует отметить гипотезу, предложенную в 1955 г. академиком *Петром Леонидовичем Капицей* (1894—1984). Предполагалось, что энергия подводится к шаровой молнии посредством электромагнитного излучения диапазона сверхвысоких частот (диапазона дециметровых и метровых электромагнитных волн). Сама шаровая молния рассматривалась как пучность стоячей электромагнитной волны, находящаяся на расстоянии четверти длины волны λ от поверхности земли или какого-либо проводящего объекта (рис. 3.27). В области этой пучности напряженность поля очень высока, поэтому здесь образуется сильно ионизованная плазма, которая и является веществом шаровой молнии.

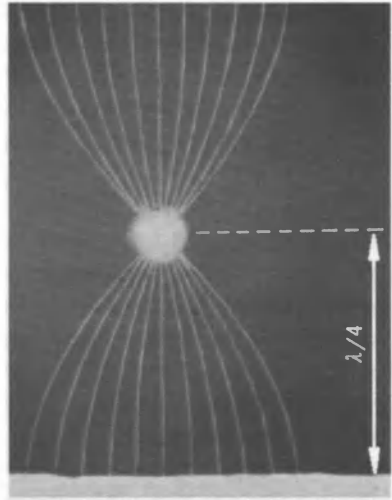


Рис. 3.27

Несмотря на многие привлекательные стороны данной гипотезы, она все же представляется несостоятельной. Дело в том, что она не



может объяснить характер перемещений шаровой молнии, ее причудливого блуждания. В рамках данной гипотезы трудно объяснить хорошо наблюдаемую четкую поверхность шаровой молнии. К тому же взрыв такой молнии вообще не должен сопровождаться выделением энергии. Если по каким-то причинам поступление энергии электромагнитного излучения вдруг прекратится, нагретый в пучности волны воздух быстро остынет и, сжимаясь, воспроизведет громкий хлопок.

Следует признать, что подобными недостатками страдают все гипотезы первой группы. Учитывая накопленные данные наблюдений, можно вполне уверенно утверждать, что шаровая молния — это *самостоятельно существующее физическое тело*. Иными словами, следует отдать предпочтение гипотезам второй группы.

Остановимся на некоторых таких гипотезах. Одна из них предполагает *чисто химическую природу* шаровой молнии. Эту гипотезу разрабатывал в середине 70-х гг. прошлого столетия российский химик *Б.М. Смирнов*. Он предположил, что шаровая молния состоит из обычного воздуха (с температурой примерно на 100 градусов выше температуры окружающей среды), небольшой примеси озона O_3 и оксидов азота NO и NO_2 . Принципиально важную роль играет здесь озон, образующийся при разряде линейной молнии. Внутри шаровой молнии происходят химические реакции:



Они сопровождаются выделением энергии. При этом в объеме диаметром 20 см выделяется примерно 1 кДж энергии. Это мало; запас энергии шаровой молнии таких размеров должен составлять, как мы знаем, примерно 100 кДж. Недостатком рассматриваемой модели является также невозможность объяснения устойчивости формы шаровой молнии, существования поверхностного натяжения. Непонятно, каким образом у нагретого воздушного пузыря, обогащенного озоном, может возникнуть четкая поверхность, отделяющая его от окружающей атмосферы.

Поэтому обратим внимание на гипотезу, согласно которой *шаровая молния состоит из положительных и отрицательных ионов*. Ионы образуются за счет энергии разряда линейной молнии. Затраченная на их образование энергия как раз и определяет запас энергии шаровой молнии. *Она высвобождается при рекомбинации ионов*. Благодаря кулоновским (электростатическим) силам, действующим меж-

ду ионами, объем, заполненный ионами, будет обладать поверхностным натяжением, что и определяет устойчивую шаровидную форму молнии. Решим в связи с этим следующую задачу.

Задача 3

Ионы заполняют объем сферы радиусом $r = 10$ см, концентрация ионного газа $n = 10^{19}$ см $^{-3}$. Требуется оценить энергию W , запасенную в таком объеме, если энергия ионизации $W_i = 8$ эВ (в расчете на один ион).

В единице рассматриваемого объема запасена энергия nW_i . Умножив ее на объем шара $\frac{4}{3}\pi r^3$, находим искомую энергию:

$$W = \frac{4}{3}\pi r^3 n W_i. \quad (3.31)$$

Подставив в (3.31) числовые значения величин (учтя при этом, что $W_i = 8$ эВ = $1,28 \cdot 10^{-18}$ Дж), найдем $W = 52$ кДж.

Эта энергия вполне согласуется со сделанными ранее оценками энергии шаровой молнии соответствующих размеров.

У рассматриваемой модели шаровой молнии есть, однако, уязвимое место. Дело в том, что если положительные и отрицательные ионы будут равномерно «перемешаны» в объеме молнии, то они будут *очень быстро рекомбинировать* — за время порядка 10^{-9} с. Следовательно, такая шаровая молния не может существовать в течение секунд, а тем более минут. Желательно существенно затормозить процесс рекомбинации ионов. Задержка рекомбинации могла бы быть связана с *разделением в пространстве ионов разного знака*. Например, можно предположить, что положительные ионы сосредоточены в центре шара, а отрицательные вблизи его поверхности. Однако такое предположение следует исключить. Во-первых, отсутствует физический механизм, который мог бы заставить ионы именно так распределиться в пространстве. Во-вторых, между разделенными зарядами возникли бы поистине гигантские силы притяжения, которые невозможно уравновесить. Решим в связи с этим следующую задачу.

Задача 4

Имеется сфера радиусом $r = 1$ см, заполненная газом из нейтральных атомов концентрацией $n = 10^{19}$ см $^{-3}$. Предположим, что из каждого атома ушел один электрон и поместился на поверхности

сферы, а оставшиеся положительные ионы сосредоточились в центральной части сферы. Чему равна сила электростатического притяжения F между электронами и ионами?

Обозначим через V объем сферы. После разделения зарядов на поверхности сферы и в ее центре сосредоточатся заряды разного знака, каждый из которых по модулю равен $Q = Vnq$, где $q = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл — абсолютное значение заряда электрона. Сферическая симметрия совокупности разделенных зарядов позволяет для определения искомой силы F воспользоваться *законом Кулона*:

$$F = \frac{kQ^2}{r^2}, \quad (3.32)$$

где

$$k = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} = 9 \cdot 10^9 \text{ (Н} \cdot \text{м}^2\text{)/Кл}^2.$$

Так как

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3 = 4 \text{ см}^3,$$

то $Q = 4 \cdot 10^{19}q$. Подставив в (3.32) числовые значения, получим $F = 4 \cdot 10^{15}$ Н.

Мы получили действительно гигантскую силу притяжения.

Итак, остается вопрос: каким образом можно затормозить комбинацию равномерно перемешанных в объеме сферы ионов? Возможный ответ на этот вопрос предлагает так называемая *кластерная гипотеза*, предложенная в 1974 г. российским физиком *Игорем Павловичем Стахановым* (1928—1987).

Кластер — это положительный или отрицательный ион, окруженный своеобразной «шубой» из нейтральных молекул. Если ион окружен молекулами воды, его называют *гидратированным*. На рис. 3.28 изображена схематически молекула воды. Она является полярной молекулой: центры ее положительных и отрицательных зарядов не совпадают друг с другом. На рис. 3.29, *а* показан кластер — гидратированный отрицательный ион, а на рис. 3.29, *б* — еще один кластер — гидратированный положительный ион. Молекулы воды в силу своей полярности удерживаются вблизи ионов силами электростати-

ческого притяжения. Заметим, что гидратированные ионы известны давно; они имеются в растворах электролитов. Они найдены также в земной атмосфере.

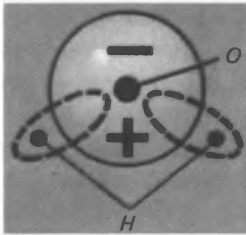


Рис. 3.29

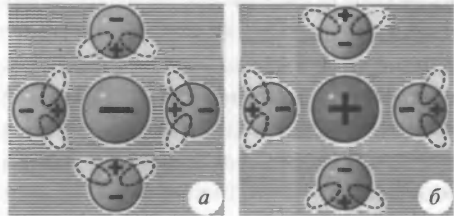


Рис. 3.29

На рис. 3.30 два гидратированных иона разных знаков объединились в *нейтральный комплекс*. Вот из таких комплексов и состоит, согласно гипотезе Стаханова, вещество шаровой молнии. Таким образом, предполагается, что в шаровой молнии каждый ион окружен «шубой» из молекул воды. Эта «шуба» мешает ионам сблизиться непосредственно друг с другом и тем самым существенно замедляет рекомбинацию ионов. Если количество рекомбинаций ионов за единицу времени в единице объема не слишком велико, шаровая молния ведет себя спокойно. Выделяющаяся при рекомбинации энергия преобразуется в энергию светового излучения и частично передается окружающей среде через теплообмен. Когда же число рекомбинаций становится большим, выделяющаяся энергия не успевает отводиться из молнии — и тогда дружно рушатся оболочки ионов-кластеров, рекомбинация резко усиливается — происходит взрыв.

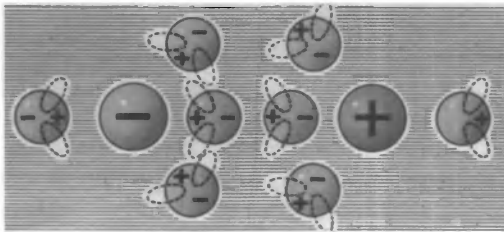


Рис. 3.30

Итак, согласно кластерной гипотезе, шаровая молния представляет собой самостоятельное существующее тело (без непрерывного



подвода энергии от внешних источников), состоящее из тяжелых положительных и отрицательных ионов, рекомбинация которых сильно заторможена вследствие гидратации ионов.

Надо признать, что кластерная модель шаровой молнии не получила всеобщего признания. В начале XXI в. физики чаще всего сходятся на том, что шаровая молния — это фактически «кусочек» плазменного канала линейной молнии, отделившийся от нее и существующий самостоятельно. Это сгусток плазмы, который может рассматриваться как плазменный вихрь. Он в течение некоторого времени удерживается в атмосферном воздухе собственным магнитным полем.

Предложен ряд моделей подобного рода. Мы не будем их обсуждать не только из-за их количества, но и из-за нецелесообразности углубляться в вопросы физики плазмы, с которыми наш читатель вряд ли знаком. Ограничимся лишь самыми общими соображениями, опустив детали и весьма упростив реальную картину процессов.

Напомним, что плазменный канал линейной молнии — это поток движущихся в одном и том же направлении электронов. Он создает вокруг себя магнитное поле, силовые линии которого образуют концентрические окружности (на рис. 3.31, а линии магнитной индукции B показаны штриховыми окружностями). Это достаточно мощное магнитное поле; оно удерживает плазму в центральном канале молнии несмотря на очень высокую температуру.

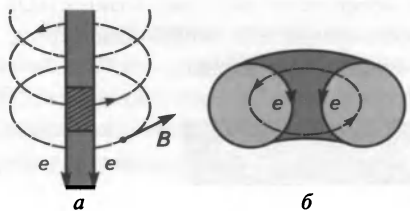


Рис. 3.31

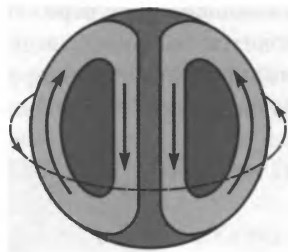


Рис. 3.32

Мысленно отделим «кусочек» канала линейной молнии (он заштрихован на рисунке). Траектории электронов *закручиваются силой Лоренца вокруг силовых линий магнитного поля* — и появляется *плазменный торойд* (рис. 3.31, б). Понятно, что плазменный торойд обладает той энергией, которая ему досталась от породившей его линейной молнии.

Создаваемые магнитным полем тороида силы Лоренца будут удерживать тороид в атмосфере, отграничивая его от окружающей среды. Более того, под их действием отделившийся от линейной молнии тороид сжимается и приобретает шарообразную в целом структуру, сечение которой схематически изображено на рис. 3.32. Эта структура есть *плазменный тороид, стянутый собственным магнитным полем*.

Мы говорили о мысленном (воображаемом) отделении «кусочка» линейной молнии, превращающемся в плазменный тороид. А где на протяжении канала линейной молнии может произойти такое отделение в действительности? Оно может произойти в том месте, где канал контактирует с поверхностью (в момент удара молнии). Или в том месте канала, где его направление резко изменяется. Или в том месте, где происходит раздвоение канала линейной молнии. Все эти возможные места зарождения шаровой молнии отмечались на рис. 3.26.

Существуют также иные электродинамические плазменные модели шаровой молнии, не предполагающие образование плазменного тороида. Например, есть модель, в которой рождается плазменный шар в результате *объемного взрыва при быстром разогреве воздуха мощным электронным пучком линейной молнии*. Шаровая молния рождается в том месте канала линейной молнии, где произошел взрыв. А он мог произойти в месте встречи основного и встречного лидеров, месте излома канала или его раздвоения.

Несмотря на обилие моделей, мы пока не разгадали природу шаровой молнии. Разные модели неплохо описывают те или иные ее свойства, но отнюдь не *весь комплекс* свойств, установленных на основе наблюдений.

Попытки лабораторного воспроизведения шаровой молнии

Первую попытку предпринял в конце XIX в. сербский изобретатель *Никола Тесла* (1856—1943). Он сообщил, что при определенных условиях зажигая газовый разряд, наблюдал после выключения напряжения светящийся шар диаметром 2—6 см. К сожалению, Тесла не раскрыл детали своего эксперимента.

Новые попытки получения шаровой молнии начали предприниматься с 40-х гг. XX в. Как правило, они проводились по схеме:



создается газовый разряд и затем подыскиваются условия, при которых разряд преобразуется в светящийся шар. При этом удавалось создать лишь весьма кратковременные разряды сферической формы, которые мало походили на природные шаровые молнии, способные существовать до минуты и более и перемещаться при этом на значительные расстояния.

В качестве примера отметим эксперименты, выполненные в 2000 г. в Гатчине (вблизи Санкт-Петербурга). Там создали установку, на которой многократно воспроизводились всплывающие в воздух над поверхностью воды светящиеся образования диаметром от 10 до 14 см с временем высвечивания от 0,3 до 0,5 с и энергией до 1 Дж. Осуществлялся электрический высоковольтный разряд в приповерхностную область воды, налитой в цилиндрический сосуд диаметром 18 см и высотой 12 см. Длительность разряда изменялась от 50 мс до 70 мс. По окончании разряда от поверхности воды отделялся и всплывал в воздух светящийся шар.



Рис. 3.33

Наблюдатель не может увидеть своими глазами быстропротекающий процесс рождения и высвечивания сферического образования. Поэтому процесс снимали на камеру, а затем рассматривали по кадрам. Один кадр такой съемки представлен на фотографии на рис. 3.33. Фотография, конечно, впечатляет. Однако трудно рассматривать это кратковременное светящееся образование как аналог природной шаровой молнии.

Загадки шаровой молнии

Пока еще ученые не могут создать полную теорию шаровой молнии — теорию, которая бы дала ответ на следующие вопросы.

Каковы конкретные условия возникновения шаровой молнии и почему она может возникнуть в отсутствие грозовой деятельности?

Почему шаровая молния столь устойчива и как можно объяснить наличие довольно сильного поверхностного натяжения на границе, отделяющей шаровую молнию от окружающей среды?

Как шаровая молния может существовать в течение довольно большого промежутка времени и откуда в ней столь значительные (до десятков и, возможно, сотен килоджоулей) запасы энергии?

Почему шаровая молния светится и в то же время не излучает сколь-либо заметного тепла?

Почему шаровые молнии могут иметь различный цвет и почему цвет шаровой молнии может изменяться во время наблюдения (что, кстати, говорит об отсутствии связи цвета с температурой молнии)?

Как шаровая молния может «перетекать» сквозь небольшие отверстия?

Мы видим, что в настоящее время шаровая молния вправе считаться одним из самых загадочных природных явлений.

3.6. ВЫСОТНЫЕ ГРОЗОВЫЕ РАЗРЯДЫ В АТМОСФЕРЕ: СПРАЙТЫ И ДЖЕТЫ

Обнаружение высотных разрядов в атмосфере

До недавнего времени считалось, что электрические гроззовые разряды происходят только в пределах *тропосферы*, т. е. на высотах не более примерно 15 км. Этими разрядами являются ли-



нейные молнии (нисходящие, восходящие, внутриоблачные и межоблачные), а также загадочные шаровые молнии. Правда, еще в 1956 г. нобелевский лауреат *Чарльз Вильсон* предположил существование электрических разрядов на высотах в несколько десятков километров. Однако ему тогда не поверили.

Но вот в июле 1989 г. американский исследователь *Джон Уинклер* (1916—2001) направил на грозовые облака высокоскоростную видеокамеру и затем стал просматривать полученные снимки кадр за кадром. К большому своему удивлению, он обнаружил на двух кадрах красноватые вспышки высоко над облаками. В сентябре Уинклер во время урагана Хьюго повторил наблюдения и записал на видеокамеру несколько подобных вспышек над грозовыми облаками. Так были открыты *спрайты* — высотные грозовые разряды, происходящие в мезосфере, т. е. на высотах от 50 до 90 км (*sprite* в переводе с английского означает *фея*).

Опасаясь, что высотные разряды могут ударять в летательные аппараты, Уинклер обратился с предупреждением к своим коллегам из НАСА (Национального управления США по авионавигации и исследованию космического пространства). В начале 90-х гг. шатлы регистрировали большое число высотных разрядов в мезосфере. Начались серьезные исследования этих разрядов и их связи с происходящими в тропосфере грозами. Наблюдения велись из космоса (со спутников и космических кораблей), с самолетов, с земной поверхности. Оказалось, что разряды в мезосфере — отнюдь не редкие, а скорее, рядовые явления.

Оказалось также, что существуют разные виды высотных разрядов — одни в мезосфере, другие — в стратосфере. Свечение первых возникает на больших высотах и *распространяется вниз*, тогда как свечение вторых, возникая на вершинах тропосферных грозовых облаков, *распространяется вверх*. Поначалу наблюдатели давали этим свечениям разнообразные названия со словом «молния»: «ракетная молния», «молния облако-космос», «ионосферная молния». Однако со временем выяснилось, что понятие «молния» не отражает структуру и динамику свечения высотных разрядов. И появились нейтральные названия: *спрайты*, *эльфы*, *джеты*. Последних называют также *синими струями* (*jet* в переводе с английского означает *струя*).

Почему высотные разряды были обнаружены лишь в конце двадцатого века? Тому есть две причины. Во-первых, эти разряды закрыты от наземного наблюдателя тучами. Во-вторых, заоблачные

вспышки являются *кратковременными* (длятся не более 0,1 с), не очень яркими и фактически бесшумными. Чтобы их наблюдать, требуются высокоскоростные и высокочувствительные видеокамеры, а такие приборы появились лишь в конце XX в. Недаром ученые дали высотным разрядам общее название — *транзиентные явления* (*transient*), что можно перевести на русский язык как *мимолетные явления*.

Общие характеристики транзиентных явлений

На рис. 3.34 представлено сборное фотоизображение различных высотных свечений: спрайтов, эльфов, джетов (синих струй) с учетом высот, на которых они образуются.

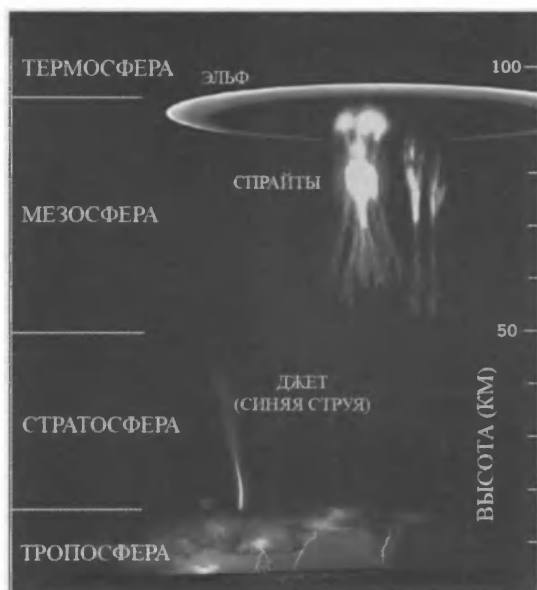


Рис. 3.34

Свечение спрайта обычно возникает на высоте 70—90 км в виде размытого пятна, от которого вниз до высоты 40—50 км распространяются со скоростью около 10^7 м/с постепенно сужающиеся и ветвящиеся каналы. Продолжительность «жизни» спрайта — от десяти до ста миллисекунд (0,01—0,1 с). Спрайты имеют красный цвет; он



обусловлен высвечиванием молекул азота, возбужденных ударами быстрых электронов в разряде.

Спрайты довольно часто появляются группами. На приведенном рисунке можно рассмотреть три спрайта, из которых один является сложным, состоящим из набора нескольких тесно расположенных одиночных спрайтов. Обнаружены круговые структуры спрайтов, похожие на свечи в тортe именинника. Эти «свечи» достигают 30 км в высоту, а их скопление имеет 70—80 км в горизонтальном направлении.

Над группой спрайтов на высоте около 100 км вспыхивает тусклое темно-красное кольцо толщиной 10—20 км. Оно очень быстро расширяется в горизонтальной плоскости до диаметра 300—500 км и угасает. Это кольцо называли эльфом. Замечено, что эльф возникает непосредственно перед появлением группы спрайтов.

Независимо от спрайтов и сопутствующих им эльфов вспыхивают и распространяются вверх от вершук высоко расположенных тропосферных грозовых облаков джеты (синие струи) светло-синего или голубого цвета. Они распространяются со скоростью до 10^5 м/с и достигают высоты 40—50 км. Протяженность джета в высоту составляет 20—30 км; он имеет форму узкого перевернутого конуса, размеры поперечника которого возрастают от нескольких десятков метров в нижней части до нескольких километров в верхней части. Продолжительность существования джета может достигать секунды. Если свечение спрайтов распространяется вниз (от ионосферы к тропосфере), то свечение джетов, напротив, распространяется вверх (от тропосферы к ионосфере).

Физика образования спрайтов

Как заметил *Колин Прайс* (геофизик из университета Тель-Авива), «молния во время грозы может создать поле электрической напряженности в пространстве над собой, что визуально будет выглядеть как вспышка света странной формы, которая обычно называется спрайтом».

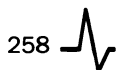
Как известно, примерно 60 % всех линейных молний в тропосфере — это внутриоблачные и межоблачные молнии, 35 % молний — это нисходящие молнии (они стартуют в основании грозового облака и ветвятся в направлении сверху вниз), 5 % молний — это восходящие молнии (они «прорастают» от высоких наземных объек-

тов к облаку и ветвятся в направлении снизу вверх). Можно считать установленным тот факт, что *спрайты возникают при разряде мощной восходящей молнии*. Восходящая линейная молния рождается, когда грозовая туча находится уже на этапе разрушения и вся оказывается заряженной положительно (см. подразд. «Три вида линейных молний» в разд. 3.4). Пример мощной восходящей молнии представлен на рис. 3.35. Следует ожидать, что над ней на высоте около 80 км как раз и рождается в этот момент группа спрайтов.



Рис. 3.35

На рис. 3.36, *а* показана ситуация перед тем, как произойдет разряд восходящей молнии. Положительно заряженная разрушающаяся грозовая туча навела в земле благодаря электрической индукции отрицательные заряды, область расположения которых обведена на рисунке штриховой линией. Вертикальными стрелками показаны линии напряженности электрического поля. Но вот произошел разряд восходящей молнии; в результате из облака переместился на земную поверхность некоторый положительный заряд (до 50 Кл). На рис. 3.36, *б* изображена ситуация непосредственно после разряда молнии. Здесь кружками условно показаны перенесенные на поверхность положительные заряды; они создают направленное вверх элек-



трическое поле. В этом поле на высоте 70—90 км немедленно возникает процесс лавинообразного размножения быстрых электронов с энергиями порядка 1 МэВ — начинает рождаться спрайт.

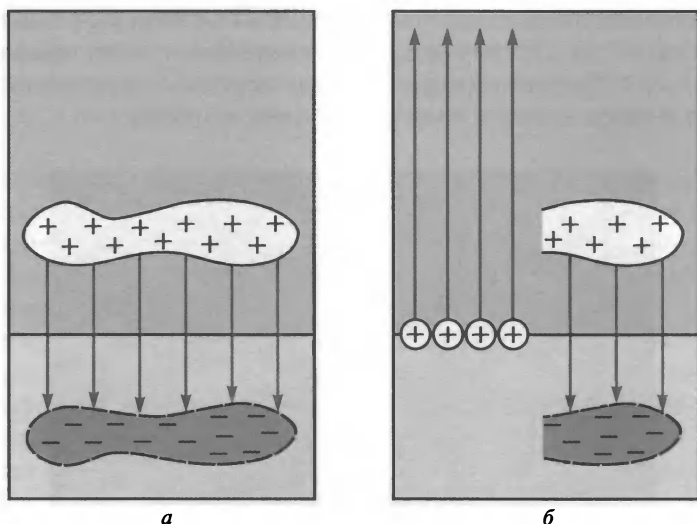


Рис. 3.36

Почему спрайты зарождаются на высотах 70—90 км? Дело в том, что в тропосфере и стратосфере очень мала концентрация свободных электронов, практически их там нет. А мезосфера является нижней областью ионосферы (т. н. областью D), где концентрация свободных электронов возрастает по мере подъема от 10^8 до 10^9 м⁻³ (см. разд. 3.7). Важно также то, что с подъемом в мезосферу существенно уменьшается плотность атмосферного воздуха; поэтому в мезосфере сильно возрастает длина свободного пробега электронов, и появляется возможность их значительного ускорения в поле, созданном положительными зарядами, перешедшими из тучи на земную поверхность. Так как напряженность этого поля направлена вверх, то нарастающая лавина ускоренных электронов будет убежать вниз, к стратосфере, формируя тем самым спрайт. При этом убегающие вниз электроны разгоняются до скоростей, близких к скорости света (до скоростей 10^7 — 10^8 м/с).

Представленная картина образования спрайта является упрощенной. Детальное рассмотрение процесса лавинообразного размноже-

ния быстрых электронов в мезосфере с учетом космических частиц, играющих в этом процессе роль своеобразной «затравки», было проведено на основе т.н. теории *пробоя на убегающих электронах*. Эта теория разработана российским физиком академиком *Александром Викторовичем Гуревичем* (род. 1930) в 90-х гг. прошлого века.

О природе электрических разрядов, названных спрайтами

Тропосферные линейные молнии — это *искровые* электрические разряды. Вряд ли можно полагать, что мезосферные спрайты — тоже искровые разряды. Характерные признаки молниевоего разряда: его локальность (канал разряда очень мал — не более нескольких сантиметров), высокая яркость свечения, очень высокая температура в канале разряда (до 30000 К), громкий звук (гром), обусловленный сильным нагреванием и быстрым расширением внешне нагретого воздуха. Продолжительность импульса основного тока менее 10^{-4} с.

Совсем иные характеристики имеет электрический разряд, названный спрайтом. Его свечение занимает значительный объем в пространстве, измеряемый тысячами кубических километров (объем группы спрайтов достигает $10\,000\text{ км}^3$) и не отличается яркостью. Спрайт — «холодный» разряд; он не сопровождается быстрым расширением нагретого воздуха, иными словами, не производит грома. Как уже отмечалось, длительность свечения спрайта 0,01—0,1 с, что в 100—1000 раз больше длительности импульса основного тока при молниевом разряде. Все это указывает на то, что спрайт не является искровым разрядом и, следовательно, его нельзя рассматривать как высотную молнию. Уже сама форма свечения спрайта говорит о том, что перед нами отнюдь не молния (рис. 3.37).

Возможно, в случае со спрайтом мы имеем дело с некоторой формой *тлеющего* электрического разряда. Мы встречаемся на практике с таким разрядом в газовых лазерах и газоразрядных лампах, используемых для освещения и для декоративных целей.

Тлеющий разряд зажигается в *сильно разреженных газах* при давлениях 0,1—1 мм рт. ст. Он не сопровождается нагреванием, является «холодным» разрядом. Он вызывает размытое по пространству газоразрядной трубки стабильное свечение. При тлеющем разряде в



газе все время поддерживается сильная ионизация, обеспечивающая проводимость газа.

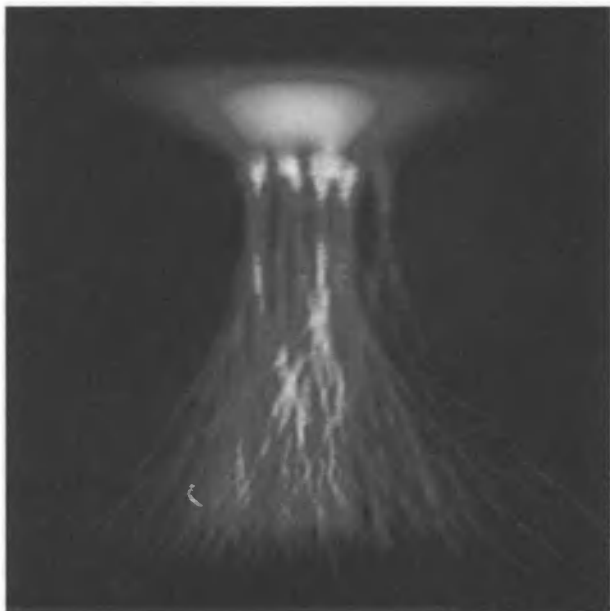


Рис. 3.37

Все это можно отнести также и к спрайту. Учтем, что он возникает в области нижней ионосферы, где уже достаточно велика ионизация атмосферного воздуха, а атмосферное давление очень мало. Например, на высоте 70 км оно равно 0,05 мм рт. ст., а на высоте 80 км — 0,01 мм рт. ст.

Как возникает расширяющееся кольцо эльфа

Как уже отмечалось, над спрайтом на высоте около 100 км возникает эльф — свечение в виде красного кольца в горизонтальной плоскости, которое в течение примерно 1 мс быстро расширяется до диаметра в несколько сотен километров. Существует следующее объяснение появления эльфов.

Мощный разряд восходящей линейной молнии становится своеобразной «передающей антенной», от которой со скоростью света

начинает распространяться фронт сферической электромагнитной волны. Последовательные положения фронта показаны окружностями на рис. 3.38. Там же изображена горизонтальная плоскость S на высоте $h = 100$ км. За время, равное $3 \cdot 10^{-4}$ с, электромагнитная волна достигает высоты 100 км, где и возбуждает свечение молекул азота в виде красного кольца. Фронт волны продолжает расширяться и, соответственно, расширяется светящееся кольцо в плоскости S , как это хорошо видно на рисунке.

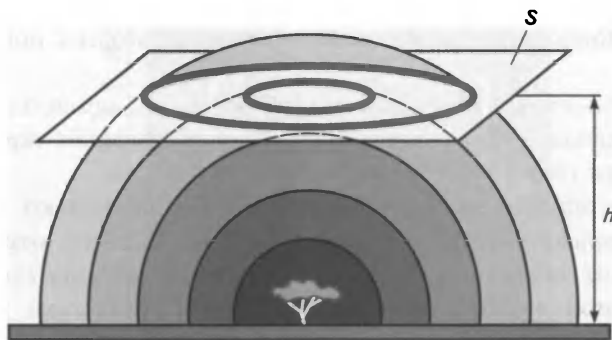


Рис. 3.38

Почему кольцо эльфы возникает именно на высотах около 100 км? Дело в том, что именно на этих высотах особенно резко возрастает (до 10^{10} м^{-3}) концентрация свободных электронов в ионосфере (см. разд. 3.7). А ведь именно столкновения быстрых электронов с молекулами азота приводят к возбуждению и последующему высвечиванию последних. Надо полагать, что электрическое поле электромагнитного импульса, распространяющегося от молнии, способствует ускорению свободных электронов.

Глобальная атмосферная электрическая цепь и спрайты

В пункте «Генераторы земного электричества» в разд. 3.4 отмечалось, что через атмосферу текут электрические токи от ионосферы к земной поверхности и от земной поверхности к ионосфере. В тех областях Земли, где в данное время стоит хорошая погода, электрическая напряженность атмосферного поля направлена вниз



(от ионосферы к Земле) и в этом направлении течет ток положительных зарядов. В областях же с нарушенной погодой (там, где гремят грозы) напряженность атмосферного поля направлена вверх в ионосферу, и туда же направлен ток положительных зарядов. Таким образом, можно говорить о существовании в атмосфере *глобальной электрической цепи*. В этой цепи положительный ток течет:

- 1) от заряженных положительно вершин грозовых облаков в ионосферу;
- 2) по ионосфере;
- 3) из ионосферы над областями хорошей погоды к поверхности Земли;
- 4) вдоль земной поверхности к областям, где происходит гроза;
- 5) по каналам нисходящих молний к отрицательно заряженным основаниям грозовых облаков.

Роль мощного электрического генератора играют грозовые облака, заряженные сверху положительно, а внизу отрицательно. Как мы уже отмечали в разд. 3.4, такая модель глобальной атмосферной электрической цепи была предложена в 1925 г. *Чарльзом Вильсоном*.

Общий (в расчете на весь земной шар) ток, текущий по глобальной цепи, составляет примерно 1500 А.

Понятно, что если положительный ток в области грозовой деятельности течет от земной поверхности к ионосфере, то отрицательные заряды, наоборот, стекают там от ионосферы к Земле. Именно в этом направлении (направлении сверху вниз) как раз и развиваются нисходящие линейные молнии; они, напомним, ветвятся в направлении сверху вниз. В этом же направлении развиваются в мезосфере спрайты. *Они вносят свой вклад в глобальную электрическую цепь и тем самым подтверждают ее существование.*

На рис. 3.39 схематически показана глобальная атмосферная электрическая цепь с учетом не только нисходящих молний в тропосфере, но также и спрайтов в мезосфере. Вертикальными тонкими стрелками даны здесь линии напряженности электрического поля, а толстыми белыми стрелками условно представлен положительный ток на различных участках глобальной цепи. Конечно, такая схема условна, так как предполагает, что все области хорошей погоды сосредоточены на одной части земной поверхности, а все области с грозовой деятельностью — на другой части. В действительности же

существует великое множество областей хорошей погоды и нарушенной погоды, причем расположение этих областей изменяется во времени. Подсчитано, что в каждый момент над Землей гремит в общей сложности до 1500 гроз, и от каждой грозы устремляется вверх к ионосфере ток положительных зарядов. Сумма этих токов и формирует один из участков глобальной цепи.

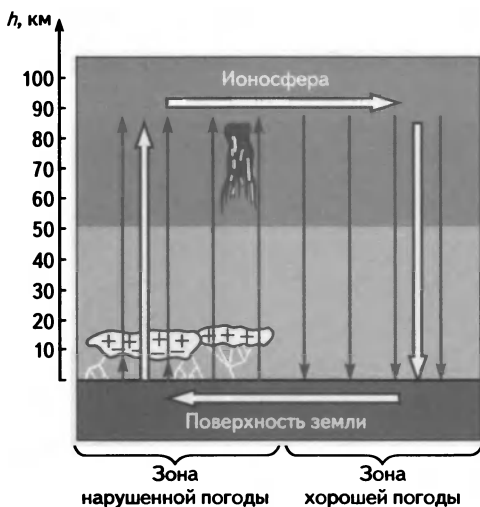


Рис. 3.39

Загадки джетов

Наиболее загадочными высотными разрядами являются обнаруженные в 1995 г. джеты. Они возникают на вершинах грозовых туч, проникающих в нижнюю стратосферу (на высотах 14—18 км), и распространяются вверх до высот 40—50 км. Природа джетов до сих пор не выяснена. Высказываются предположения, что джет — это стримерная корона, подобная той, которая формируется перед ступенчатым лидером линейной молнии, только сильно увеличенная из-за уменьшения плотности воздуха с высотой. В этом случае джет надо уподобить молнии (искровому разряду), которая бьет вверх из тучи с отрицательно заряженной вершиной. При этом становится понятным, почему не замечено связи джетов с разрядами молний в

тропосфере. Ведь в таком случае джет сам есть молния и притом молния восходящая. Только развивается она не от земного объекта, а от вершины тучи.

В июне 2010 г. на Украине была случайно сфотографирована необычная молния (рис. 3.40). Мы видим на фотографии ветвящуюся в направлении снизу вверх молнию, которая (что и удивительно) «прорастает» от вершины грозовой тучи. Нельзя, однако, с уверенностью утверждать, что перед нами джет. Вполне возможно, что мы встретились с необычным случаем межоблачной линейной молнии.



Рис. 3.40

Зато вполне уверенно можно говорить о молниях, бьющих из вершин грозовых туч в стратосферу, рассматривая особую группу джетов, получивших название *джеты-стартеры*. Они распространяются от вершины грозовой тучи всего лишь на 10—15 км и имеют хорошо выраженную характерную структуру ветвящихся молниевых плазменных каналов (рис. 3.41). Возможно, джеты-стартеры являются начальным этапом развития обычных джетов.

В 2002 г. над океаном и в 2007 г. над сушей были зарегистрированы необычные джеты, стартовавшие от высоты 16 км до высот 85—90 км (из верхней тропосферы прямо в верхнюю мезосферу). Их

назвали *гигантскими джетами*. С учетом формы различают древо-видные и морковкообразные гигантские джеты. Максимальный поперечник гигантского джета составляет 40 км, а его объем равен примерно $30\,000\text{ км}^3$; длительность свечения порядка секунды. Подмечено, что древовидный гигантский джет похож на гибридный спрайта (в верхней части) и обычного джета (в нижней части). В связи с этим можно предположить, что здесь мы имеем дело с искровым разрядом, переходящим с высотой (по мере развития) в тлеющий разряд.



Рис. 3.41

Джеты переносят в ионосферу отрицательные заряды. Получается, что не только в областях хорошей погоды, но также и в областях грозовой деятельности существуют положительные токи от ионосферы к Земле. Это, конечно, противоречит сложившимся представлениям о глобальной атмосферной электрической цепи. По-видимому, глобальная цепь имеет *более сложную структуру*. Как заметил российский физик, специалист в области электродинамики атмо-сферы и физики ионосферы, *Евгений Анатольевич Мареев* (род. 1960), «судя по всему, в ближайшее время изучение энергетики, структуры и динамики глобальной электрической цепи будет одной из наиболее актуальных проблем атмосферного электричества».



Как можно наблюдать спрайты и джеты

Эти высотные разряды возникают обычно в низких и средних широтах над достаточно мощными грозовыми облаками. Чаще всего встречаются спрайты, а значительно реже — джеты, особенно гигантские джеты. В светлое время суток практически невозможно обнаружить ни спрайтов, ни джетов. Поэтому наблюдение высотных разрядов следует проводить только в ночное время.

В принципе спрайты и обычные джеты (синие струи) можно заметить даже невооруженным глазом. При этом надо позаботиться о визуальной доступности пространства над грозовым облаком. Следует находиться на расстоянии 100—150 км от грозы и вести наблюдение ночного звездного неба под углом 10—20° с возвышенного места. Перед наблюдением следует адаптировать глаза к темноте, предварительно исключив возможность попадания в поле зрения молний под грозовыми облаками, экранируя их листом картона. Если вы различаете на небе Млечный Путь, значит, ваши глаза достаточно адаптированы. Наберитесь терпения и ждите. Спрайты и обычные джеты (тем более гигантские джеты) нетрудно отличить по их характерной форме от метеоров и комет.

Конечно, обычно спрайты и джеты наблюдают с помощью высокоскоростной видеокамеры. Наблюдения ведутся, в основном, не с земной поверхности, а с борта самолетов или космических станций и кораблей.

3.7. ЭКСКУРС В ИОНОСФЕРУ ЗЕМЛИ

Ионизация атмосферы

До сих пор, говоря о составе атмосферного воздуха, мы принимали во внимание только электрически нейтральные атомы и молекулы. Однако наряду с ними в атмосфере имеются заряженные частицы — *атомарные и молекулярные ионы и свободные электроны*. Ионов и электронов в атмосфере существенно меньше, чем нейтральных частиц; их концентрация не превышает 10^{12} м^{-3} .

В приземном слое атмосферы (до высоты 3—5 км) ионизацию воздуха осуществляют *космические лучи и радиоактивные газы*, по-

ступающие в атмосферу из земной коры. Космические лучи являются основным ионизатором воздуха в пределах всей тропосферы и всей стратосферы. Концентрация создаваемых ими ионов и электронов на высотах 20—30 км достигает 10^9 м^{-3} .

На высотах больше 50 км (в мезосфере и термосфере) основным ионизатором атмосферы является *излучение Солнца* в ультрафиолетовой и рентгеновской частях спектра (ультрафиолетовое и рентгеновское излучение). Под действием излучения происходят процессы *фотоионизации*:



Нейтральная частица X (атом или молекула) поглощает фотон γ , в результате чего появляются положительный ион X^+ и свободный электрон e .

Чтобы произошла реакция (3.33), фотон должен обладать энергией достаточной для отрывания электрона от нейтральной частицы. Эта реакция невозможна, если энергия фотона ε меньше энергии W_i , называемой *энергией ионизации* частицы X . Необходимое условие осуществления реакции (3.33) имеет вид:

$$\varepsilon \geq W_i. \quad (3.34)$$

Энергия фотона ε , взятого из излучения с длиной волны λ , равна hc/λ , где $h = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ Дж} \cdot \text{с}$ — постоянная Планка, $c = 3 \cdot 10^8 \text{ м/с}$ — скорость света. Поэтому условие (3.34) принимает вид:

$$\lambda \leq hc/W_i. \quad (3.35)$$

Если W_i измерять в электронвольтах, а λ в нанометрах, то условие (3.35) можно переписать в виде:

$$\lambda \leq 1250/W_i. \quad (3.35a)$$

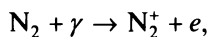
Заметим, что условие (3.34) является *необходимым*, но отнюдь не *достаточным* для осуществления реакции (3.33). Далеко не всякий фотон с энергией, равной или большей энергии ионизации, ионизирует частицу X , пролетая вблизи нее. Акты ионизации совершаются лишь с некоторой *вероятностью*.



Для молекулярного кислорода O_2 энергия ионизации $W_i = 12$ эВ (и, значит, длина волны излучения должна быть не более 104 нм). Для молекулярного азота N_2 энергия ионизации $W_i = 15$ эВ (т. е. длина волны не должна превышать 83 нм). Длины волн *ультрафиолетового* излучения находятся в диапазоне от 10 до 400 нм, *видимого* излучения — от 400 до 740 нм, *рентгеновского* — от 10^{-5} до 10 нм. Как видим, для фотоионизации O_2 или N_2 требуется коротковолновое ультрафиолетовое излучение, его называют *жестким* или *дальним* ультрафиолетовым излучением.

Если производящий ионизацию фотон оказывается достаточно жестким (ε существенно больше, чем W_i), то избыток энергии будет унесен образовавшимся электроном. И если энергия этого электрона (с учетом происхождения его называют *фотоэлектроном*) окажется достаточно большой, то он может оторвать новый электрон от подвернувшейся нейтральной частицы. Таким образом, наряду с фотоионизацией может происходить *ударная ионизация* при столкновении фотоэлектрона с нейтральной частицей.

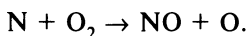
На высотах, не превышающих примерно 200—250 км, в относительно больших количествах рождаются не только ионы O_2^+ , N_2^+ , O^+ , но также ионы оксида азота NO^+ . Отметим два пути образования этих ионов в атмосфере. На первом пути сначала происходит фотоионизация молекулы N_2 :



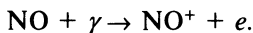
а затем молекулярный ион N_2^+ участвует в *диссоциативной рекомбинации*, в результате которой он разваливается на атомы N и N^* (звездочка показывает, что атом возникает в возбужденном состоянии):



Атомарный азот в отличие от молекулярного чрезвычайно активен; при его взаимодействии с молекулой кислорода O_2 появляется оксид азота:

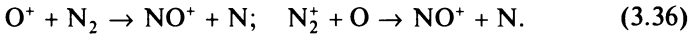


Фотоионизация молекулы оксида азота приводит к появлению иона NO^+ :



Заметим, что энергия ионизации молекулы оксида азота равен $W_i = 9,6$ эВ и, следовательно, ионизация оказывается возможной при длинах волн излучения до 130 нм.

Второй путь образования ионов NO^+ , более прямой. Эти ионы могут появиться в так называемых *ионно-молекулярных реакциях* (раньше их называли *реакциями перезарядки* или *реакциями переноса заряда*): Мы имеем в виду две реакции такого типа:



Обратим внимание: в этих реакциях не происходит ни образования, ни исчезновения зарядов — просто совершается их перераспределение.

В заключение заметим, что начиная с высот около 500 км быстро возрастает и становится доминирующей доля ионов He^+ и H^+ , образующихся при фотоионизации соответствующих атомов.

Определение ионосферы

Если буквально расшифровать термин «ионосфера» как «сфера, содержащая ионы», то следовало бы называть ионосферой всю атмосферу. Однако под ионосферой принято понимать атмосферу на высотах, начиная от 50—60 км, т. е. выше не только тропосферы, но и стратосферы. Объяснение этому можно дать, обратившись к истории вопроса.

В самом начале прошлого столетия английский физик *Оливер Хевисайд* (1850—1925) и американский инженер-электрик *Артур Кеннели* (1861—1939) независимо друг от друга предположили, что вокруг Земли существует ионизированный слой атмосферы, способный подобно своеобразному зеркалу отражать радиоволны. Его сначала называли *слоем Хевисайда—Кеннели*, а затем *ионосферой*. Существование слоя, отражающего радиоволны, было экспериментально подтверждено в 20-х гг. прошлого столетия.

Согласно сложившимся в те годы представлениям, поверхность земного шара и ионизированный слой атмосферы выполняют роль обкладок гигантского сферического конденсатора, которые действуют на радиоволны подобно тому, как зеркала действуют на световые лучи. Отражаясь попеременно от слоя ионосферы и от земной поверхности, радиоволны могут огибать земной шар огромными скачка-

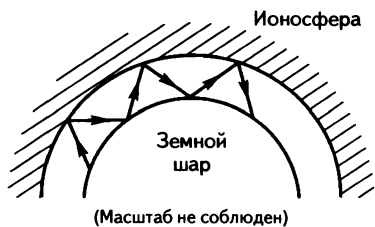


Рис. 3.42

ми в сотни и тысячи километров и таким образом преодолевать многие тысячи километров (рис. 3.42). На основе зондирования ионосферы радиоимпульсами ученые заключили, что внутри ионосферы располагаются несколько «электронных зеркал» — слоев, отражающих радиоволны. Эти слои обозначили в порядке постепенного удаления от поверхности Земли как *D*-слой, *E*-слой, *F*-слой.

Развернувшиеся во второй половине прошлого века исследования ионосферы с помощью ракет и искусственных спутников Земли показали, что никаких сколько-нибудь выраженных ионосферных слоев не существует, а происходит монотонное изменение концентрации электронов с высотой, обнаруживающее основной максимум на высотах 300—350 км. Тот факт, что отражение радиоволн усиливается на определенных высотных участках, связан не с определенными электронными слоями-отражателями, а с изменением с высотой условий отражения. Проще говоря, разным «слоям» (разным высотам) соответствует разная физика процессов, связанных с отражением радиоволн. Поэтому сегодня, говоря об ионосфере, употребляют не термин «слой», а термин «область». Ионосферу разбивают по высоте на *области*:

от 50 до 90 км	— область <i>D</i>
от 90 до 150 км	— область <i>E</i>
от 150 до 220 км	— область F_1
от 220 до 450 км	— область F_2
выше 450 км	— область внешней ионосферы

Но возвратимся к определению понятия «ионосфера». Оно появилось, как было сказано, в связи с исследованиями распространения радиоволн в атмосфере. На их распространение влияет концентрация в атмосфере не ионов, а свободных электронов. С точки зрения радиофизика ионосфера кончается там, где становится слишком малой концентрация именно свободных электронов. По мере понижения высоты, начиная от 50—60 км, концентрация свободных электронов в атмосфере начинает быстро уменьшаться вследствие «при-

липания» этих электронов к нейтральным частицам (с образованием отрицательных ионов). Этот процесс происходит тем активнее, чем больше плотность воздуха. Уже на высоте около 50 км концентрация электронов составляет всего 10^7 м^{-3} , что посредством радиоволн практически не обнаруживается.

Итак, теперь мы можем привести определение понятия ионосферы. *Ионосфера — это та часть верхней атмосферы, где концентрация свободных электронов достаточна, чтобы оказывать заметное влияние на распространение радиоволн.* Концентрация свободных электронов должна быть выше 10^7 м^{-3} .

Строение ионосферы: высотное распределение свободных электронов

Строение ионосферы характеризуется тем, как распределены по высоте свободные электроны и ионы. Начнем с распределения электронов. Для этого обратимся к рис. 3.43, на котором показано, как изменяется с высотой h концентрация электронов n . Кривая 1 получена для дневного времени, а кривая 2 — для ночного. Как можно видеть, днем концентрация n на порядок и более превышает концентрацию ночью. На обеих кривых обнаруживается максимум концентрации электронов. Днем концентрация в максимуме равна $n_1^{\text{max}} = 10^{12} \text{ м}^{-3}$ и приходится на высоту $h_1 = 350 \text{ км}$. Ночью концентрация в максимуме равна $n_2^{\text{max}} = 10^{11} \text{ м}^{-3}$ и приходится на высоту $h_2 = 400 \text{ км}$. Как видим, высотное распределение электронов в ионосфере существенно изменяется в течение суток, что вполне понятно, поскольку обусловленная солнечным излучением фотоионизация атмосферы происходит днем и не происходит ночью.

Не входя в детали, отметим, что *ионосфера непрерывно изменяется*. Кроме суточных наблюдаются также другие *регулярные* изменения ионосферы: *сезонные* (связаны со сменой времен года), *широтные* (при перемещении наблюдателя вдоль меридиана) и связанные с *многолетними циклами солнечной активности*. Кроме того наблюдаются *нерегулярные* возмущения ионосферы, обусловленные солнечными вспышками.

Кривые 1 и 2 на рис. 3.43 типичны для средних широт в летнее время в период относительно спокойного Солнца.

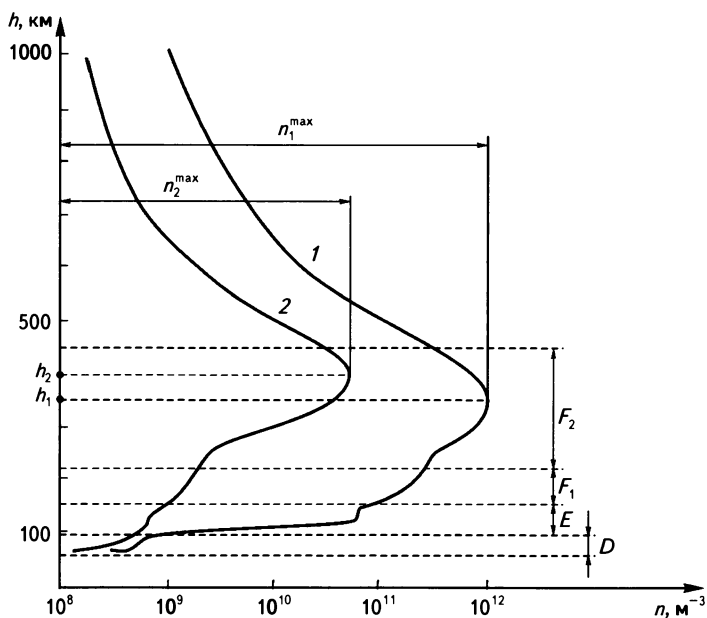


Рис. 3.43

Строение ионосферы: высотное распределение ионов

Переходя к высотному распределению ионов в ионосфере, отметим прежде всего специфику области D (высоты от 50 км до 90 км). Она заключается в том, что, во-первых, здесь наряду с положительными наблюдаются также отрицательные ионы (например, ионы NO_2^- и NO_3^-) и, во-вторых, в этой области образуются комплексные ионы типа $(\text{H}_2\text{O})_n\text{H}^+$ или $(\text{H}_2\text{O})_n\text{NO}^+$, называемые *ионами-связками*. Они представляют собой связки ионов H^+ или NO^+ с одной, двумя и более молекулами H_2O .

Обратим внимание на то, что выше области D нет ни ионов-связок, ни каких-либо отрицательных ионов. *От 100 км и выше все ионы являются положительными.* Их распределение по высоте от 100 до 600 км характеризует рис. 3.44. Кривые на этом рисунке — отнюдь не графики неких закономерностей, а границы, разделяющие участки, соответствующие обозначенным на них ионам. Воспользо-

вавшись рисунком, можно для любой выбранной высоты определить для того или иного иона выраженную в процентах долю его концентрации по отношению к содержанию всех ионов на данной высоте.

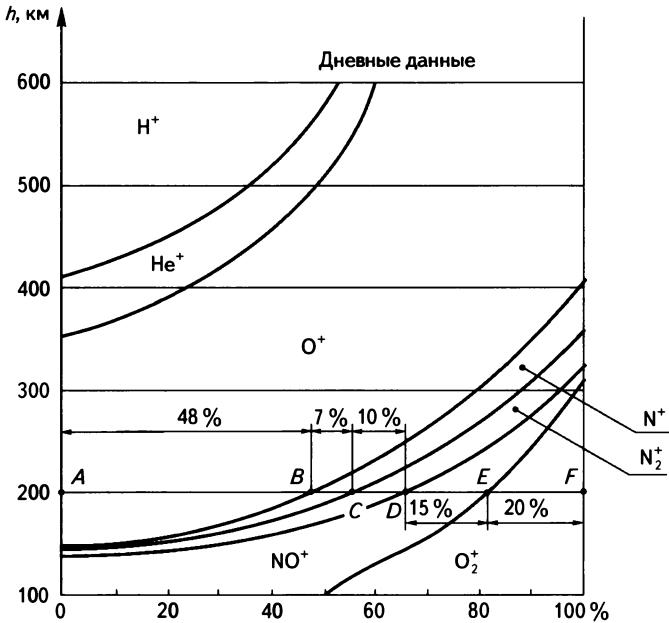


Рис. 3.44

Выбрав для примера высоту 200 км, рассмотрим отрезок прямой AF . Кривые разбивают его на пять отрезков: AB (занимает 48 % и дает долю ионов O^+), BC (занимает 7 % — это доля ионов N^+), CD (10 % — доля ионов N_2^+), DE (15 % — доля ионов NO^+), EF (20 % — доля ионов O_2^+).

Из рис. 3.44 следует, что на высотах от 100 км до 130 км (т. е. внутри области E) ионный состав атмосферы существенно упрощается по сравнению с областью D . Здесь ионный состав представлен фактически только ионами O_2^+ и NO^+ в примерно равных концентрациях. С увеличением высоты появляются также ионы N_2^+ и N^+ , но особенно сильно возрастает концентрация ионов O^+ , которая на высоте 200 км становится практически равной сумме концентраций ионов NO^+ и O_2^+ . Концентрация последних с высотой уменьшается,

так что вблизи максимума электронной концентрации, на высоте около 350 км, относительная концентрация ионов O^+ увеличивается до 90 %. При 400 км молекулярные ионы полностью отсутствуют, зато наряду с ионами O^+ появились ионы He^+ , а затем и ионы H^+ , т. е. протоны. С дальнейшим увеличением высоты доля протонов будет возрастать все больше и больше.

Снизу ионосфера ограничена высотами 50—60 км. А что следует считать *верхней границей* ионосферы? На этот счет нет общей договоренности, равно как и нет определенности в вопросе о верхней границе земной атмосферы. В качестве верхней границы ионосферы можно рассматривать, например, высоты, при которых начинают преобладать ионы H^+ (протоны), т. е. высоты порядка 1000 км. Область верхней ионосферы, расположенную еще выше, часто называют *протоносферой*. Обычно, однако, под ионосферой понимают область атмосферы до высот 500—600 км, т. е. вкладывают ионосферу в мезосферу и термосферу.

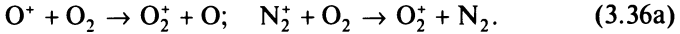
Основные физико-химические процессы в ионосфере

Ионосферу можно считать в целом стабильной, поскольку ее изменения имеют в основном регулярный характер и при этом остаются практически постоянными параметры основного максимума n_1^{\max} , n_2^{\max} , h_1 , h_2 (напомним рис. 3.43). Понятно, что существование ионосферы нельзя рассматривать как результат только процессов ионизации. Ионосфера существует благодаря происходящим в ней трем основным физико-химическим процессам: *фотоионизации, ионно-молекулярным реакциям и рекомбинации*. Эти процессы соответствуют трем стадиям жизни ионов: рождению, превращениям и уничтожению. Совокупность этих процессов, их взаимодействие — все это как раз и создает разнообразие ситуаций, наблюдаемых в ионосфере.

Кроме того важны также *процессы диффузии*, связанные с перемещением в пространстве электронов и ионов. Роль этих процессов относительно невелика на высотах до примерно 300 км, но возрастает при очень сильном разрежении атмосферы на высотах от 300—400 км. Не имея возможности в данной книге углубляться в вопросы *аэрономии* (современной науки о строении и физико-хи-

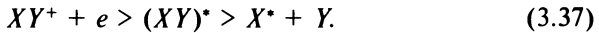
мии верхней атмосферы Земли), мы не будем рассматривать диффузию, уделив внимание лишь трем упомянутым выше физико-химическим процессам.

С процессами фотоионизации мы познакомились в пункте «Ионизация атмосферы». Там же приведены некоторые ионно-молекулярные реакции (реакции перезарядки) [см. (3.36)]. Дополним их еще двумя ионно-молекулярными реакциями:



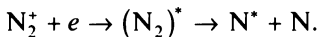
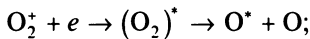
Обратим внимание на то, что в ионно-молекулярных реакциях в ионосфере чаще всего образуются ионы NO^+ и O_2^+ .

Есть несколько типов реакции рекомбинации. С наибольшей вероятностью происходит *диссоциативная рекомбинация молекулярных ионов*:



В реакции (3.37) при соединении молекулярного иона XY^+ с электроном сначала рождается возбужденная нейтральная молекула $(\text{XY})^*$; энергия, выделившаяся при рекомбинации, идет на возбуждение молекулы. Возбужденная молекула нестабильна и тут же распадается на составляющие ее атомы, один из которых может возбудиться. Атомы разлетаются, унося с собой энергию, выделившуюся при рекомбинации.

Для ионосферы наиболее важны следующие три реакции диссоциативной рекомбинации молекулярных ионов:



Фотоионизация, ионно-молекулярные реакции, диссоциативная рекомбинация — это последовательные этапы превращений основных нейтральных частиц на высотах от 100 км до 300 км (молекул N_2 и O_2 и атомов O). Фотоионизация порождает ионы, а диссоциативная рекомбинация их уничтожает. *Фотоионизация и рекомбинация выступают как два противоборствующих процесса*. Они противоборствуют либо «напрямую», либо с использованием промежуточ-



ного звена — ионно-молекулярных реакций (процессов перезарядки). Понятно, почему ночью концентрация электронов в ионосфере значительно слабее, чем днем. Ведь ночью процессы фотоионизации отсутствуют, тогда как процессы рекомбинации продолжают действовать.

Правда, процессам рекомбинации не удается полностью восторжествовать — концентрация электронов ночью, хотя и уменьшается в 10 и более раз, но все-таки свободные электроны не исчезают совсем. Этому способствуют некоторые процессы подпитки электронами ночной ионосферы. К ним относятся, например, процессы диффузии, приводящие к перемещению некоторой части частиц (в том числе свободных электронов) из освещенной части ионосферы в неосвещенную. При этом важную роль играют два фактора: наличие сильных горизонтальных ветров в верхней атмосфере и ее разреженность, благодаря которой уменьшается вероятность встречи диффундирующих электронов с ионами. Для космических лучей безразлично, освещена ионосфера лучами Солнца или не освещена. А они тоже являются ионизаторами, хотя и не столь серьезными по сравнению с солнечным излучением. В заключение упомянем о еще одном источнике подпитки ночной ионосферы электронами. Имеется в виду активно разрабатываемая ныне *гипотеза рассеянного излучения*. Согласно этой гипотезе в ночной ионосфере происходит фотоионизация фотонами не прямого, а рассеянного атмосферой солнечного излучения.

Почему растет концентрация свободных электронов при увеличении высоты от 100 до 300 км?

Уменьшение электронной концентрации с высотой вполне понятно, коль скоро с возрастанием высоты быстро уменьшается плотность атмосферы. Однако в интервале от 100 до 300 км концентрация электронов в ионосфере не уменьшается, а напротив, возрастает, в результате чего и возникает основной максимум в области F_2 . Почему происходит рост электронной концентрации?

Дело в изменении соотношения между процессами рекомбинации и фотоионизации. Процессы рекомбинации начинают все больше отставать от процессов фотоионизации по мере подъема от 100 км

примерно до 300 км. Как уже отмечалось, наиболее вероятна диссоциативная рекомбинация, а она происходит с *молекулярными ионами* (конкретно ионами NO^+ , O_2^+ , N_2^+). Что же касается атомарных ионов, то с ними могут происходить рекомбинации лишь других типов, которые менее вероятны по сравнению с диссоциативной рекомбинацией молекулярных ионов. Из рис. 3.44 видно, что при подъеме от 100 до 300 км суммарная относительная концентрация молекулярных ионов уменьшается со 100 % до примерно 10 %, и на смену молекулярным ионам приходят относительно слабо рекомбинирующие атомарные ионы (ионы O^+ и в небольшой мере N^+). Вот это и приводит к постепенному и притом значительному уменьшению с высотой вероятности процессов рекомбинации. Вероятность же фотоионизации уменьшается при этом в меньшей степени. Отсюда и возрастание с высотой концентрации свободных электронов в ионосфере.



Издательский Дом
ИНТЕЛЛЕКТ

Л.В. Тарасов

Природа землетрясений и вулканизма

В учебно-популярной форме представлены основы современной геологической теории – тектоники литосферных плит, которая объясняет возникновение землетрясений и извержений вулканов. Рассматриваются физика и последствия тектонических землетрясений и волн цунами. Описываются различные вулканы и физико-химическая природа их извержений, а также физика термальных источников (гейзеров и горячих ключей).

Для школьников, преподавателей, студентов.

Глава 1.

ЗЕМНЫЕ НЕДРА

- 1.1. Как исследуют земные недра
- 1.2. Земной шар в разрезе
- 1.3. Вязкость астеносферы и мантии

Глава 2.

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

- 2.1 Рельеф поверхности суши и дна океанов
- 2.2. Гипотеза Вегенера о дрейфе материков
- 2.3. Литосферные плиты
- 2.4. Движение литосферных плит
- 2.5. Формирование земной коры и горообразование
- 2.6. Беседа автора с читателем: Есть ли противники у тектоники литосферных плит?

Глава 3.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

- 3.1. Землетрясение – грозное природное явление
- 3.2. Физика землетрясения
- 3.3. Глубинные разломы и сейсмичность
- 3.4. Оценка силы землетрясения
- 3.5. Проблемы сейсмической безопасности
- 3.6. Цунами

Глава 4.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

- 4.1. Эволюция представлений об извержениях вулканов
- 4.2. Некоторые катастрофические вулканические извержения
- 4.3. Такие разные вулканы
- 4.4. Физика и химия извержения вулканов центрального типа
- 4.5. Вулканические извержения
- 4.6. Похвальное слово земному вулканизму
- 4.7. Грязевые вулканы
- 4.8. Гейзеры и термальные источники

В учебно-популярной форме рассказывается о земном магнетизме. Рассматриваются как геомагнитное поле на земной поверхности (элементы земного магнетизма, магнитные карты, дрейф и инверсия магнитных полюсов), так и магнитосфера Земли (радиационные пояса, полярные сияния, магнитные бури). Обсуждается современная гипотеза происхождения магнитного поля Земли (гипотеза гидромагнитного динамо). Дополнительно читатель знакомится с палеомагнетизмом и современными представлениями о строении земного шара.

Для школьников, преподавателей, студентов.

Глава 1

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМНОГО ШАРА И ВБЛИЗИ НЕЕ

- 1.1 Характеристики геомагнитного поля
- 1.2 Магнитные карты, магнитные аномалии, геомагнитные вариации
- 1.3 Как измеряют элементы земного магнетизма?
- 1.4 Становление и развитие магнитных съемок
- 1.5 Дрейф магнитных полюсов Земли
- 1.6 Палеомагнетизм и инверсия магнитных полюсов Земли
- 1.7 Движение литосферных плит и полосовые магнитные аномалии
- 1.8 Моделирование главного магнитного поля Земли

Глава 2

МАГНИТОСФЕРА ЗЕМЛИ

- 2.1 Ионосфера Земли
- 2.2 Солнечный ветер и образование земной магнитосферы
- 2.3 Заряженная частица в магнитном поле
- 2.4 Радиационный пояс
- 2.5 Наблюдения небесных пазорей и сполохов (полярных сияний)
- 2.6 Магнитные бури
- 2.7 Природа полярных сияния
- 2.8 Магнитосфера Юпитера

Глава 3

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

- 3.1 Современные представления о строении земного шара
- 3.2 Примеры несостоятельных гипотез
- 3.3 Гипотеза гидромагнитного динамо
- 3.4 Грядущая переполюсовка геомагнитного поля

Учебное издание

Заявки на книги присылайте по адресам:

zakaz@id-intellect.ru

solo@id-intellect.ru

id-intellect@mail.ru

тел. (495) 579-96-45

факс (495) 617-41-88

В заявке обязательно указывайте
свои реквизиты (для организаций) и почтовый адрес!

Подробная информация о книгах на сайте

<http://www.id-intellect.ru>

Лев Васильевич Тарасов

ВЕТРЫ И ГРОЗЫ

В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Компьютерная верстка – Н.А. Попова

Корректурa автора

Художник – С.Ю. Биричев

Ответственный за выпуск – Л.Ф. Соловейчик

Формат 60x90/16. Печать офсетная.

Гарнитура Ньютон.

Печ. л. 17,5. Тираж 1000 экз. Зак. № 1071

Бумага офсетная № 1, плотность 80 г/м²

Издательский Дом «Интеллект»

141700, Московская обл., г. Долгопрудный,

Промышленный пр-д, д. 14,

тел. (495) 617-41-85

Отпечатано в ООО «Чебоксарская типография № 1»

428019, г. Чебоксары, пр-т И. Яковлева, д. 15

ЛЮБОЗНАТЕЛЬНЫМ –
О ВАЖНЕЙШИХ АТМОСФЕРНЫХ
ЯВЛЕНИЯХ



ТАРАСОВ ЛЕВ ВАСИЛЬЕВИЧ

Известный специалист по образовательным технологиям, популяризатор науки. Автор пяти научных монографий по прикладной физике, трех учебных пособий для высшей школы и более трех десятков учебно-популярных книг для школьников, преподавателей и студентов

www.id-intellect.ru

ISBN 978-5-91559-112-6



9 785915 591126