

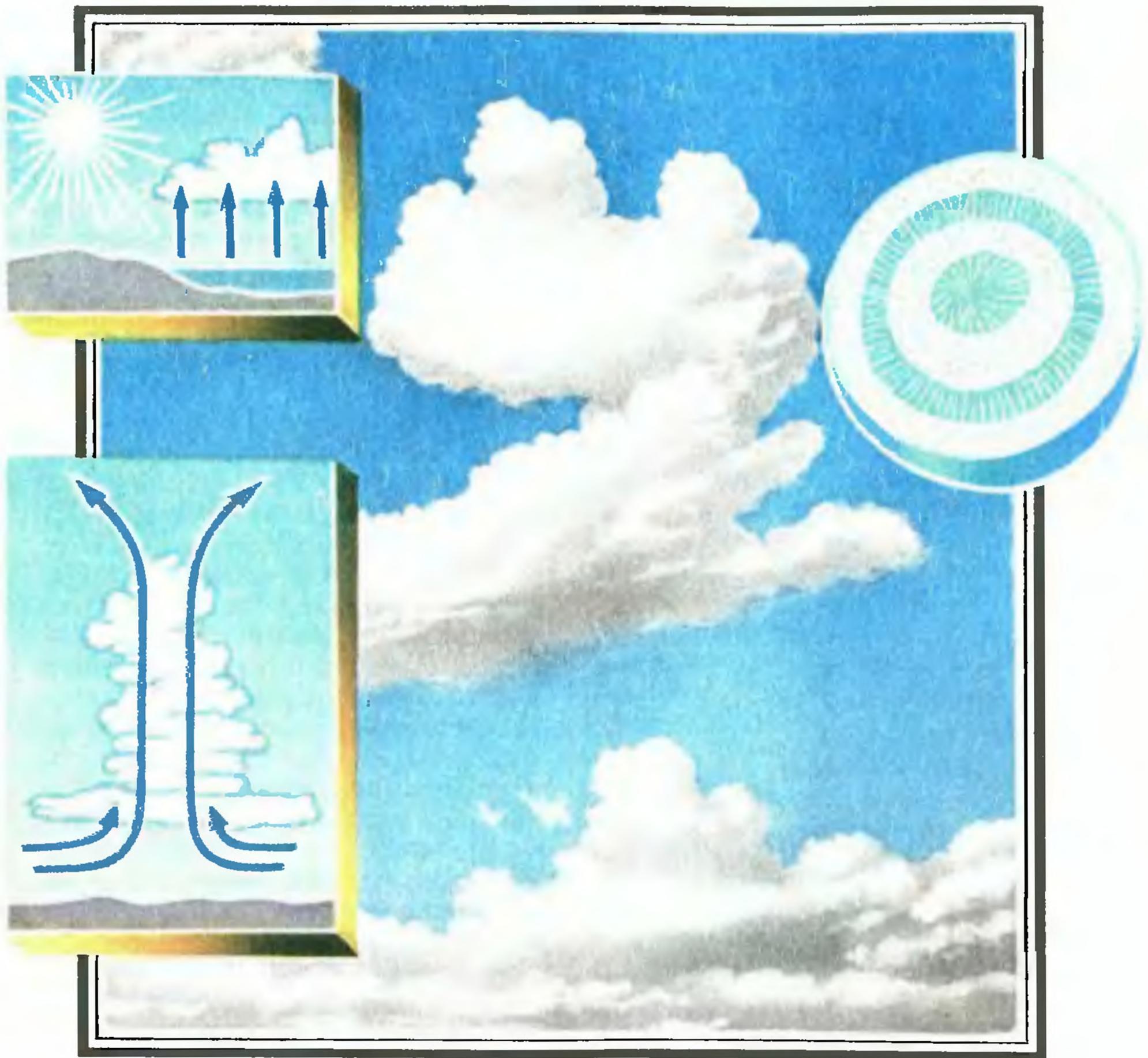
Л.В. Тарасов
“Физика в природе”
стр. 57-71

Там щедрым отблеском зари освещены,
Густые облака, сбегая с вышины,
Нависли пышными янтарными клубами...

В. Г. Бенедиктов

Москва, “Просвещение”, 1988

облака



Вышло облачко высоко,
Стало тонкое, сквозное,
Улыбнулось одиноко —
И угасло в ярком зное.

Это стихотворение И. А. Бунина очень лирично. Образ одинокого облака, родившегося и растаявшего на наших глазах, невольно вызывает легкую грусть.

Прекрасное стихотворение посвятил облаку английский поэт П. Шелли. В нем есть выразительные строки:

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

В этих строках много не только поэзии. В них хорошо отражена также физика красивого и удивительного явления природы, называемого облаком. Обратимся же теперь к физике облаков, но прежде еще раз внимательно посмотрим на облачное небо.

Облачное небо. В толковом словаре В. Даля дано короткое и в то же время достаточно точное определение облака: «Облако — туман в высоте». Как и туман, облако представляет собой взвесь в воздухе мелких и мельчайших капелек воды. Наряду с водяными капельками в облаке могут находиться также мелкие кристаллики льда. Облако может целиком состоять из таких кристалликов.

При всем сходстве с туманом облако все же существенно отличается от него. Это видно уже из того, что существует много видов облаков. Строго говоря, на туман похожи лишь *слоистые облака* (рис. 4.1,а); они образуются близко от земной поверхности и представляют собой белесые или се-

рые однородные горизонтальные полосы (слои).

Расстояние от земли до облачной полосы не превышает обычно нескольких сотен метров, но может составлять и всего десятки метров. Толщина слоистого облака порядка 100 м...1 км, зато его горизонтальная протяженность может достигать 100 км. Слоистые облака часто возникают на склонах гор. Осадки из слоистых облаков не выпадают, если не считать мелкой мороси.

Значительно более мощные слои образуют *слоисто-дождевые облака* (рис. 4.1,б). Они темно-серые, плотные, иногда почти черные, с размытой нижней границей. Эти облака могут обкладывать весь небосвод, покрывая его темными пятнами; именно с такими облаками мы и связываем представление о пасмурной погоде.

Расстояние от земной поверхности до слоисто-дождевых облаков обычно составляет примерно 100 м...1 км, толщина облаков порядка километра, горизонтальная протяженность достигает 100...1000 км. Как видно уже из названия, эти облака дают дождь. Облака могут существовать сутки и более; выпадающие из них дожди могут быть длительными, обложными. При определенных условиях из слоисто-дождевых облаков выпадает снег.

В отличие от слоистых облаков, являющихся, как правило, капельными, слоисто-дождевые облака — смешанные: в нижней своей части они состоят из капелек воды, а в верхней — из кристалликов льда.

Как слоистые, так и слоисто-дождевые облака называют облаками нижнего яруса. Над ними

могут находиться облака среднего яруса, к которым относят *высококучевые облака* (рис. 4.1,в). Эти облака имеют обычно вид покрывающих часть небосвода волнистых гряд. Высота их нижней границы 2...5 км, толщина примерно такая же, как у слоистых облаков. Высококучевые облака состоят обычно целиком из ледяных кристалликов. Осадки из этих облаков не выпадают.

Еще более высоко образуются облака верхнего яруса, например *перистые облака* (рис. 4.1,г) — переплетения нежных белых нитей, тонкие белые полосы, которые, сливаясь, образуют силуэты перьев, хвостов и крыльев птиц, рыбьих скелетов и т. п. Высота нижней границы перистых облаков 6...10 км, толщина около километра. Облака состоят из кристалликов и не дают осадков.

Все перечисленные виды облаков имеют общую черту: они сильно развиты в горизонтальном направлении и относительно слабо в вертикальном. Это облачные слои, горизонтальная протяженность которых в сотни и тысячи раз больше их толщины и достигает 100...1000 км. Вертикальные перемещения воздушных масс в таких облаках происходят сравнительно медленно; максимальная вертикальная скорость воздушных потоков не превышает примерно 10...20 см/с. Время существования рассматриваемых облаков измеряется сутками.

Иное дело — облака вертикального развития: *кучевые облака* хорошей погоды (рис. 4.1,г) и *кучево-дождевые облака* (рис. 4.1,е). Нижняя граница этих облаков лежит в нижнем ярусе (на высоте около 1 км), а вершина попадает в верхний ярус. Толщина или, луч-

ше сказать, высота кучевых облаков достигает 5...8 км, а кучево-дождевых 10...15 км. В то же время горизонтальная протяженность обычного кучевого облака составляет всего 1...10 км, а кучево-дождевого — не превышает нескольких десятков километров. В рассматриваемых облаках весьма существенны вертикальные перемещения воздушных масс (с характерными скоростями порядка 10 м/с). В отличие от облаков слоистого характера, кучевые облака существуют недолго; время их жизни измеряется часами, десятками минут.

Кучевые облака хорошей погоды обычно отделены одно от другого. Но возможны и довольно причудливые нагромождения облаков, которые, кстати говоря, любил изображать на своих пейзажах Клод Лоррен. Физические процессы, происходящие в кучевом облаке, обуславливают характерные особенности его внешнего вида — вытянутость в вертикальном направлении, куполообразную вершину, обилие белых клубов («барашков»). При всем том кучевые облака поражают неповторимостью своего вида; ни одно из них не копирует другое.

Кучево-дождевые облака по своему виду похожи на кучевые, но, в отличие от последних, имеют более крупные размеры, более высоки. Внизу они темные, иногда почти черные. Вершина облака часто растекается в горизонтальном направлении, что придает облаку форму наковальни (рис. 4.1,ж). Кучево-дождевые облака смешанные: в нижней части капельные, в верхней ледяные. Они дают сильные ливни и град.

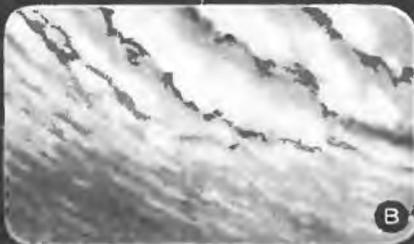
Итак, мы рассмотрели шесть типов облаков — четыре типа об-

Облака верхнего яруса



Перистые облака

Облака среднего яруса



Высоконучевые облака

Облака нижнего яруса



Слоисто-дождевые облака



Слоистые облака

**ОБЛАНА
ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ**

4.1



Нучевые облака хорошей погоды

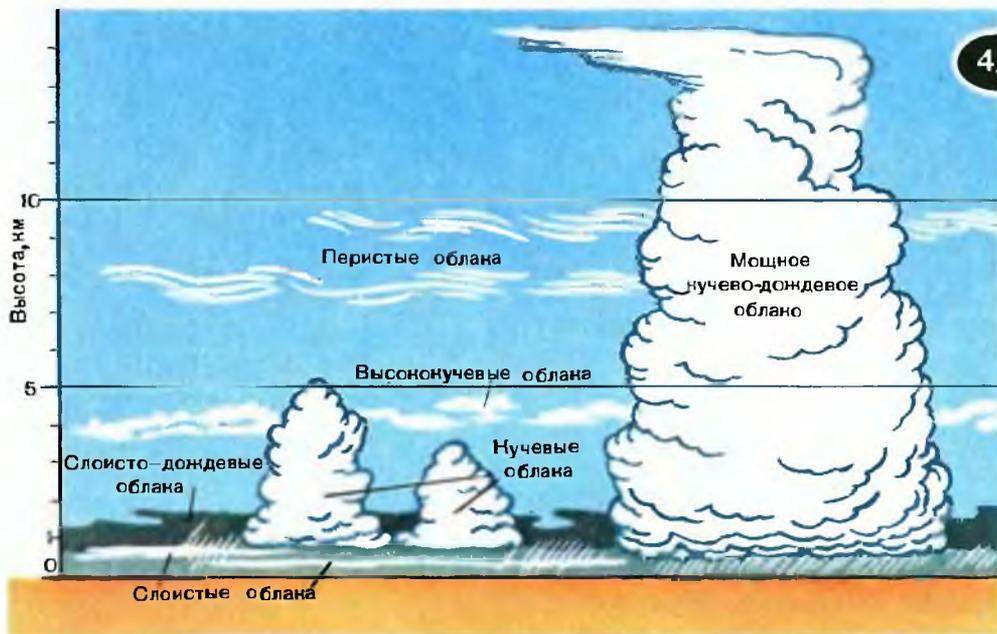


Нучево-дождевые облака



Мощное нучево-дождевое облако

**ОБЛАНА
ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ**

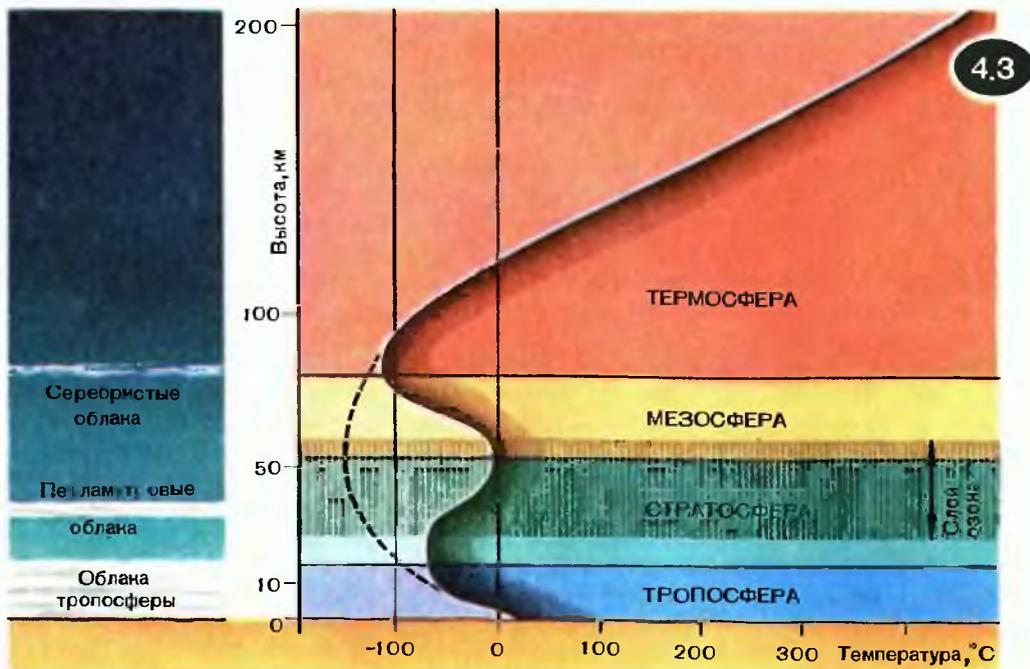


лаков горизонтального развития (слоистые, слоисто-дождевые, высококумелые, перистые) и два типа облаков вертикального развития (кумелые и кумело-дождевые). На рисунке 4.2 перечисленные типы облаков схематически изображены все вместе, что позволяет представить себе в целом структуру облачного покрова. Все эти облака образуются в пределах нижнего слоя атмосферы, называемого тропосферой. В более высоких слоях атмосферы облаков почти нет; лишь на высотах около 30 км можно обнаружить перламутровые облака да на высотах около 80 км — серебристые облака. Перламутровые облака очень тонкие, они просвечивают; в сумерки вблизи солнца они окрашиваются в красный, золотистый и зеленоватый цвета. Серебристые облака также очень тонкие. Они

светятся серебристым цветом ночью, вскоре после захода солнца или незадолго до восхода. Это рассеянный облаками солнечный свет.

Облака переносятся ветрами на огромные расстояния, в результате чего осуществляется постоянный влагообмен между различными областями нашей планеты. Крайне упрощенная схема влагообмена такова: вода из моря попадает в облака, образующиеся над поверхностью моря, затем ветры переносят эти облака на материк, где они изливаются дождями, наконец, через реки вода возвращается обратно в море.

Облачный покров нашей планеты достаточно велик. Облака покрывают в среднем около половины всего небосвода. В них содержится во взвешенном состоянии 10^{12} кг воды (льда).



Земная атмосфера. В известном смысле земную атмосферу можно уподобить слоеному пирогу: она состоит из ряда слоев или, точнее говоря, ряда вложенных одна в другую сфер. Разделение на слои (сферы) проводят, учитывая характер изменения температуры атмосферного воздуха с высотой. На рисунке 4.3 выделены четыре слоя атмосферы: *тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера* — и изображена кривая, отражающая изменение температуры воздуха с высотой.

По мере подъема от поверхности земли температура воздуха сначала убывает. Это известно всем — ведь вершины высоких гор круглый год покрыты снегом и льдами. Тот, кто летал на авиалайнерах, неоднократно слышал сообщения бортпроводниц о том, что температура воздуха за бор-

том самолета 60...70 градусов мороза. Напомним, что современные авиалайнеры летают на высотах 8...10 км.

Не всем, однако, известно, что уменьшение температуры воздуха с высотой происходит лишь до определенных высот: до 17 км над тропиками и 10 км над полярными областями. Эти числа как раз и определяют высоту верхней границы тропосферы (как видим, она зависит от географической широты). Температура воздуха на границе тропосферы составляет над тропиками около -75°C , а над полюсами около -60°C .

К тропосфере примыкает 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 стра-

тосферы; при этом температура достигает значений, близких к 0 °С. В следующем атмосферном слое — мезосфере — температура снова начинает уменьшаться по мере подъема; она падает до —100°С и даже до —150°С на уровне верхней границы мезосферы, имеющей высоту около 80 км. Еще выше начинается термосфера; здесь температура по мере подъема возрастает.

Итак, в тропосфере температура воздуха с высотой уменьшается, в стратосфере температура сначала не меняется, а затем растет, в мезосфере она снова уменьшается и, наконец, в термосфере снова начинает расти. Заметим, что слово «тропосфера» происходит от греческого «тропос», означающего «поворот»; над тропосферой совершается первый поворот температуры. Атмосфера действительно напоминает слоеный пирог: слои, где температура понижается, чередуются со слоями, где она повышается.

Происхождение такого «слоеного пирога» нетрудно объяснить. Ведь снизу атмосфера подогревается земной поверхностью, а сверху солнечным излучением; поэтому ее температура должна возрастать при приближении как к поверхности земли, так и к верхней границе атмосферы. В результате температурная кривая должна, казалось бы, иметь вид, показанный на рисунке 4.3 пунктиром. В действительности же температура изменяется с высотой не по пунктирной, а по непрерывной линии и обнаруживает некоторое увеличение в области стратосферы. Это повышение температуры вызвано поглощением ультрафиолетовой составляющей солнечного излучения в слое озона

(O₃), который занимает интервал высот примерно от 20 до 60 км.

Для образования облаков надо, чтобы воздух был влажным (или, во всяком случае, не слишком сухим) и чтобы происходило достаточно сильное понижение температуры воздуха. Наиболее влажен воздух вблизи земной поверхности, в тропосфере. К тому же в тропосфере температура воздуха с высотой уменьшается. Поэтому неудивительно, что почти весь облачный покров Земли сосредоточен в пределах тропосферы. Серебристые облака образуются значительно выше тропосферы — вблизи верхней границы мезосферы. Существенно, что на этих высотах температурная кривая проходит через очередной и притом относительно сильный минимум. Отметим, что на высотах вблизи максимума температурной кривой (на границе стратосферы и мезосферы) облака никогда не наблюдаются.

Посмотрев на рисунок 4.3, читатель может заключить, что на высоте 200 км температура воздуха становится равной 400 °С. А как же быть с «космическим холодом»? Недоумение читателя, возможно, возрастет еще более, если мы сообщим, что на высоте 400 км температура атмосферы достигает уже 1000 °С. А между тем на этих высотах летают космические корабли, космонавты выходят в открытый космос, и ничего страшного в столь ужасной «жаре» с ними не происходит. Дело в том, что на больших высотах атмосфера становится крайне разреженной. Так, на высоте 400 км давление воздуха равно всего 10⁻⁸ мм рт. ст., что соответствует глубочайшему вакууму. При столь огромном разрежении гигантская

кинетическая энергия молекул атмосферного воздуха (отвечающая температуре 1000°C) не может причинить вреда космонавтам, поскольку самих-то молекул крайне мало.

Адиабатное расширение газа. Одним из главных процессов, приводящих к образованию облака, является процесс *адиабатного расширения воздуха при его подъеме над поверхностью земли.*

Предположим, что некоторая масса газа (в частности, воздуха) расширяется. При этом газ совершает работу A против сил внешнего давления. Пусть Q — теплота, которую получает извне газ в процессе расширения. Совершенная газом работа A и полученная им теплота Q определяют изменение внутренней энергии газа ΔU :

$$\Delta U = Q - A. \quad 4.1$$

Это есть первое начало термодинамики; оно представляет собой не что иное, как закон сохранения энергии для рассматриваемой массы газа.

Изменение внутренней энергии газа связано с изменением его температуры. Пусть T_1 и T_2 — соответственно начальная и конечная абсолютные температуры газа. Будем полагать, что газ состоит из двухатомных молекул и что его молярная масса есть μ (для воздуха можно принять $\mu = 29$ кг/кмоль). Для такого газа

$$\Delta U = \frac{5}{2} \frac{MR(T_2 - T_1)}{\mu}, \quad (4.2)$$

где M — масса газа, R — универсальная газовая постоянная; $R = 8,3 \cdot 10^3$ Дж/(кмоль \cdot К).

Если $Q > A$, то $\Delta U > 0$. В этом случае $T_2 > T_1$, следовательно, газ

при расширении нагревается. Если $Q = A$, то $\Delta U = 0$. В этом случае $T_2 = T_1$ — температура расширяющегося газа остается неизменной (*изотермическое расширение*).

Для нас интересен случай, когда можно принять $Q = 0$, т. е. когда можно пренебречь теплообменом между газом и окружающей его средой. В данном случае соотношение (4.1) принимает вид

$$\Delta U = -A. \quad (4.3)$$

Видно, что теперь $\Delta U < 0$ и, следовательно, $T_2 < T_1$ — газ при расширении охлаждается. Рассматриваемый процесс называют *адиабатным расширением* газа. При таком расширении газ не получает теплоты извне и поэтому совершает работу только за счет собственной внутренней энергии (в результате чего и охлаждается). Подставляя (4.2) в (4.3), получаем формулу, связывающую уменьшение температуры адиабатно расширяющегося двухатомного газа и работу, совершенную газом:

$$T_1 - T_2 = \frac{2}{5} \frac{\mu A}{MR}. \quad (4.4)$$

Приведем без вывода формулу для работы адиабатно расширяющегося двухатомного газа:

$$A = \frac{5}{2} \frac{M}{\mu} RT_1 \left[1 - \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{\frac{2}{7}} \right]. \quad (4.5)$$

Здесь p_1 и T_1 — начальное давление и начальная температура газа, а p_2 — его конечное давление.

Решим задачу. *Найти уменьшение температуры адиабатно расширяющегося воздуха при его подъеме на высоту 1 км, если известно, что начальная температура воздуха 27°C и что давление воздуха на указанной высоте составляет 0,9 от давления у поверхности.*

Согласно условию задачи, $\frac{p_2}{p_1} = 0,9$.

Чтобы вычислить $0,9^{2/7}$, представим: $0,9^{2/7} = (1 - 0,1)^{2/7}$ и воспользуемся приближенным соотношением: $(1 - \alpha)^{\beta} = 1 - \beta\alpha$, справедливым, когда $\alpha \ll 1$.

В результате находим:

$0,9^{2/7} = 1 - 0,1 \cdot \frac{2}{7} = 1 - 0,03$, после чего выражение (4.5) преобразуется к виду

$$A = \frac{5}{2} \frac{0,03 MRT_1}{\mu} \quad (4.6)$$

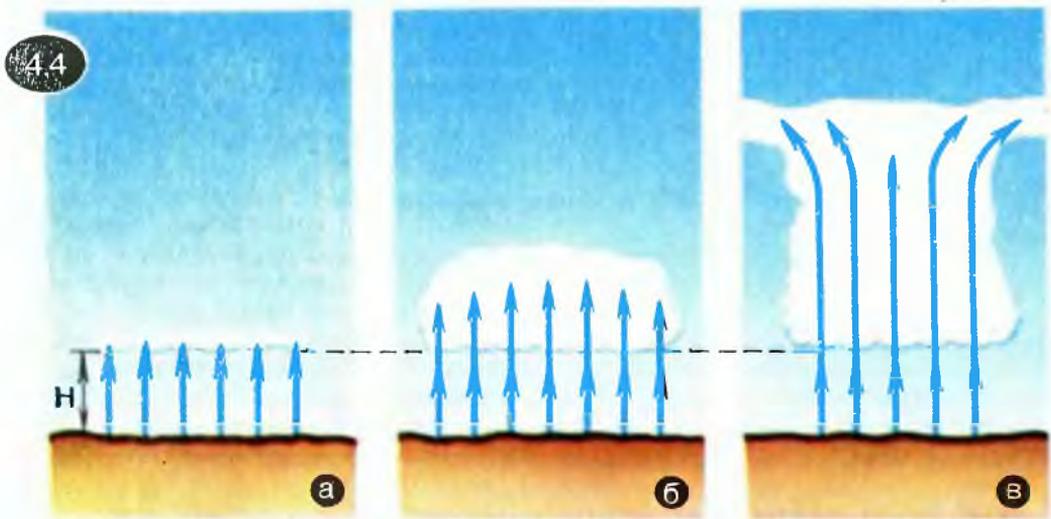
Подставляя (4.6) в (4.4), находим $T_1 - T_2 = 0,03 T_1$. Так как $T_1 = 300$ К, то отсюда следует, что $T_1 - T_2 = 9$ К. Итак, за счет адиабатного расширения воздух при подъеме на 1 км охлаждается на 9 градусов.

Как образуются облака. Процесс образования облака начинается с того, что некоторая масса достаточно влажного воздуха поднимается вверх. По мере подъема будет происходить *расширение воздуха*. Это расширение можно считать *адиабатным*, так как воздух поднимается относительно быстро, и при достаточно боль-

шом его объеме (а в образовании облака принимает участие действительно большой объем воздуха) теплообмен между рассматриваемым воздухом и окружающей средой за время подъема попросту не успевает произойти.

Как мы уже знаем, при адиабатном расширении газа его температура понижается. Значит, *поднимающийся вверх влажный воздух будет охлаждаться*. Когда температура охлаждающегося воздуха понизится до точки росы, станет возможным процесс *конденсации пара*, содержащегося в воздухе. При наличии в атмосфере достаточного количества ядер конденсации этот процесс действительно начинается. Если ядер конденсации в атмосфере мало, конденсация начинается не при температуре, равной точке росы, а при более низких температурах (напомним замечания, касавшиеся образования тумана, — см. предыдущую главу).

Итак, достигнув некоторой высоты H , поднимающийся влажный воздух охладится (в результате



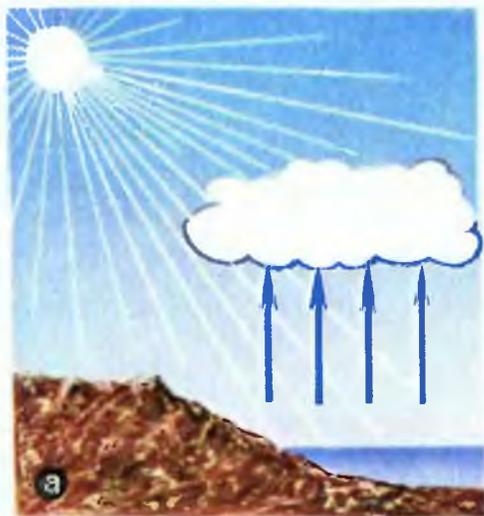
адиабатного расширения) настолько, что начнется конденсация водяных паров. Высота H есть *нижняя граница* формирующегося облака (рис. 4.4,а). Продолжающийся поступать снизу воздух проходит сквозь эту границу, и процесс конденсации паров будет происходить уже выше указанной границы — облако начнет развиваться в высоту (рис. 4.4,б). Вертикальное развитие облака прекратится тогда, когда воздух перестанет подниматься; при этом сформируется *верхняя граница* облака (рис. 4.4,в).

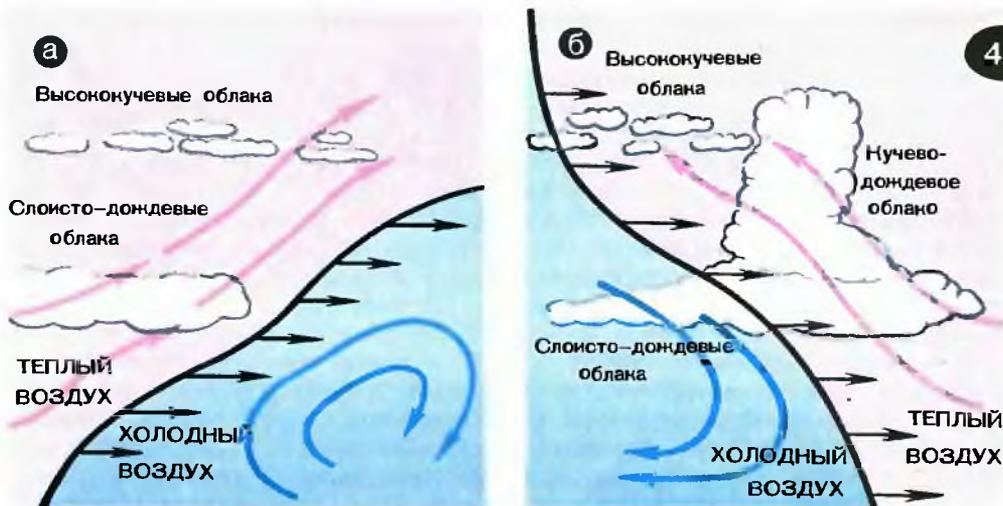
Теперь рассмотрим, что же заставляет воздух подниматься вверх. Во-первых, подъем воздушных масс может происходить вследствие *конвекции* — когда в жаркий день солнечные лучи сильно прогреют земную поверхность и она передаст теплоту приземным слоям воздуха (рис. 4.5,а). В этом случае говорят об облаках *конвекционного* происхождения. Кучевые облака имеют чаще всего именно такое происхождение.

Во-вторых, дующий по горизонтальному направлению, вдоль

поверхности земли ветер может встретить на своем пути горы или иные природные возвышения. Обтекая их, ветер переместит вверх воздушные массы (рис. 4.5,б). Образующиеся в данном случае облака называют облаками *орографического* происхождения. Такое происхождение могут иметь слоистые и слоисто-дождевые облака.

В третьих, облака образуются на теплых и холодных фронтах. Если массы теплого воздуха, перемещаясь в горизонтальном направлении, теснят холодный воздух, возникает так называемый *теплый фронт*. Если же наступающий холодный воздух движется быстрее отступающего теплого, то говорят о *холодном фронте*. Теплый фронт изображен схематически на рисунке 4.6,а, где красными стрелками показаны перемещения теплого воздуха, а синими — холодного. Вблизи границы между теплой и холодной воздушными массами возникают восходящие потоки воздуха (как теплого, так и холодного). В результате могут образоваться облака гори-



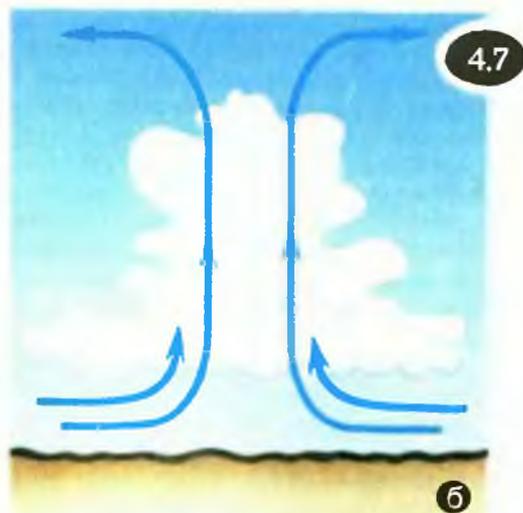
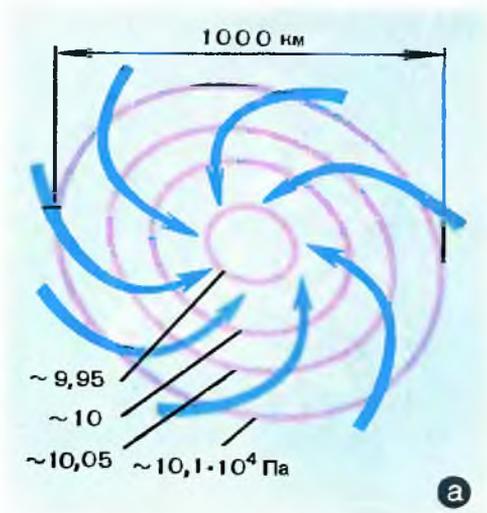


зонтального развития всех ярусов — слоисто-дождевые, высококучевые, перистые. На рисунке 4.6,б показан холодный фронт. Здесь образуются восходящие потоки только теплого воздуха. При этом формируются, как и на теплом фронте, облака всех ярусов. Итак, на теплом фронте наступающий теплый воздух как бы «наваливается» на стелющийся понижу холодный воздух и по нему поднимается вверх. На холодном же фронте наступающий холодный воздух проникает под теплый воздух и как бы приподнимает его.

В-четвертых, вертикальные перемещения воздушных масс могут быть связаны с циклонической деятельностью, которая, в свою очередь, связана с взаимодействием теплых и холодных фронтов. Циклоны и антициклоны представляют собой мощные атмосферные вихри диаметром до нескольких тысяч километров и высотой 10...20 км. Вблизи поверхности земли ветры направляются от периферии к центру циклона, поскольку в центре циклона дав-

ление воздуха меньше, чем на его периферии. В Северном полушарии ветры «закручиваются» к центру циклона *против часовой стрелки*, а в Южном — *по часовой стрелке*. На рисунке 4.7,а изображены изобары циклона у поверхности земли; стрелками показано направление ветров (для Северного полушария). Стекающиеся к центру циклона воздушные массы устремляются затем вертикально вверх (рис. 4.7,б). Это приводит к образованию мощных слоистых и слоисто-дождевых облаков, выпадают осадки. В верхней тропосфере возникают горизонтальные ветры, направленные по спирали от центра циклона; они выносят к его периферии воздушные массы, захваченные циклоном. Зарождение или приход уже сформировавшегося циклона всегда приводит к значительному ухудшению погоды, сопровождается длительными дождями.

Приближение центральной области циклона мы чувствуем по понижению атмосферного давления. Мы говорим: «Давление упа-



ло — пойдут дожди, будет пасмурно».

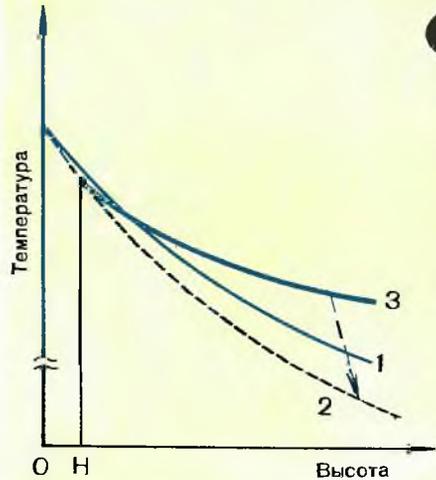
Заметим, что для антициклонов характерна обратная картина процессов. В центре антициклона давление выше, чем на периферии. В верхней тропосфере ветры «закручиваются» к центру антициклона, а вблизи земной поверхности — от центра; в центре возникают мощные нисходящие потоки воздуха. Опускающийся вниз воздух нагревается, относительная влажность уменьшается, облачность исчезает — устанавливается ясная погода. Недаром повышение атмосферного давления мы справедливо связываем с улучшением погоды.

Кучевое облако. Остановимся немного подробнее на физике процессов, приводящих к образованию обычного кучевого облака конвекционного происхождения. Такое облако имеет значительные вертикальные размеры, указывающие на то, что конвекционные потоки могут подниматься на боль-

шую высоту — значительно выше нижней границы облака. Для объяснения обратимся к рисунку 4.8. На нем приведены (сугубо качественно) три зависимости температуры воздуха от высоты. Зависимость 1 относится к воздуху, не участвующему в образовании облака. Этот воздух окружает облако с боков; будем считать, что в нем нет вертикальных потоков. Падение температуры с высотой отражает в данном случае естественный ход температурной кривой в пределах тропосферы (см. рис. 4.3). 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. Следует, однако, иметь в виду, что в действительности вверх поднимается не сухой, а влажный воздух; в результате охлаждения воздуха содержащийся в нем пар будет конденсироваться (начиная с некоторой высоты H , фиксирующей

нижнюю границу облака). При конденсации пара выделяется скрытая теплота парообразования. Количество выделившейся теплоты оказывается довольно заметным. Это приводит к тому, что температура поднимающегося влажного воздуха будет понижаться с высотой медленнее, чем даже температура неподвижного воздуха (температурная кривая 3). Данное обстоятельство является весьма важным. В самом деле, с учетом конденсации паров температура поднимающегося воздуха понижается, оставаясь в то же время выше температуры окружающего неподвижного воздуха. Тот факт, что охлаждающийся воздух остается более нагретым, чем окружающая его среда, обеспечивает способность продолжать подъем все выше и выше. В результате и происходит существенное развитие облака в вертикальном направлении.

Конечно, такое развитие не может быть неограниченным. По мере того как конденсируются водяные пары, воздух становится все менее влажным; он все более подсушивается. Поэтому температурная зависимость 3 уже не реализуется; происходит переход к зависимости 2, отвечающей сухому воздуху (этот переход условно показан на рисунке 4.8 штриховой стрелкой). Вследствие такого перехода температура поднимающегося воздуха на какой-то высоте сравняется с температурой окружающего воздуха и даже окажется немного ниже ее. В результате вертикальное развитие облака прекратится; холодные массы воздуха, отдавшего свою влагу в облако, начнут растекаться в стороны и опускаться вниз вокруг кучевого облака, формируя харак-



терные для таких облаков барашки (рис. 4.9).

Рассмотрим задачу. Будем исходить из условия предыдущей задачи, полагая теперь, что в процессе подъема и охлаждения воздуха происходит конденсация некоторого количества содержащихся в воздухе паров. Примем, что масса m сконденсировавшегося пара в 1000 раз меньше массы воздуха M . Удельная теплота парообразования $\lambda = 2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг. Вместо соотношения (4.1) в данном случае надо использовать соотношение

$$\Delta U = -A + \lambda m, \quad (4.7)$$

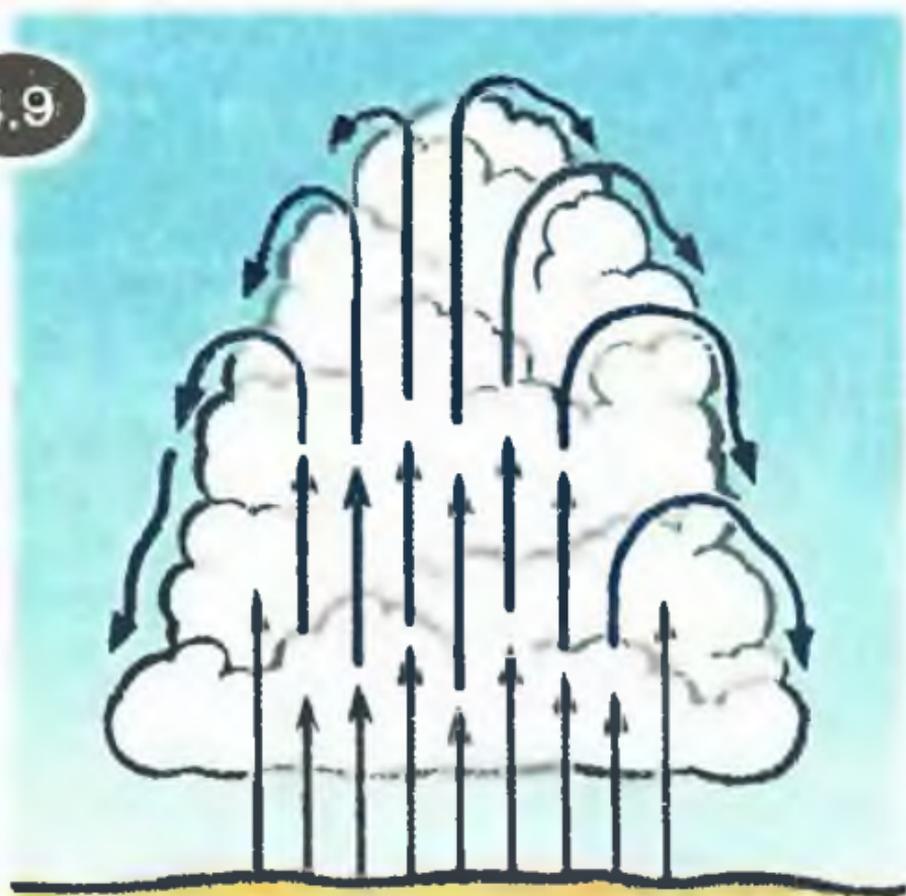
учитывающее выделение при конденсации пара скрытой теплоты парообразования.

Теперь вместо (4.4) имеем:

$$T_1 - T_2 = \frac{2}{5} \mu \frac{(A - \lambda m)}{MR}. \quad (4.8)$$

Подставляя (4.6) в (4.8) и учитывая, что $m = 10^{-3} M$, находим

$$= \frac{2}{5} \mu \left(\frac{5}{2} \frac{M}{\mu} RT_1 \cdot 0,03 - 10^{-3} \lambda M \right) T_1 - T_2 =$$



или, с учетом результата, полученного при решении предыдущей задачи,

$$T_1 - T_2 \left(9 - \frac{2}{5} \frac{\mu}{R} \lambda \cdot 10^{-3} \right) \text{ К.}$$

Напомним, что $\mu = 29$ кг/кмоль, $R = 8,3 \cdot 10^3$ Дж/(кмоль·К). Используя значения постоянных, получаем:

$$\frac{2}{5} \frac{\mu}{R} \lambda \cdot 10^{-3} = 3,5 \text{ К.}$$

Таким образом, $T_1 - T_2 = 5,5$ К.