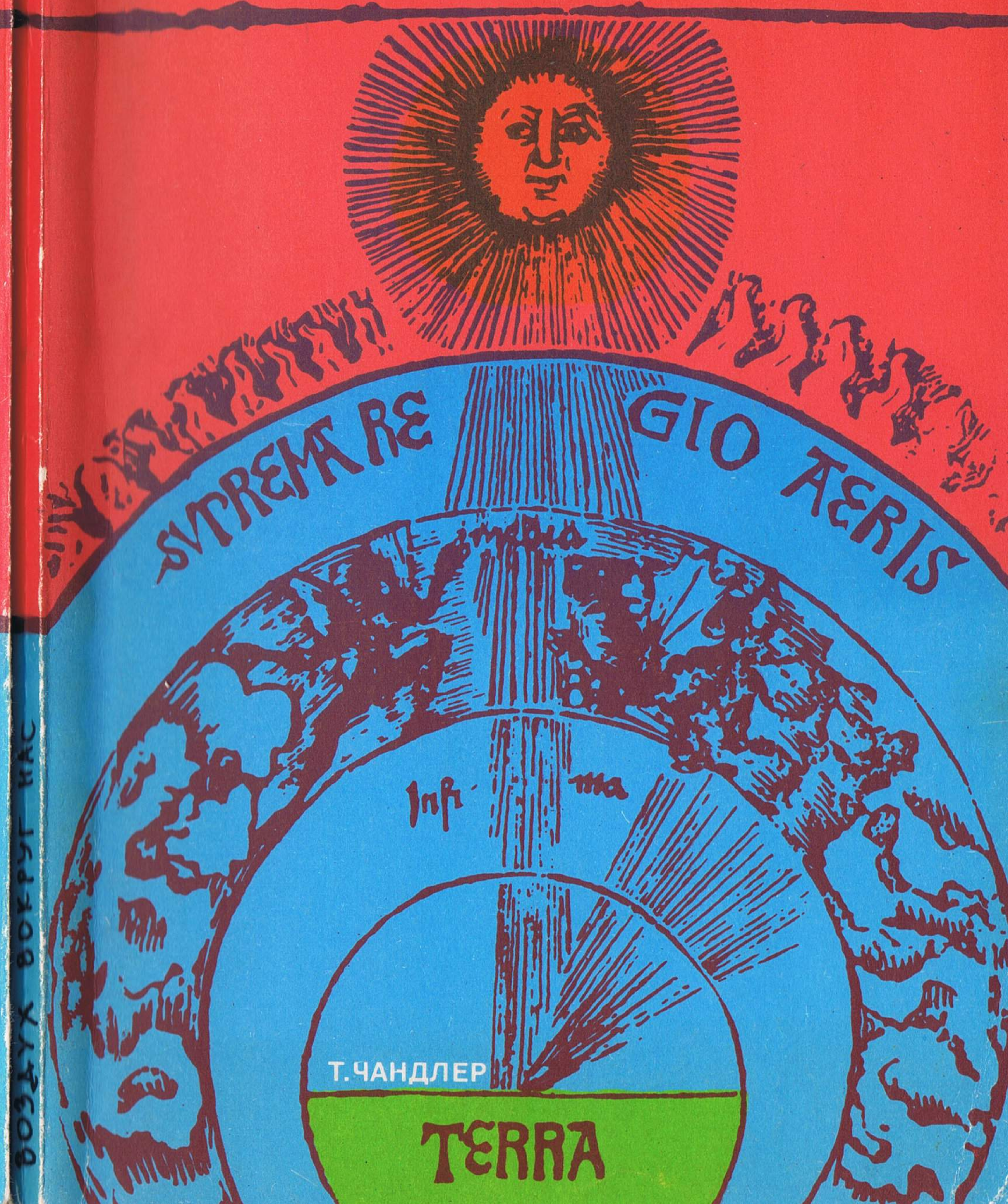


54 к.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ · 1974

# ВОЗДУХ ВОКРУГ НАС





Внимание!

Данная книга оцифрована

и опубликована

в сети "Интернет" в

некоммерческих целях

исключительно для

ознакомления.

С уважением к автору  
книги.



Т. ЧАНДЛЕР

# ВОЗДУХ ВОКРУГ НАС

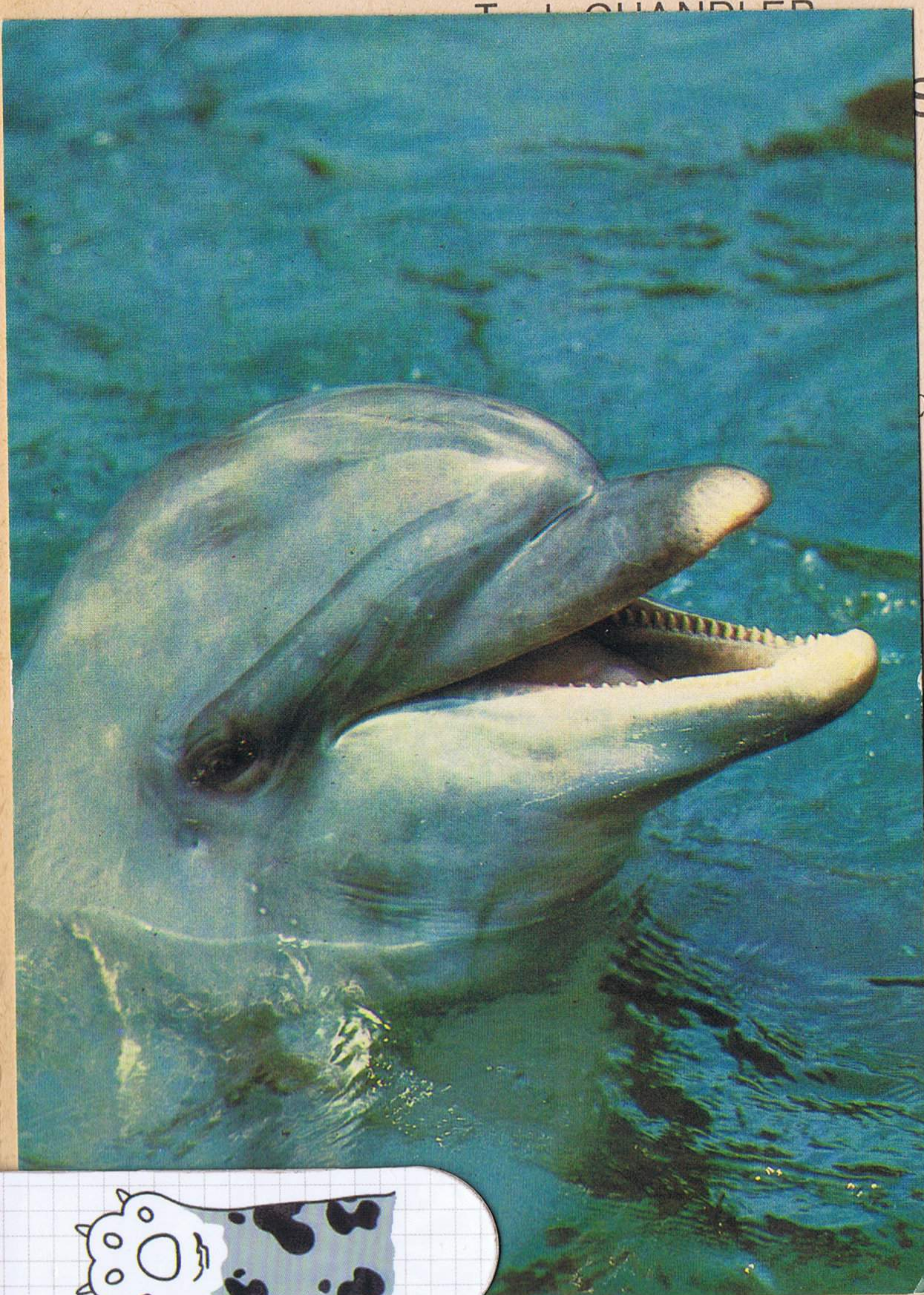


книга  
из библиотеки  
Ольги Волковой

vk: olga.strela

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ · ЛЕНИНГРАД · 1974





Газонова

ат, 1974.

и Земли —  
и, тепловом  
и, осадках  
обычными  
бщает мно-

щие с та-  
изнение ат-  
ного боль-  
а «человек  
и первосте-

© Гидрометеиздат, 1974 г.

## 1 Наблюдение за погодой

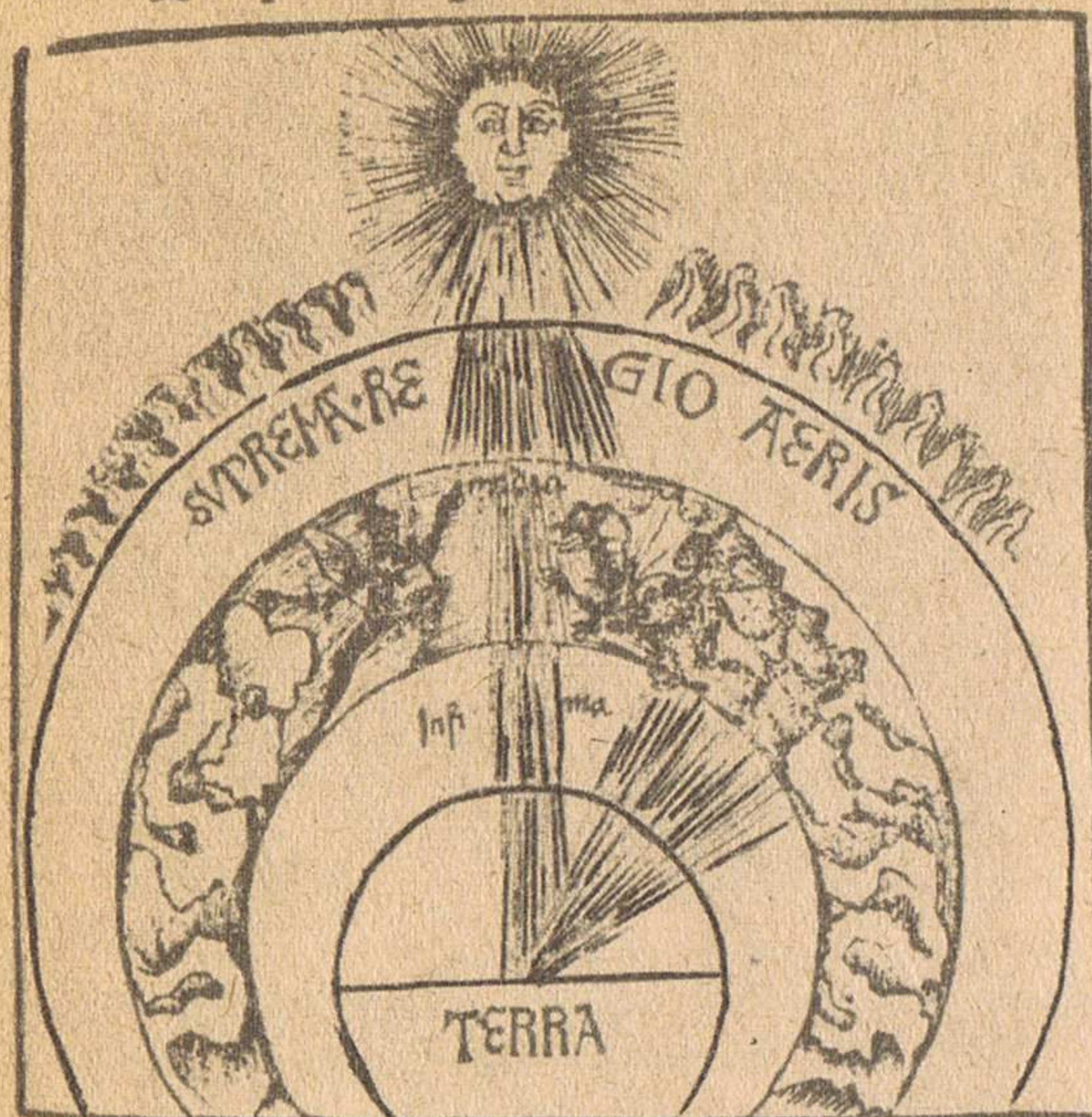
Представление о природе Земли не было бы полным, если бы мы ничего не знали о ее газовой оболочке. Если бы не существовало той смеси газов, которая называется атмосферным воздухом, ни животные, ни растения не могли бы существовать. Состояние атмосферы во многом определяет погоду и климат, постоянно и разнообразно влияющих на жизнь человека.

Совершенно очевидно, что климат (под этим термином мы понимаем осредненные за длительный промежуток времени типы погоды) формирует естественный ландшафт. Столетия климатические условия создавали характерный рельеф, определяли режим рек и озер и установили, где быть пустыням, а где вечным снегам. Тип растительности — появление одних и исчезновение других видов — тоже определяется климатом.

И в более короткие промежутки времени климат и погода оказывают большое влияние на жизнь и отдельного человека, и общества в целом. От погоды и климата зависят не только потребности человека в пище и топливе, жилье и одежде, но и такие стороны повседневной жизни, как безопасность передвижения и даже его физическое и психическое самочувствие. Отсюда ясно, что чем больше мы будем знать о погоде и климате, тем лучше сможем использовать их себе на пользу. Короче говоря, зная метеорологию (так называется наука об атмосфере), человек во многом может улучшить свою жизнь.

Уже в далеком прошлом человек понял, что наблюдать погоду весьма важно. Однако без научного исследования атмосферы, т. е. без измерения ее параметров он был не в состоянии понять процессы, от которых погода зависит. Поэтому метеорология развивается параллельно с развитием метеорологических



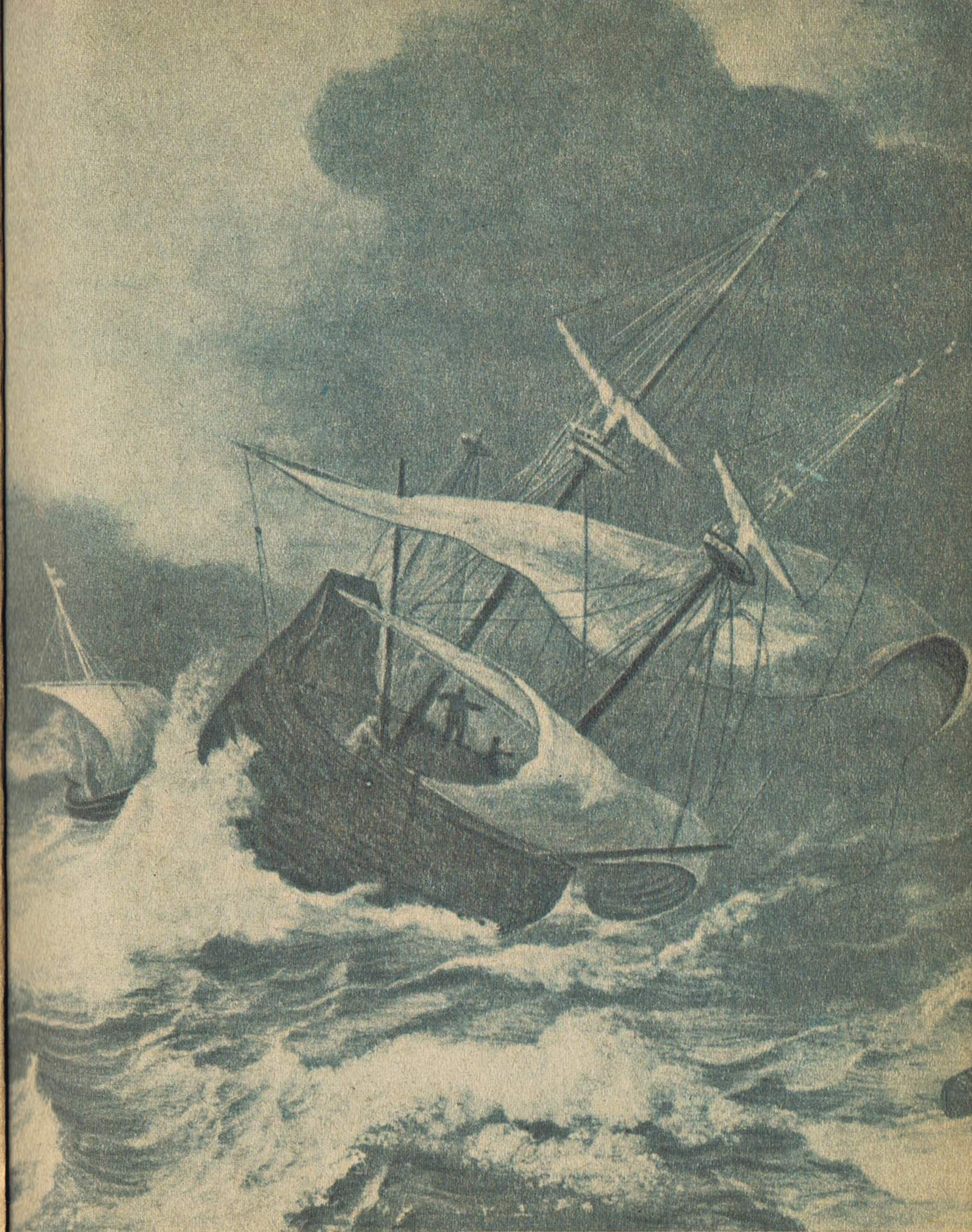


Действительно научное исследование климата и погоды стало возможно после изобретения точных измерительных приборов, т. е. в начале XVII в. До этого были распространены фантастические теории о Земле и климате. На рисунке, относящемся к XVI в., изображены три области воздуха, занимающие пространство между твердой Землей (Терра) и Солнцем.

приборов — пока их не было, человек мог лишь визуально наблюдать небо над своей головой.

На Среднем и Дальнем Востоке около 4000 лет назад изменения погоды связывали с положением звезд и планет. Другие народы Древнего мира полагали, что погода зависит от капризов богов. Так, греки во времена Гомера (около 900 лет до н. э.) думали, будто гром — признак плохого настроения Зевса, а шторм на море вызывает сердитый Посейдон. В Библии также сказано, что погода — проявление божественной воли. Впрочем, имеются ссылки — например, в книге Йова, — которые указывают на весьма глубокие знания древних о погоде. Как и во многих других областях человеческой деятельности, пер-

выми, кто развил научные принципы подхода к исследованию погоды, были греки. Аристотель (четвертое столетие до н. э.) был среди них самым замечательным ученым. В его «Метеорологии», например, довольно точно описано образование росы, инея и радуги. К сожалению, в то время было невозможно ни проверить, ни развить его идеи, так как приборов для измерения температуры, давления и влажности не существовало. В то время процветали не связанные между собой астрологические теории и местные поверья о погоде. Народ свои наблюдения часто выражал в форме пословиц и поговорок, которые свидетельствуют о глубоком понимании погоды, характерной для данной местности. И это едва ли удивительно — ведь сельские жители больше, чем горожане, зависели от нее в повседневной жизни. Но даже и они точность своих наблюдений иногда приносили в жертву требованиям благозвучия или рифмы.



Картина художника XVII в. Порселиса «Голландские корабли в шторм» — напоминание об этом из путей воздействия погоды непосредственно на жизнь человека.



Sept 3rd 1860

WEATHER REPORT

	B	R	M	D	F	C	I
Aberdeen							
Birmingham	30.07	55	52	WSW	2	1	6
Bristol							
Copenhagen							
Dublin							
Edinburgh	30.06	54	52	W	2	6	0
Exeter							
Glasgow							
Harwich							
London	30.06	59	59	NN	3	5	2
Manchester	30.13	58	54	W	2	2	4
Newcastle	30.15	59	52	WSW	0	1	6
Nottingham							
Portsmouth	29.96	59	58	SW	3	3	62
Plymouth	30.06	60	—	NNW	2	8	62
Reading	30.11	61	55	WSW	0	1	62
Sheffield	30.15	59	56	NNW	2	3	62
Southampton	30.07	58	—	NN	0	9	62
Swansea							
Torquay							
Wolverhampton							
Worcester							
York							

EXPLANATION.

B.—Barometer corrected and reduced to 32° at sea-level (mean). R.—Reported (not shaded) thermometer.

M.—Moistened bulb (for evaporation and dew point). D.—Direction of wind (true). F.—Force (0 to 12).

C.—Cloud (1 to 9) proportion. L.—Initial letters, b.—blue sky, c.—clouds (dotted), f.—fog, h.—hail.

l.—lightning, s.—sunny (hazy), o.—overcast (hazy), r.—rain, s.—snow, t.—thunder.

Note.—A letter reported, signifies—thus, r r much rain.

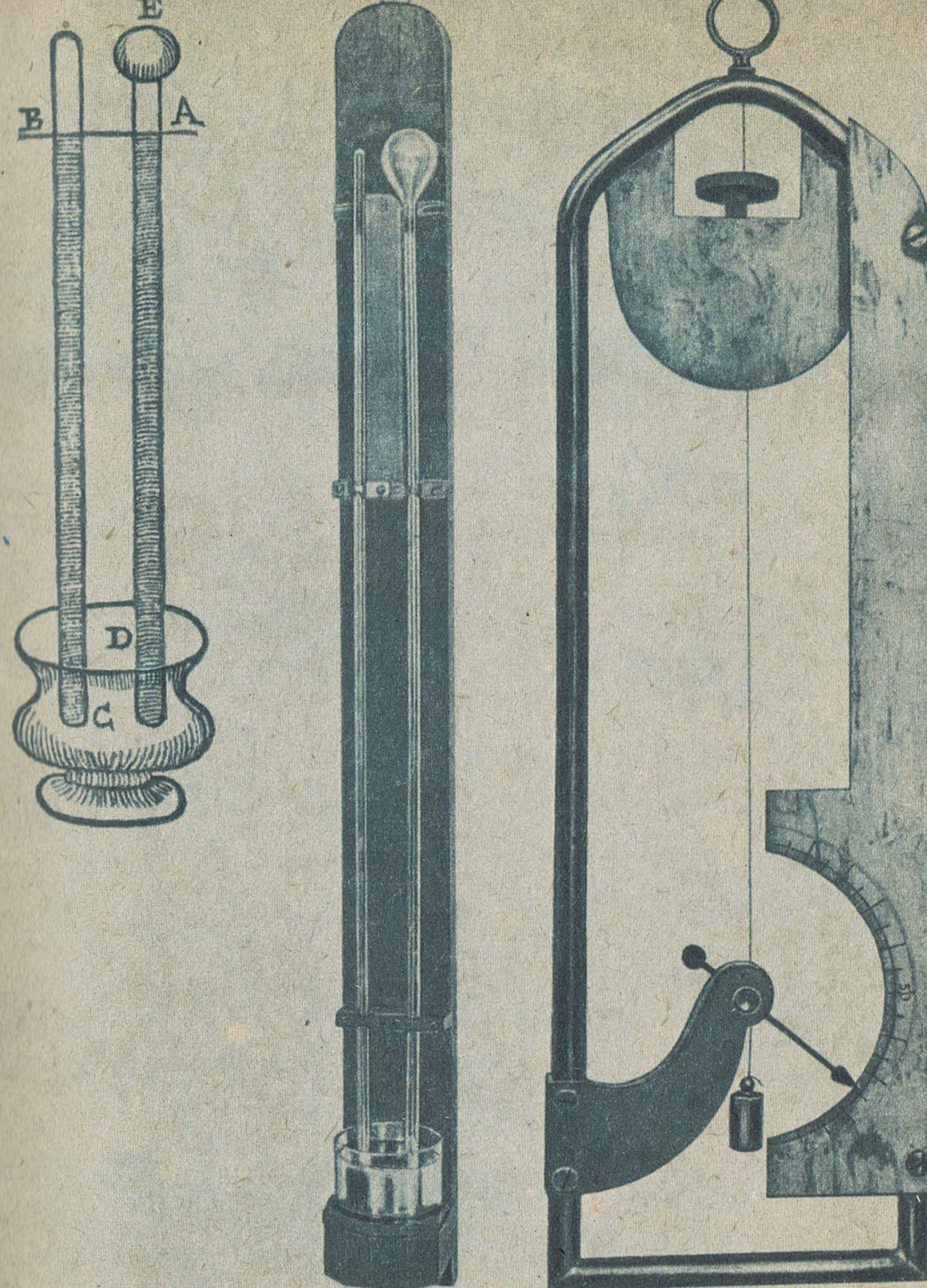
Первая официальная сводка погоды, выпущенная метеорологическим отделом министерства торговли Великобритании. Такие сводки, предназначенные главным образом для мореплавателей, выставлялись в портах и у Ллойда (Морское страховое регистрационное агентство).

влажности воздуха), для измерения атмосферной влажности.

Три основные характеристики атмосферы — давление, температура и влажность — можно было теперь измерять. И ученые для начала решили установить связь между ними и другими атмосферными явлениями: ветром, градом, солнечным освещением и облаками. Однако наблюдения проводились в местах, не приспособленных для этого, и не могли дать цельной картины

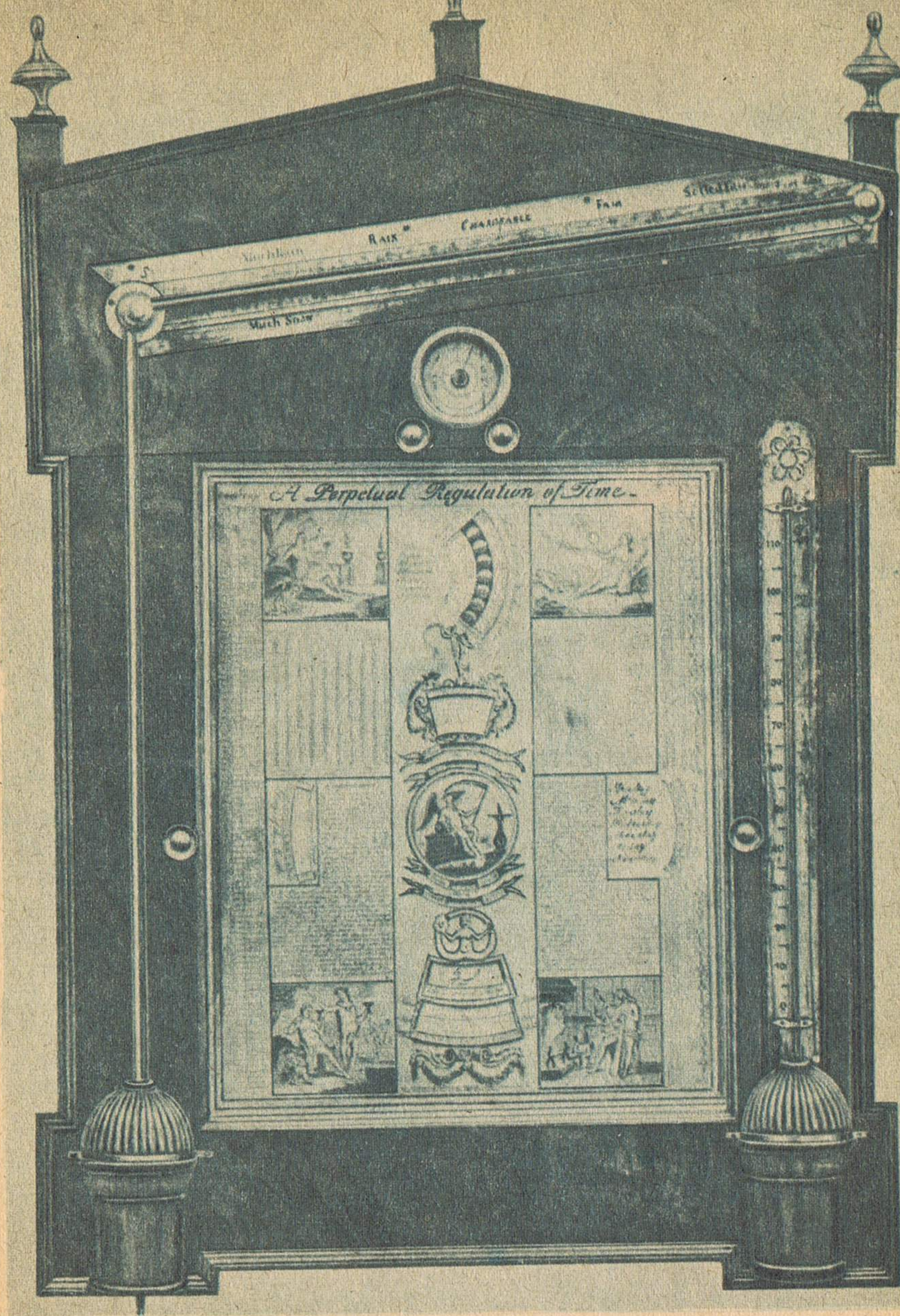
Принято считать, что метеорология как наука зародилась в 1643 г., с изобретением барометра итальянцем Эванджелистой Торричелли. До него никто не знал о действительном существовании атмосферного давления, никто не догадывался о связи изменений давления с погодой. Однако скоро было замечено, что такая связь существует.

В 1670 г. английский ученый Роберт Гук сделал первый барометр, на шкале которого низкое давление соответствовало дождю и шторму, а высокое — хорошей сухой погоде. Такие обозначения и сейчас можно видеть на комнатных барометрах, что свидетельствует о том, что еще существует ошибочное представление о такой простой зависимости. Как мы увидим дальше, связь эта гораздо сложнее. Примерно в то же время, что и барометр, был изобретен (вероятно, Галилеем) первый жидкостный термометр, а также первый гигрометр, в котором использовался человеческий волос (растягивающийся в зависимости от степени

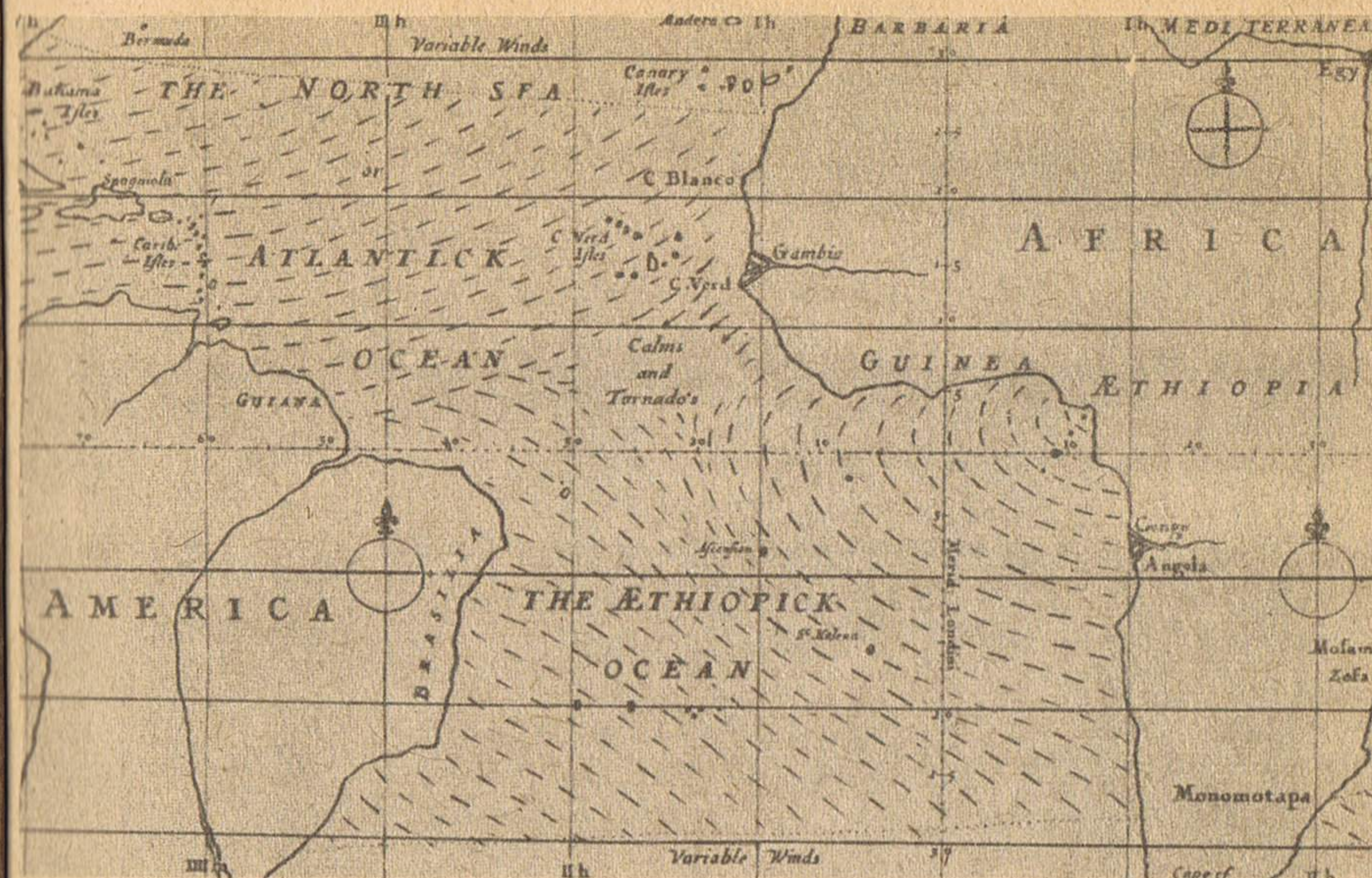


Слева — барометр, описанный Торричелли в 1643 г. Стеклообразную трубку (B), заполненную ртутью, погрузили в чашку со ртутью; ртуть в трубке опустилась до уровня, который уравнивается давлением атмосферы на поверхность ртути в чашке (трубка A повторяет эксперимент). В центре — ртутный барометр, построенный по рекомендации Торричелли. Справа — волосной гигрометр XVII в.; волос растягивается в зависимости от степени влажности воздуха и стрелка поворачивается и регистрирует относительную влажность воздуха





Диагональный барометр, сделанный в Лондоне в 1753 г. Верхняя часть трубки изогнута, чтобы ртуть проходила большее расстояние при изменении давления и шкала была более удобочитаемой. Под барометром размещен гигроскоп, который регистрирует изменение влажности. На правой стороне укреплен термометр Фаренгейта. На центральной панели — «вечный» календарь на сто лет.



Часть карты составленной английским астрономом Э. Галлеем в 1686 г., на которой показаны ветры в тропиках.

погоды, охватывающей большие пространства суши и моря. Первую карту погоды сделал английский астроном Эдмунд Галлей в 1686 г. Галлей начертил карту ветров в зоне между  $30^\circ$  с. ш. и  $30^\circ$  ю. ш., но указал лишь средние условия за большой период времени. Карты погоды, показывающие одновременно распределение метеорологических элементов на значительной территории, появились позже, почти через два столетия, когда после изобретения электрического телеграфа в 1840 г. стало возможно быстро передавать информацию на большое расстояние. (Современные карты погоды являются усовершенствованными вариантами тех карт, что продавались за одно пенни на Большой британской выставке в 1851 г.) Успехи в способах связи, собственно, и положили начало синоптической метеорологии — сравнительному изучению погодных условий на больших пространствах. Вскоре многие страны организовали учреждения для исследования и прогноза погоды. В Британии, например, адмирал Роберт Фицрой в 1854 г. был назначен главой метеорологического департамента, специально созданного при министерстве торговли, чтобы своевременно предупреждать торговые суда о шторме.

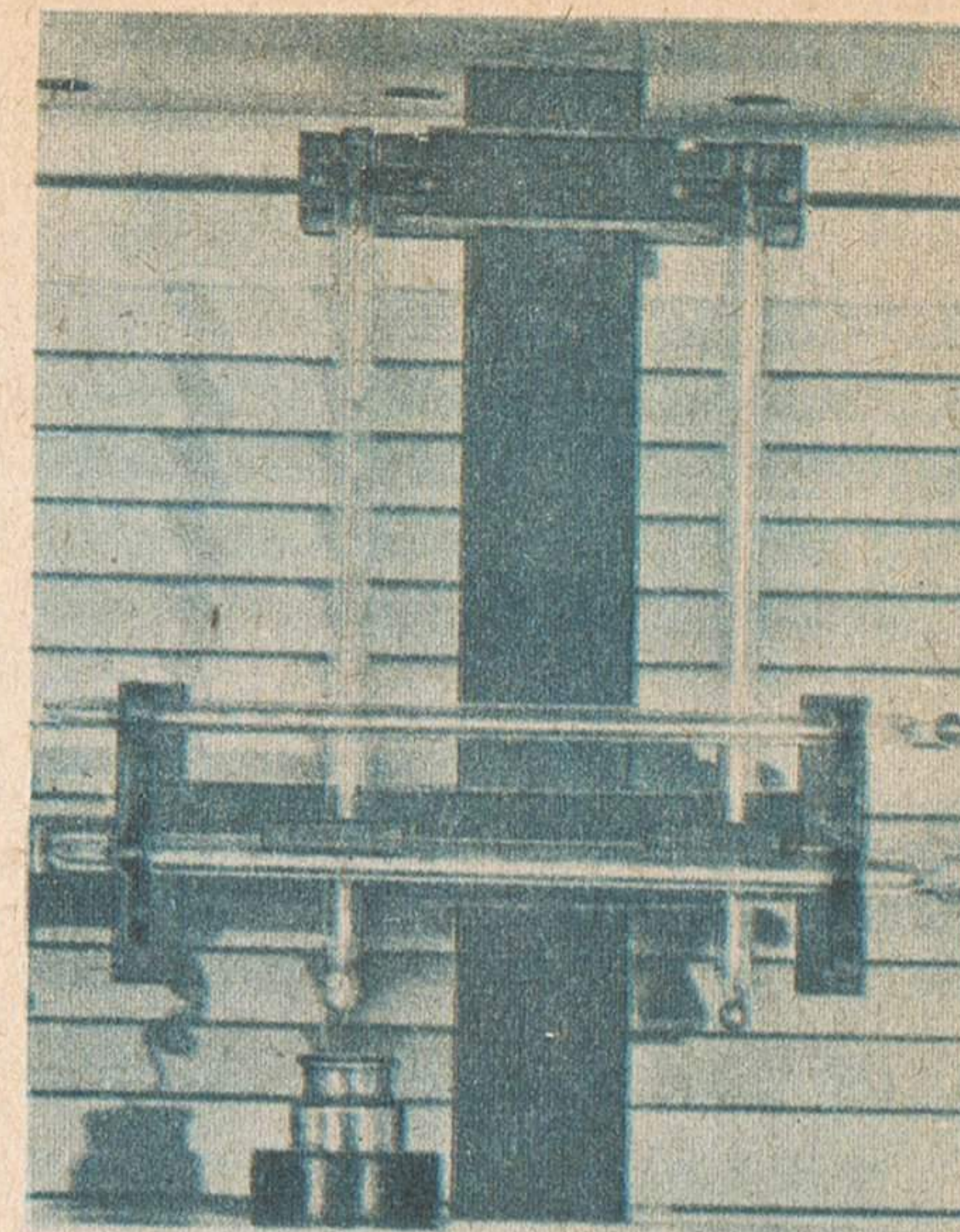
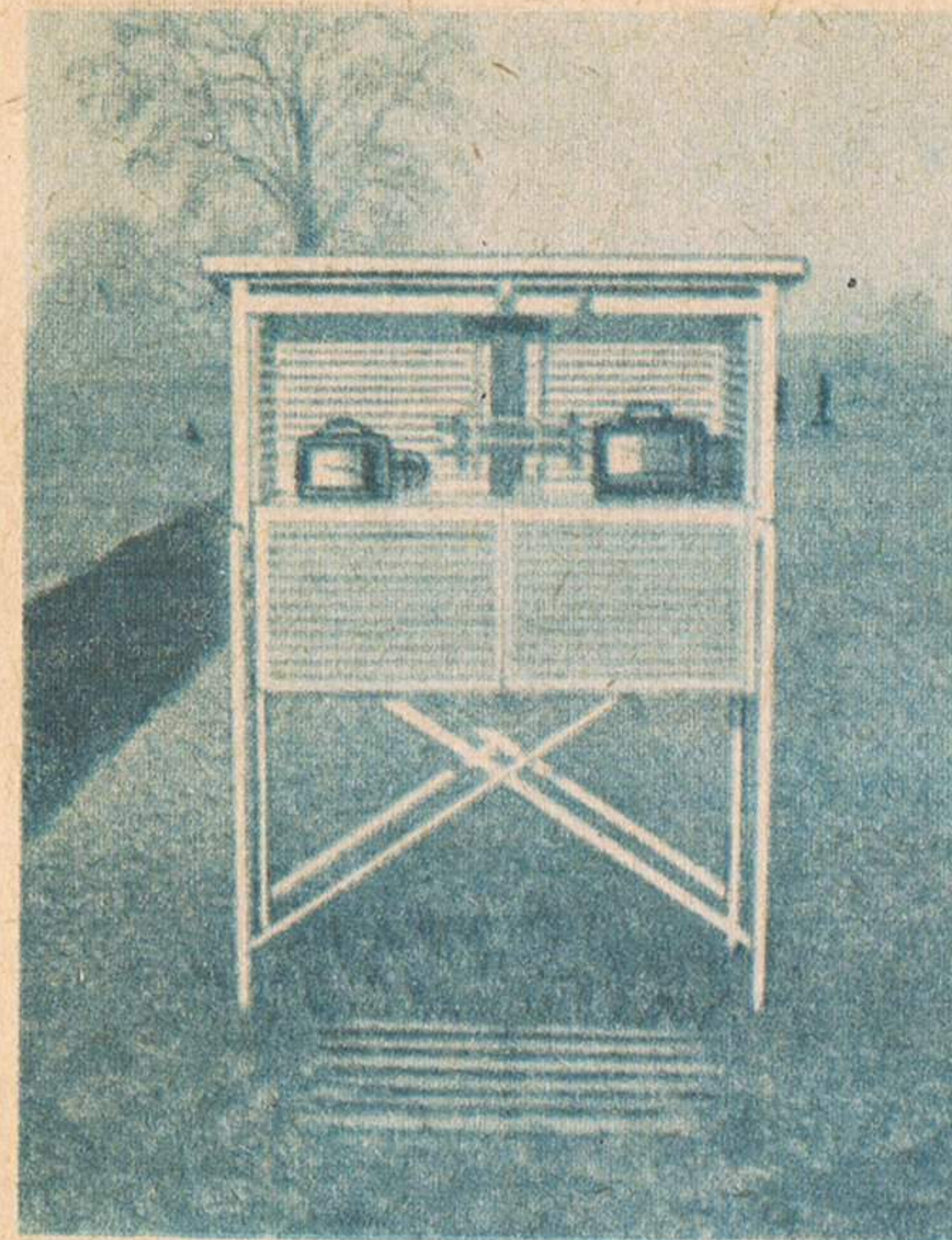
В это же время стало увеличиваться и число станций, ведущих наблюдения за погодой. Эпизодические измерения темпера-



туры воздуха проводились еще в XVII в., но только в XIX в. приступили к ее непрерывной регистрации, чтобы создавать более точные карты погоды. В наш век число метеорологических станций составляет десятки тысяч, однако распределены они по земному шару неравномерно. Так, их мало в океанах, хотя в последние 20 лет многие страны, объединив свои усилия, организовали сеть метеорологических станций на кораблях, курсирующих главным образом вдали от основных морских путей. На оживленных морских путях значительная часть информации поступает от наблюдателей с торговых и пассажирских судов. И все же информация о погоде на морях и океанах (покрывающих три четверти земной поверхности) пока еще очень скудна.

Основная задача любой метеорологической станции — получить сведения, необходимые для прогноза погоды и характеристики климата. На станциях, данные которых используются для прогноза погоды, наблюдения обычно производятся каждый час и в большинстве случаев по стандартной программе. За несколько минут перед сроком наблюдения отмечают состояние неба, количество, форму и высоту облаков, осадки (дождь, снег или град), видимость, состояние земли. Один раз в день наблюдатель измеряет количество солнечного излучения за прошедшие сутки и оценивает (или измеряет, если есть соответствующие приборы) направление и скорость ветра. Затем он открывает метеорологическую будку, представляющую собой белый деревянный ящик с жалюзи вместо стенок, и отсчитывает температуру. В будке обычно установлено четыре термометра. Один из них — «сухой» — показывает температуру воздуха. Другой — «смоченный» (шарик ртути постоянно смачивается водой и вода испаряется с его поверхности) — показывает более низкую температуру, чем первый. Разность между отсчетами этих термометров пропорциональна относительной влажности воздуха. Другие два термометра отмечают максимальную и минимальную температуру с момента последнего отсчета. Затем наблюдатель измеряет количество дождя или снега, собранного дождемером, отсчитывает величину атмосферного давления по барометру, определяет скорость изменения давления, зарегистрированного барографом.

Собранную информацию наблюдатель записывает с помощью международного кода и по телефону, телеграфу или радио передает в центральное бюро прогнозов своей страны. Вместе с тем происходит обмен этой информацией между различными странами и центрами погоды в отдельной стране, что позволяет спустя один-два часа после наблюдения воссоздать картину погоды на очень большой части полушария. Службой обмена информацией о погоде управляет международный орган — Всемирная метеорологическая организация (ВМО), штаб-квартира кото-

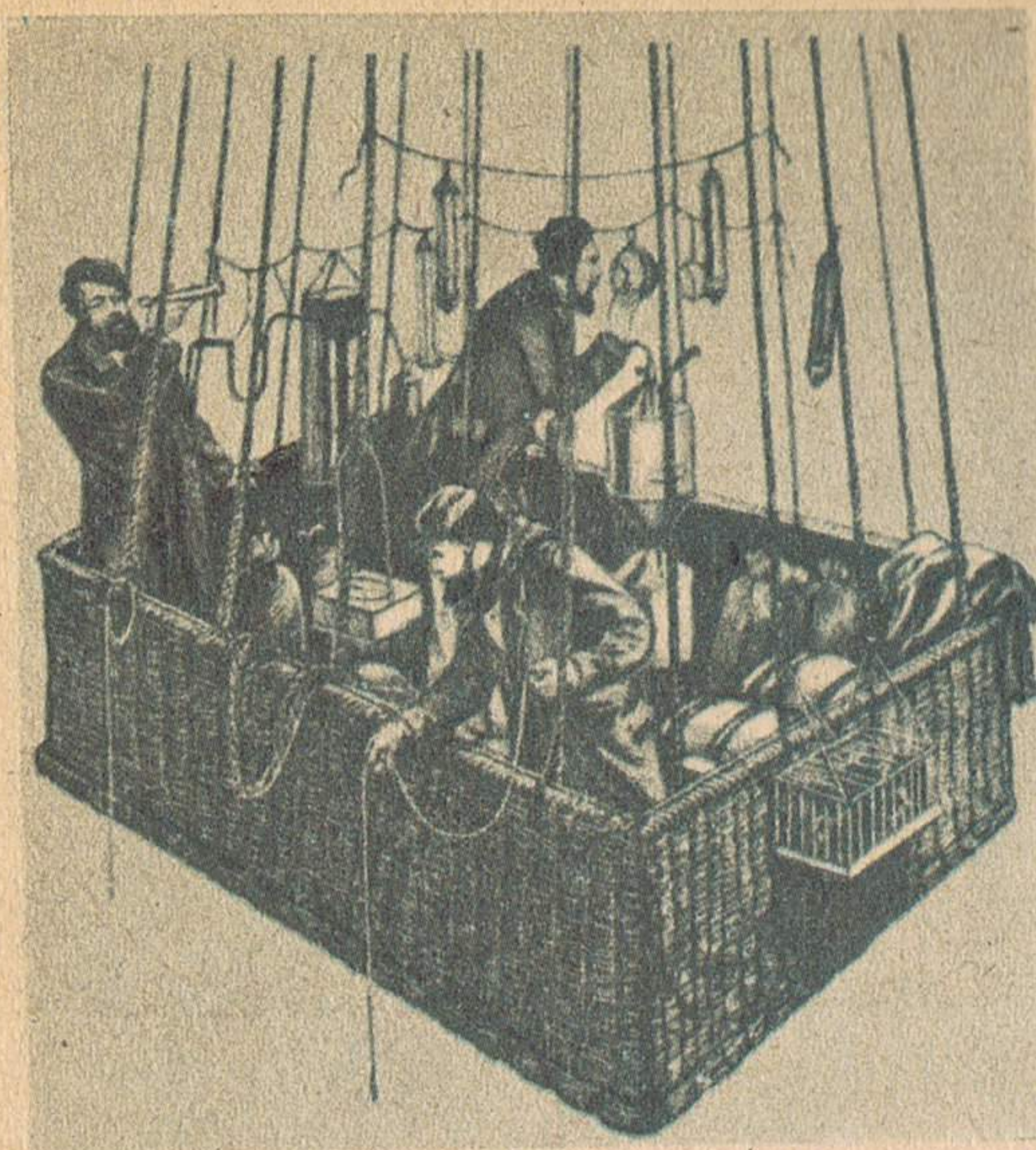


Внутренний вид английской метеорологической будки. На высоте примерно 120 см от поверхности земли помещают четыре термометра, термограф (непрерывно записывающий температуру) и гигрограф (регистрирующий изменение влажности). Один из вертикальных термометров (с сухим резервуаром — справа) показывает обычную температуру воздуха; другой (со смоченным резервуаром, обернутым влажным батистом — слева) — более низкую температуру. По разности этих температур можно вычислить относительную влажность воздуха. Горизонтальные термометры показывают максимальную и минимальную температуру между двумя сроками наблюдений.

рой находится в Женеве. Совсем недавно обмен информацией удалось улучшить — стало можно передавать изображения готовых карт погоды.

Величайшей проблемой всегда было найти способы исследования атмосферы на разной высоте над земной поверхностью. Первые метеорологи пытались преодолеть эту трудность, проводя наблюдения в горных обсерваториях. Однако это доступно было лишь в горных районах и, кроме того, такие наблюдения во многих случаях неправильно отражали условия в свободной атмосфере. В конце XIX в. метеорологи начали посылать аэростаты с человеком на борту, чтобы проводить наблюдения на высоте несколько тысяч метров над земной поверхностью. Скоро вместо них стали запускать беспилотные шары-зонды, способные поднять легкую записывающую аппаратуру на большую высоту, где человек не выдерживает без кислородного аппарата. К сожалению, шары иногда совершали слишком большой путь





Первые попытки исследовать высокие слои атмосферы непосредственно — французские ученые ведут наблюдения за погодой со стратостата в 1875 г.

медленно передают данные на землю с помощью радио. Современные метеорологические ракеты поднимаются еще выше, но и эти достижения меркнут по сравнению с теми перспективами, которые обещают нам дать метеорологические спутники Земли.

Посредством спутников ведутся наблюдения за атмосферой с высоты 500—1000 км. Датчики на борту их регистрируют прямую и рассеянную радиацию Солнца, Земли и атмосферы. Спектр этой радиации простирается от самых коротких невидимых ультрафиолетовых лучей, включает видимые лучи и заканчивается полосой самых длинных, невидимых инфракрасных лучей. С помощью приборов, чувствительных к различным областям спектра, можно измерять и определять концентрацию таких составляющих атмосферы, как озон, водяной пар, углекислый газ, по количеству и виду радиации, которую они излучают или поглощают. Другие приборы определяют тип облаков. Спутники регистрируют не только метеорологические данные,

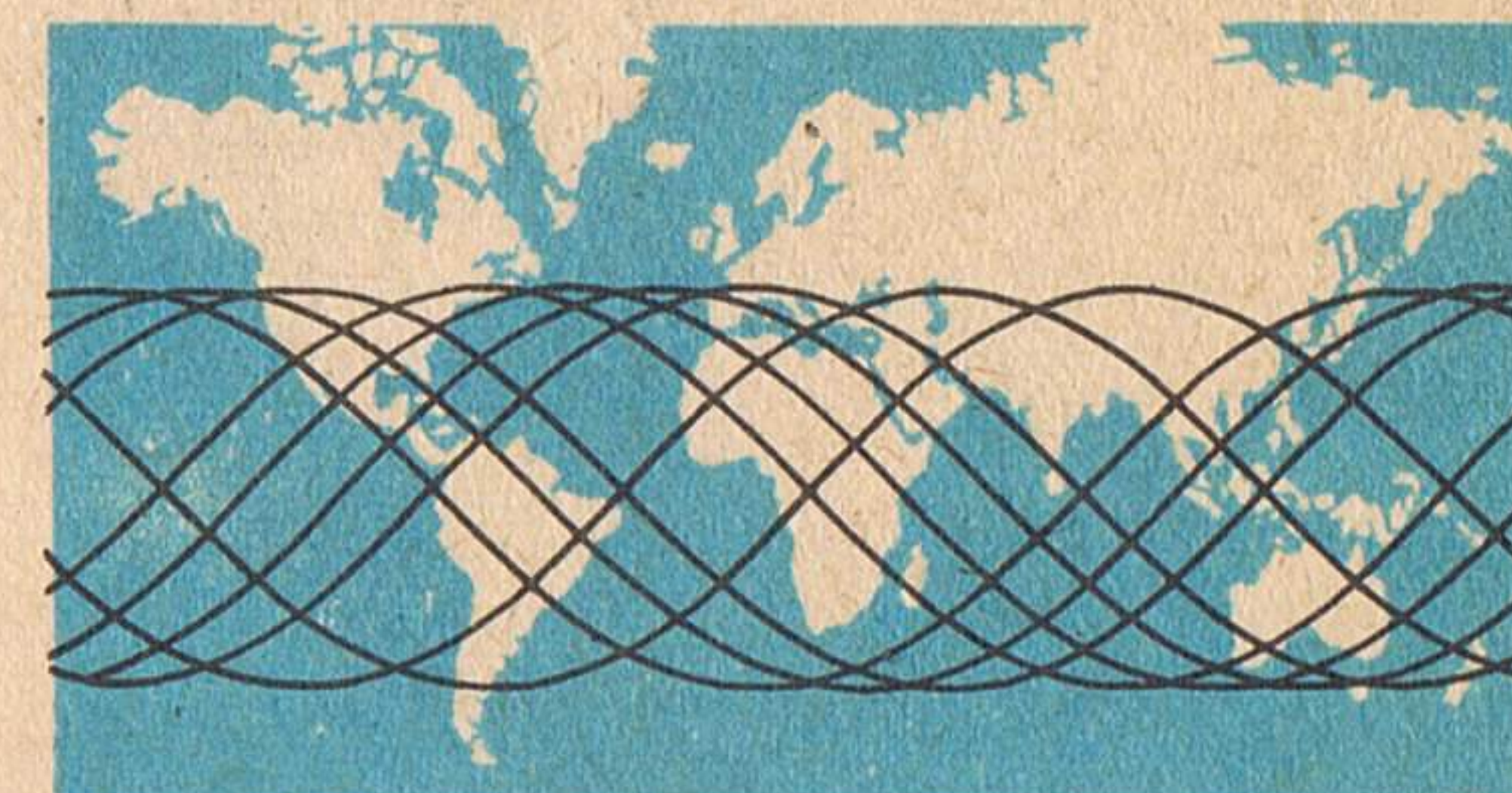
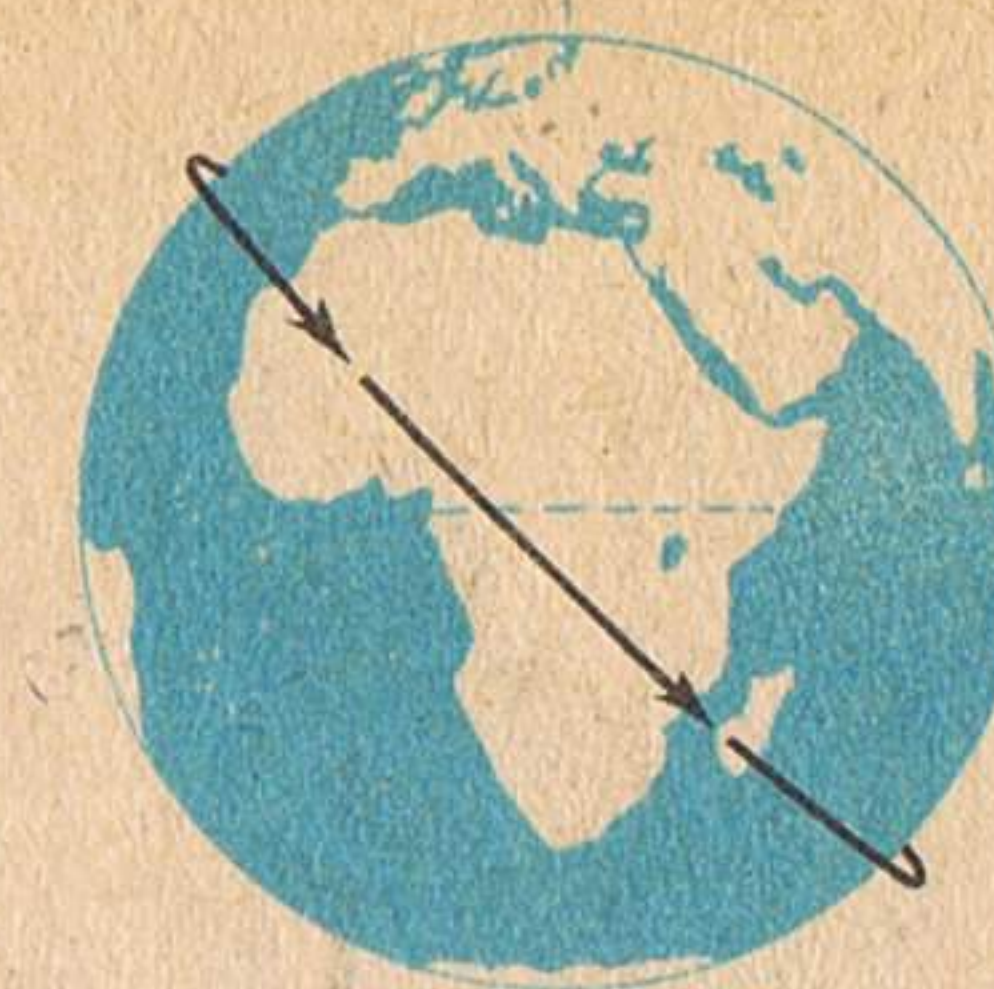
и улетали за тысячи километров вместе с записями, проходили месяцы и даже годы, прежде чем информация, полученная на высотах, доходила до наблюдателя. Для ежедневных наблюдений этот способ был совершенно не годным.

Ряд проблем решился с появлением аэроплана, и в двадцатых годах нашего века многие страны приступили к организации регулярных измерений температуры, давления и влажности, наблюдений за облаками и ветром до высоты нескольких тысяч метров над землей. Однако с тридцатых годов появились более простые и дешевые методы высотных наблюдений за погодой: радиозонды<sup>1</sup>, поднимаясь на высоту 30 км и более, не-

но и распределение на Земле снега, льда, посевов, естественной растительности и даже различных почв и полезных ископаемых.

Вся информация со спутников автоматически поступает на наземные приемные станции немедленно или после накопления. Вклад наблюдений со спутников в метеорологию, как и во все науки о Земле, неограничен. Особенно важные данные собирают спутники, вращающиеся по полярной орбите, т. е. с севера на юг, когда наблюдения ведутся за всей поверхностью Земли.

Сегодня можно исследовать атмосферу до значительно больших высот, чем когда-либо раньше. Как и во многих других областях науки, теперь в метеорологии старые представления должны быть пересмотрены, что мы и попытаемся сделать. Кроме того, мы попытаемся описать некоторые фундаментальные открытия метеорологии и объяснить, почему атмосфера ведет себя так, а не иначе, каким образом ее поведение отражается на солнечном сиянии, интенсивности дождя и силе ветра — на том, что в конечном счете воспринимается нами как погода и климат.



Сегодня информацию об атмосфере пополняют искусственные спутники. Наверху орбита метеорологического спутника, вращающегося вокруг Земли под углом 45° к экватору. Вследствие вращения Земли спутник описывает волнообразную траекторию. Только арктические и антарктические районы находятся вне поля зрения такого спутника.

<sup>1</sup> Первый радиозонд был запущен в 1930 г. П. А. Молчановым. — Прим. ред.



## 2 Структура атмосферы

Воздушный океан, в котором мы живем, простирается до высоты, которую условно можно принять равной 1000 км. Во многих отношениях эта, всюду проникающая масса воздуха — настоящий океан. В некоторых местах она движется чрезвычайно медленно, тогда как в других несется стремительно. Подобно организмам, обитающим на дне океана, люди и животные, живущие в нижнем слое атмосферы, испытывают действие значительного давления. На уровне Земли среднее давление воздуха составляет около  $1 \text{ кг/см}^2$ , а полное давление на тело человека около 10 т. В атмосфере, как и в море, давление в нижней части больше, чем у верхнего края. Действие гравитационных сил ведет к концентрации массы атмосферы ближе к Земле. В результате этого мы наблюдаем резкое падение плотности и давления воздуха в нижних нескольких километрах атмосферы при подъеме над Землей. Метеорологи измеряют это изменение в единицах атмосферного давления — миллибарах. Нормальное атмосферное давление составляет примерно 1013 мб. Приблизительно половина атмосферы лежит в нижнем (5,5 км) слое атмосферы и более 99% — в слое толщиной 40 км. На высоте 100 км атмосфера так разрежена, что представляет собой почти вакуум, а давление составляет одну миллионную долю от давления на уровне земной поверхности. Пилотируемые спутники, вращающиеся еще выше, на высоте от 200 до 500 км, и метеорологические спутники, движущиеся на больших расстояниях от Земли, почти не испытывают трения об атмосферу и не нагреваются.

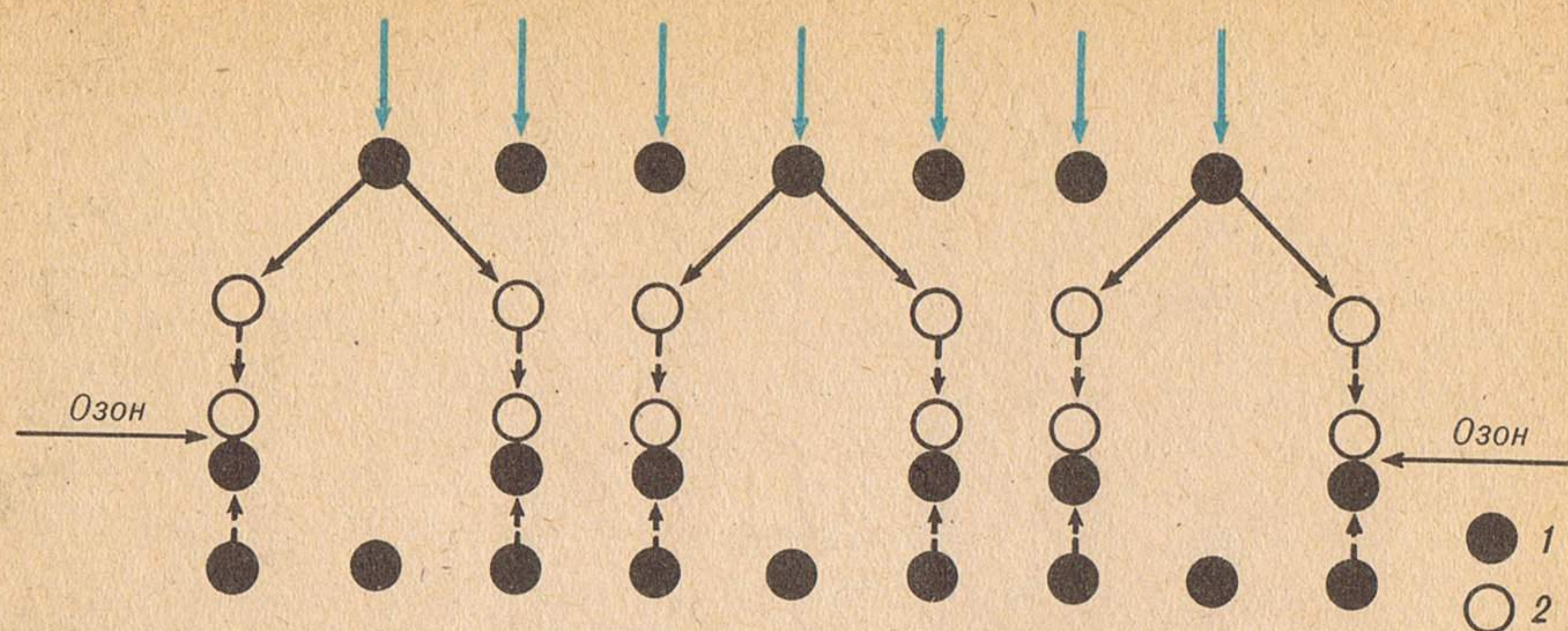
Физические процессы, происходящие в атмосфере, необычайно сложны, и многое в ее поведении остается тайной. Одной из причин того, что мы недостаточно знаем свойства атмосферы, являются ее размеры. Если химики и физики имеют дело с материалами, которые можно изучать в лабораторных условиях, то

метеоролог вынужден исследовать всю атмосферу в целом — обширный газовый океан, отдельные характеристики которого нельзя рассматривать независимо от множества других характеристик. Метеоролог не может создавать те условия, которые он хочет изучить. Другая трудность состоит в необычайной изменчивости поведения атмосферы: не бывает двух дней, месяцев, лет или веков, в которых погодные условия были бы одинаковыми. Тем не менее и в атмосфере и в лабораториях газы, жидкости и твердые тела подчиняются одним и тем же химическим и физическим законам. Этих законов множество, из-за их сложного взаимодействия трудно понять поведение атмосферы, еще труднее предсказать его. Наши ограниченные знания, полученные снизу — со дна воздушного океана, существенно расширились за последние 60 лет, когда стала поступать информация с аэростатов, самолетов, ракет и спутников.

Хотя процессы в атмосфере необычайно сложны, ее химический состав сравнительно прост. Это смесь двух типов газов: постоянных, среди которых азот и кислород составляют 99%, а другие газы 1%, и переменных, из которых одни образуются естественным путем, а другие являются результатом особых местных условий. Наиболее важными из переменных газов являются озон и водяной пар. До высоты примерно 65 км относительное содержание других переменных газов в воздухе остается более или менее постоянным. Распределение же озона и водяного пара зависит от времени года, географической широты, высоты и многих других условий.

Озон чаще всего обнаруживают на очень большой высоте, где он образуется в результате ряда химических реакций, происходящих только под действием света, которые называются *фотохимическими* реакциями. Вначале часть ультрафиолетовой радиации Солнца разлагает некоторое число молекул кислорода на атомарный кислород ( $O$ ), который соединяется с молекулярным кислородом ( $O_2$ ) и образует озон ( $O_3$ ). В то же время происходит обратный процесс, также фотохимический, когда озон диссоциирует (распадается) под действием несколько более длинноволновой (но еще ультрафиолетовой) солнечной радиации. Поэтому количество озона зависит от интенсивности каждого из трех процессов: превращения молекулярного кислорода в атомарный; соединения молекулярного и атомарного кислорода с образованием озона; разрушения озона. На высоте 80 км и выше озон легче разрушается, чем образуется, и его там почти нет. На высотах 30—80 км озон быстро образуется и разрушается, его концентрация достигает максимума на высоте примерно 35 км. Ниже 10 км молекулярный кислород не может превратиться в атомарный, так как коротковолновая солнечная радиация, необходимая для его диссоциации, уже поглощена выше.





Солнечная ультрафиолетовая радиация диссоциирует часть молекул кислорода (1) на отдельные атомы (2). Затем атомарный кислород соединяется с молекулами кислорода и образует озон ( $O_3$ ).

лежащими слоями воздуха. На малых высотах озон не образуется, хотя может попадать сюда с потоками опускающегося воздуха. Концентрация озона, принесенного такими потоками, обычно невелика, хотя и различна в разных районах. Озон является активным окислителем, действующим на органическую материю. Над водной поверхностью органических веществ, способных поглощать озон, гораздо меньше, чем над сушей, поэтому ветер, дующий с моря (морской бриз), содержит несколько больше этого газа. Многие считают его тонизирующим, в то время как в действительности он является скорее ядом. Общеизвестно, что озон — мощное средство, убивающее бактерии, но несколько большая концентрация его уже действует раздражающе и на верхние дыхательные пути человека.

Вода, в отличие от озона, знакома нам гораздо лучше: из маленьких капелек или кристаллов состоят знакомые нам облака и туманы, но иногда мы забываем, что она всегда находится в воздухе как невидимый газ. Хотя концентрация водяного пара сильно меняется в различных частях света, среднее количество видимой и невидимой влаги в атмосфере эквивалентно слою дождя высотой 2,5 см, или 200 т, на 1 га. Водяной пар сосредоточен в основном в приземном слое толщиной около 10 км. Выше воздух очень разрежен, а облака почти не появляются, исключая перламутровые, иногда наблюдающиеся на высоте примерно 25 км (где количество водяного пара, по-видимому, несколько возрастает). Есть облака и другого рода, которые светятся на ясном небе после наступления темноты, так называемые «серебристые» облака, появляющиеся на высоте примерно 80 км. По данным ракетных исследований, проводившихся в Швеции в 1963 г., эти очень высокие облака состоят из покрытых ледяной оболочкой пылевых частиц, поступающих в земную атмосферу из космического пространства.

Происхождение водяного пара в атмосфере на больших высотах не установлено, но есть предположение, что он образуется при фотохимических реакциях (вероятно, из метана), аналогично образованию озона. Если это предположение верно, то ультрафиолетовые лучи заставляют метан ( $CH_4$ ) распадаться на отдельные атомы водорода и углерода. Затем водород соединяется с атомарным или молекулярным кислородом и образует  $H_2O$ .

Смесь газов, составляющих атмосферу, удерживается гравитационным притяжением Земли. Однако, вероятно, существует все же непрерывная незначительная диссипация атмосферы, утечка ее в космическое пространство. Это происходит в том случае, когда быстро и непрерывно движущиеся во всех направлениях молекулы газа устремляются вверх со скоростью, которая позволяет им преодолеть силу гравитационного притяжения. Такая скорость молекул называется скоростью убегания. Скорость молекул газа возрастает с повышением температуры; так, если известна зависимость между молекулярным весом газа и его температурой, можно определить вероятность его исчезновения из атмосферы. Обычно принято считать, что температура на высоте 300 км составляет примерно  $1300^\circ C$ . Вычисления, основанные на этой цифре, показывают, что потребовалось бы около 4000 лет для того, чтобы большая часть молекул водорода покинула атмосферу. С другой стороны, для того чтобы из атмосферы ушли более тяжелые газы, например, азот и кислород, потребовалось бы гораздо больше чем 5000 миллионов лет (предполагаемый возраст солнечной системы).

Газы, окружающие тело с меньшим гравитационным притяжением, чем у Земли, очевидно, ускользают в космос при меньших скоростях. Поэтому не удивительно, что мы не можем обнаружить атмосферу на Луне, гравитационное притяжение на которой (у поверхности) в шесть раз меньше, чем на Земле. Марс — небольшая горячая планета — также почти не имеет атмосферы, тогда как Юпитер — гигантская холодная планета — имеет глубокую и плотную атмосферу.

Однако механизм скорости убегания молекул, хотя и важный сам по себе, не объясняет различие в химическом составе атмосфер разных планет. Например, количество редких газов по сравнению с обычными — азотом, кислородом, углекислым газом и водяным паром — в земной атмосфере значительно меньше, чем в атмосферах других планет солнечной системы. Почему же тогда земная газовая оболочка так сильно отличается от других известных нам атмосфер? Чтобы ответить на этот вопрос, попытаемся восстановить то, что произошло, когда Земля только сформировалась, около 5000 миллионов лет назад.

Если, как считает большинство ученых, только что образовавшаяся Земля была чрезвычайно горячей (имела температуру



около  $9000^{\circ}\text{C}$ ), то большинство газов, составляющих атмосферу, должны были бы покинуть ее. По мере постепенного охлаждения и затвердевания Земли газы, растворенные в жидкой земной коре, выходили бы из нее. Мы знаем, что почти все газы растворяются в жидкостях. Эти газы, видимо, были подобны тем, которые теперь выбрасываются вулканами — углекислый газ, азот и водяной пар. (Сегодня вода может попадать в вулканы из подземных рек.) По мере охлаждения Земли температура упала ниже  $100^{\circ}\text{C}$ , большая часть водяного пара сконденсировалась и выпала на Землю, образовав реки, озера и океаны. Примерно в то же время большая часть углекислого газа, перешедшая из вулканов в воздух, по-видимому, растворилась в океане. Там она частично вступила в реакцию с солями кальция и при содействии организмов, населяющих океан, образовала известняковые и доломитовые скалы, которые состоят из карбоната магния и кальция. Имеется также большое количество углерода, растворенного в море в виде углекислого газа, который является основой как растительной, так и животной жизни океанов.

Основной состав земной атмосферы можно было бы считать выясненным, если бы не одно важное исключение: в нашей схеме отсутствует кислород. Происхождение этого газа — второй важной составляющей атмосферы, наиболее важной для жизни людей, — все еще остается загадкой. Согласно одной теории, кислород образовался в результате разложения водяного пара на атомарный водород и атомарный кислород под влиянием фотохимического воздействия Солнца. Затем более легкий и подвижный водород улетучился в космическое пространство, тогда как более тяжелые атомы кислорода остались в гравитационном поле Земли. Вычисления показывают, однако, что этим процессом можно объяснить присутствие в атмосфере лишь очень небольшого количества атомов кислорода.

Другая теория утверждает, что кислород образовался при фотосинтезе в результате жизнедеятельности примитивных клеточных организмов на более поздних стадиях развития Земли. Это, вероятно, происходило первоначально на отмелях и в мелких водоемах, но затем, когда растительные организмы расселились по всей Земле, количество кислорода в атмосфере стало быстро увеличиваться.

Нет единого мнения о природе и характере изменений в составе атмосферы за последние 1000 миллионов лет. Геологические процессы (вулканическая активность, образование известняков и угля) должны были оказать определенное влияние на состав атмосферы. И есть основания предполагать, что в течение последних 300 миллионов лет количество кислорода и углекислого газа, поскольку эти газы связаны с упомянутыми процессами, колебалось значительно относительно теперешнего уровня.

Даже в течение последнего столетия происходили малые, но заметные изменения химического состава атмосферы. Например, количество углекислого газа с 1900 г. поднялось на 12%. Это возрастание, вероятно, объясняется повышенным использованием богатого углеродом топлива, главным образом угля и нефти. Начиная с 1900 г. количество сжигаемого топлива удваивается каждые 10 лет. Так как уголь на 90% состоит из углерода, при горении соединяющегося с кислородом, то в атмосфере увеличивается количество углекислого газа. Когда нефть, представляющая собой углеводород (содержащая углерод и водород), горит, то при этом получают углекислый газ и вода. Увеличение массы сжигаемой нефти влечет за собой повышение концентрации таких вредных газов, как окись углерода (при работе двигателей внутреннего сгорания) и двуокись серы (при сжигании в топках). Но еще более вредными являются радиоактивные осадки от атомных взрывов. (Хотя многие радиоактивные продукты ядерных взрывов имеют короткое время жизни, они часто поднимаются потоками воздуха очень высоко, где могут пребывать несколько лет, прежде чем вернуться на Землю.) С учащенными запусками ракет и полетами реактивных самолетов увеличивается опасность изменения деликатного химического баланса в озоновом слое стратосферы.

Малые изменения в химическом составе атмосферы кажутся незначительными для атмосферы в целом. Но следует напомнить, что редкие газы, входящие в состав атмосферы, могут оказать значительное влияние на климат и погоду. Некоторые ученые, например, считают, что в последние годы с возрастанием углекислого газа изменился тепловой баланс атмосферы, ибо Земля стала больше поглощать инфракрасной радиации, уменьшился уход тепла от Земли в космос и повысилась средняя температура приземного слоя воздуха. Некоторые исследователи оценивают повышение температуры в  $0,01^{\circ}\text{C}$  в год. Это свидетельствует о тесной связи температуры Земли с химическим составом атмосферы.

До конца XIX в. считалось, что температура непрерывно падает от нижних слоев к верхним со скоростью, которая наблюдалась в нижних слоях земной атмосферы, т. е. на  $1^{\circ}\text{C}$  через каждые 1,5 км, и равна абсолютному нулю ( $-273^{\circ}\text{C}$ ) в межзвездном пространстве. Это убеждение опроверг французский метеоролог Леон Тейссеран де Бор, который в 1890 г. успешно запустил аэростаты с измерительной аппаратурой на высоту 15 км. На основе полученной информации Бор показал, что на высоте примерно 11 км над Европой имеется резкая граница, выше которой температура перестает падать и даже несколько растет. Как было установлено позже, эта граница является универсальной характеристикой атмосферы, ее высота меняется от 8 км над





Радиозонд с парашютом и приборами (расстояние между отдельными элементами радиозонда сильно уменьшено).

широтной тропопаузой. Место разрыва ее с тропической тропопаузой приходится примерно на  $30^\circ$  широты и с полярной тропопаузой на  $45^\circ$ .

Тропопауза отделяет нижний слой атмосферы, *тропосферу*, от более высокого слоя, *стратосферы*. Ранее предполагали, что тепловой баланс тропосферы поддерживается в основном конвективными потоками, а в стратосфере он является результатом радиационного равновесия между излучением Солнца и излучением Земли и тропосферы. После обнаружения очень сильных ветров и быстрых изменений температуры в стратосфере эта точка зрения была дискредитирована, и теперь никто не знает, почему имеется такой резкий разрыв между тропосферой и стратосферой. Но каково бы ни было объяснение этого явления, различия

поллюсом до 16 км над экватором. В последние годы по данным ежедневного зондирования атмосферы, на метеорологических станциях (особенно в северном полушарии) установили, что граница разрыва, названная *тропопаузой*, не непрерывна в пространстве, как первоначально предполагали. Существуют практически два и иногда три уровня тропопаузы в разных широтных зонах с разрывом по высоте между ними. Поэтому обычно различают *тропическую* тропопаузу с высотой от 15 до 18 км и *полярную* тропопаузу с высотой примерно 10 км. Граница разрыва между тропической и полярной тропопаузой меняется от дня ко дню, от месяца к месяцу, но чаще всего она лежит между  $35$  и  $50^\circ$  широты и в северном и в южном полушарии. Третья тропопауза иногда появляется на промежуточных широтах и называется *меж-*

в температурном режиме двух слоев в большей степени ответственны и за их особенности.

Так как в тропосфере содержится почти весь атмосферный водяной пар, то погода на Земле зависит в основном от условий, складывающихся в этом относительно тонком слое. Придавая большое значение тропосфере (и из-за отсутствия информации о стратосфере), метеорологи до второй мировой войны часто игнорировали высокие слои атмосферы. С 1950 г., однако, знания об атмосфере пополнили данные наблюдений с самолетов, летавших на больших высотах. Большая часть реактивных самолетов гражданской авиации летает сейчас «выше погоды», на высоте 10—12 км, т. е. в нижних слоях стратосферы. Новые сверхзвуковые самолеты, способные за 2—3 часа пересечь Атлантику, летают на высоте 15—21 км, где воздух сильно разрежен. Некоторые военные самолеты поднимаются до 80 км, т. е. выше стратосферы. Информацию о ближнем 30-километровом слое атмосферы мы получаем все же в основном с помощью радиозондов — радиодатчиков давления, температуры и влажности, посылаемых на воздушных шарах. В слой от 30 до 100 км приборы поднимаются метеорологическими ракетами. Они сбрасывают также радиолокационные отражатели, за спуском которых затем следят наземные радиолокаторы, чтобы получить данные о скорости и направлении ветра на разных уровнях атмосферы.

В результате высотных исследований обнаружено, в частности, четкое расслоение верхней атмосферы. Каждый из слоев имеет отличительные физические и химические характеристики, отделен от другого узкой переходной зоной. Эти зоны называются граничными поверхностями, или паузами. Мы уже видели, что ближайший к Земле слой, тропосфера, отделен от стратосферы, лежащей выше, тропопаузой, высота которой меняется от 8 до 16 км. Стратосфера чрезвычайно сухая и имеет почти одинаковую среднюю температуру, около  $-60^\circ\text{C}$  у основания нижнего слоя. К высоте 50—60 км температура возрастает до  $10^\circ\text{C}$ . Этот стойкий пограничный температурный максимум — *стратопауза*, которая отделяет стратосферу от лежащей выше *мезосферы*.

Сравнительно высокая температура стратопаузы примерно такая же, как на уровне Земли; она, вероятно, является результатом полного поглощения солнечной ультрафиолетовой и инфракрасной радиации озоновым слоем. Недавно было установлено, что в стратосфере иногда происходят внезапные потепления. В мезосфере, однако, количество озона уменьшается, поэтому средняя температура там значительно ниже, чем в нижней стратосфере (около  $-70^\circ\text{C}$  на высоте примерно 80 км). Устойчивый температурный минимум, известный как *мезопауза*, отделяет мезосферу от вышележащего слоя атмосферы — *термосферы*.



Термосферу чаще называют *ионосферой*, потому что на этой высоте атмосферные газы становятся ионизованными, то есть диссоциируют на отдельные электрически заряженные частицы. Так как эти ионизованные частицы отражают электромагнитные волны, то термосфера имеет большую практическую ценность — благодаря ей возможна дальняя радиосвязь. Однако вследствие ее способности подобно зеркалу отражать радиоволны мы очень мало знаем о том, что происходит за отражающей поверхностью, мы мало знаем о термосфере. По-видимому, температура в ней быстро растет с высотой, так как молекулярный и атомарный кислород и азот поглощают ультрафиолетовую радиацию Солнца. Измерения температуры, выполненные с помощью спутников на разных высотах термосферы, показали, что ее температура очень высока. Но имеются различия между полярными и экваториальными широтами. В средней термосфере над экватором температура составляет  $925^{\circ}\text{C}$ , а над Северным полюсом —  $1480^{\circ}\text{C}$ .

По мере увеличения информации, получаемой с помощью ракет и спутников, мы будем узнавать новое не только о свойствах термосферы, но и о тех слоях, что лежат выше ее.

### 3 Тепловой баланс Земли и атмосферы

Среди всех планет солнечной системы Земля — единственная планета с умеренной температурой, не очень горячая, не очень холодная; средняя температура ее поверхности составляет примерно  $10^{\circ}\text{C}$ . Так как эта цифра, несмотря на небольшие ежегодные изменения, остается почти постоянной в течение столетий, то отсюда следует, что Земля и атмосфера должны возвращать в космос почти столько же энергии, сколько получают от Солнца. Если это равновесие между приходящей и уходящей энергией нарушится, температура Земли и, следовательно, климат начнут изменяться. (Как мы увидим в главе 12, значительные колебания температуры Земли действительно происходили в прошлом, но в настоящее время мы можем говорить о равенстве поступления и ухода энергии, если рассматривать среднюю температуру Земли.) Баланс энергии приводит к некоторым важным следствиям, которые обязательно надо учитывать в метеорологических исследованиях.

Солнце является источником почти всей энергии на Земле. Любая другая звезда или планета и недра Земли дают так мало тепла земной поверхности по сравнению с Солнцем, что ими можно пренебречь. Хотя среди миллиардов звезд нашей Галактики Солнце является лишь средней звездой, его диаметр все же в 110 раз больше диаметра Земли. Вследствие этого, а также потому что Солнце находится относительно близко к Земле (от 145 до 150 млн. км), оно является главным источником энергии, поступающей на Землю. Но даже несмотря на это, только около одной двухмиллиардной доли энергии, излучаемой Солнцем, приходит к верхней границе земной атмосферы, остальная же часть теряется или поглощается в космическом пространстве.



Солнце представляет собой газообразную сферу, температура поверхности которой около  $6275^{\circ}\text{C}$ . Полагают, что энергия Солнца создается в результате слияния атомов водорода с образованием гелия — процесса, происходящего в глубоких слоях Солнца. Затем энергия переизлучается от одного слоя к другому и поступает на поверхность Солнца, которая излучает ее равномерно во всех направлениях. На Землю энергия Солнца приходит в виде электромагнитных волн и потока ионизованных частиц. Поглощенная Землей энергия превращается в тепло, которое и нагревает Землю. Земля в свою очередь также излучает энергию; длина волны и количество этой энергии зависят от типа и температуры излучающей поверхности. Любое тело испускает лучистую энергию с длиной волны, обратно пропорциональной температуре его поверхности; другими словами, чем выше температура, тем короче длина волны того излучения, которое излучается телом. Полное количество энергии, излучаемое телом, пропорционально четвертой степени его абсолютной температуры, т. е. его действительной температуры плюс  $273^{\circ}$ . Поскольку Солнце имеет очень высокую температуру, оно излучает огромное



Спектр солнечной радиации с относительными долями рентгеновских, ультрафиолетовых, видимых и инфракрасных лучей, полученных и поглощенных земной атмосферой. Длина стрелок пропорциональна количеству энергии, которую несет излучение в каждой полосе длин волн. Большая часть солнечной радиации приходится на видимый свет. Радиация: а — поступающая в атмосферу, б — поглощенная атмосферой, в — достигающая земной поверхности.

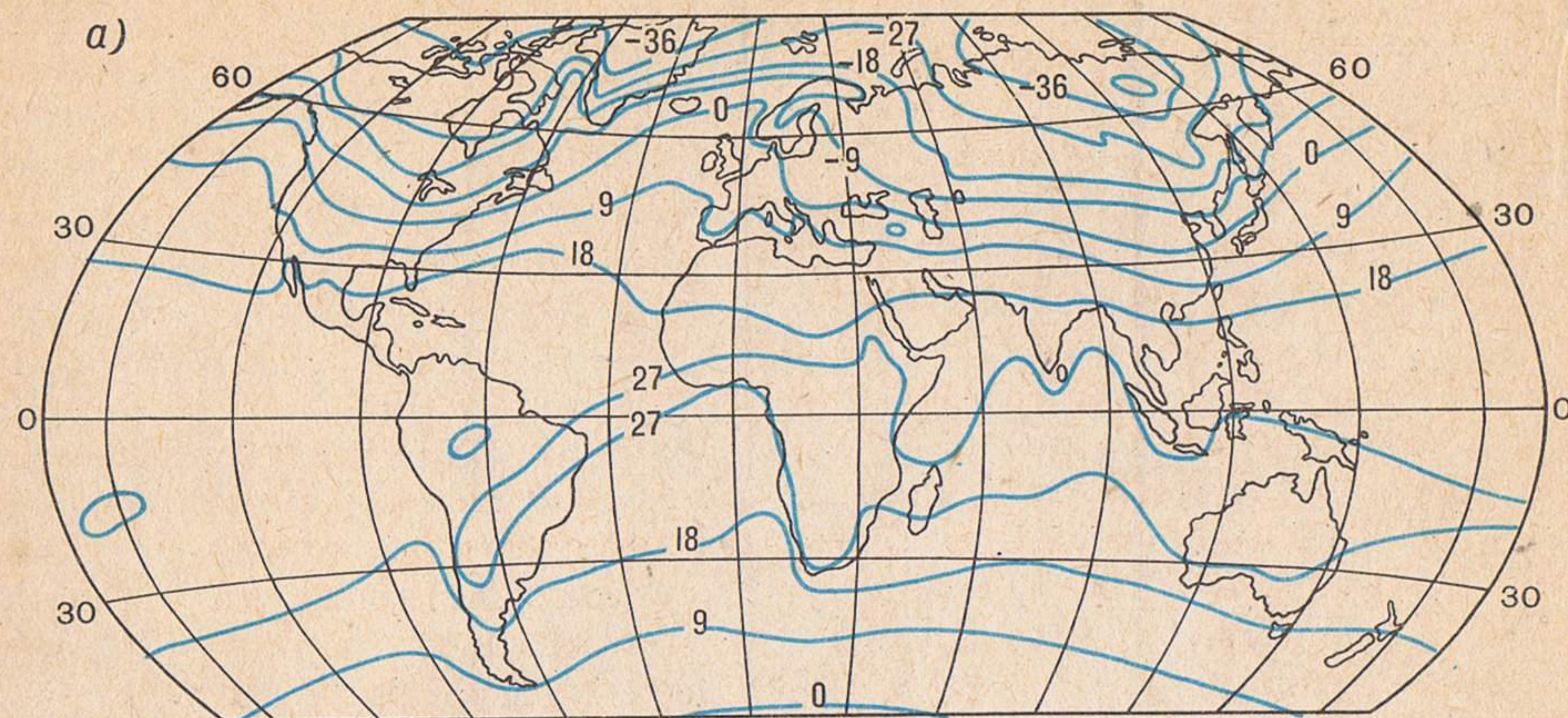
количество главным образом коротковолновой радиации, тогда как более холодная Земля излучает меньше и в основном длинноволновую радиацию. 99% энергии солнечного излучения приходится на длину волны между 0,15 и 4 мкм (микрон; мкм — одна миллионная метра). Максимум излучения приходится на длину волны около 0,47 мкм. Около половины всей энергии, излучаемой Солнцем, приходится на полосу длин волн между 0,38 и 0,77 мкм, видимую человеческим глазом и воспринимаемую как свет. Оставшаяся радиация составляет более коротковолновую (ультрафиолетовую) и более длинноволновую (инфракрасную) радиацию.

Количество солнечной радиации, поступившей в атмосферу, зависит главным образом от угла падения солнечных лучей на земную поверхность и от продолжительности дня. Поэтому наибольшая часть солнечной радиации достигает верхней границы атмосферы над полюсами в середине лета, когда земная ось так наклонена к Солнцу, что радиация поступает на поверхность Земли от высоко стоящего на небе Солнца. Но так как Земля ближе всего к Солнцу в середине лета южного полушария (приблизительно 145 млн. км), чем в середине лета северного полушария (примерно 150 млн. км), то к южному полюсу поступает несколько больше солнечной энергии, чем к северному. Однако это полушарие не становится теплее северного из-за характерной особенности: наличия большей массы льдов, очень суровой зимы и холодного океана в южном полушарии.

Количество солнечной энергии, поступающей в единицу времени на единичную площадку, расположенную на верхней границе земной атмосферы, под прямым углом к солнечным лучам при среднем расстоянии Земли от Солнца, называется *солнечной постоянной*. Согласно измерениям, выполненным с помощью ракет и спутников, эта величина почти точно равна  $2 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ . (Калория, кал. — это количество тепла, необходимое, чтобы повысить температуру 1 г воды на  $1^{\circ}\text{C}$ .) Мощность солнечного излучения, поступающего на каждый квадратный километр атмосферы, расположенной под прямым углом к солнечным лучам, равна мощности тысячи очень больших электростанций.

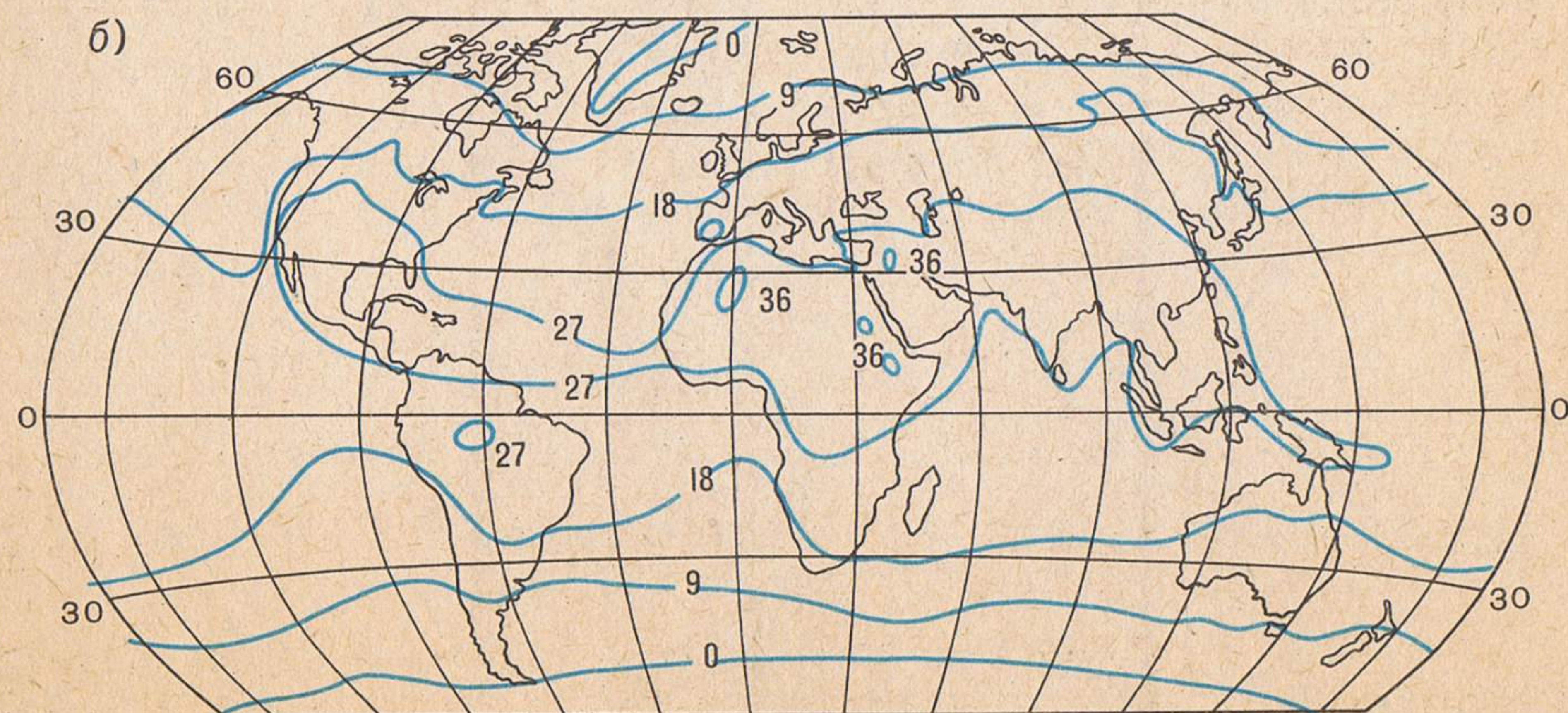
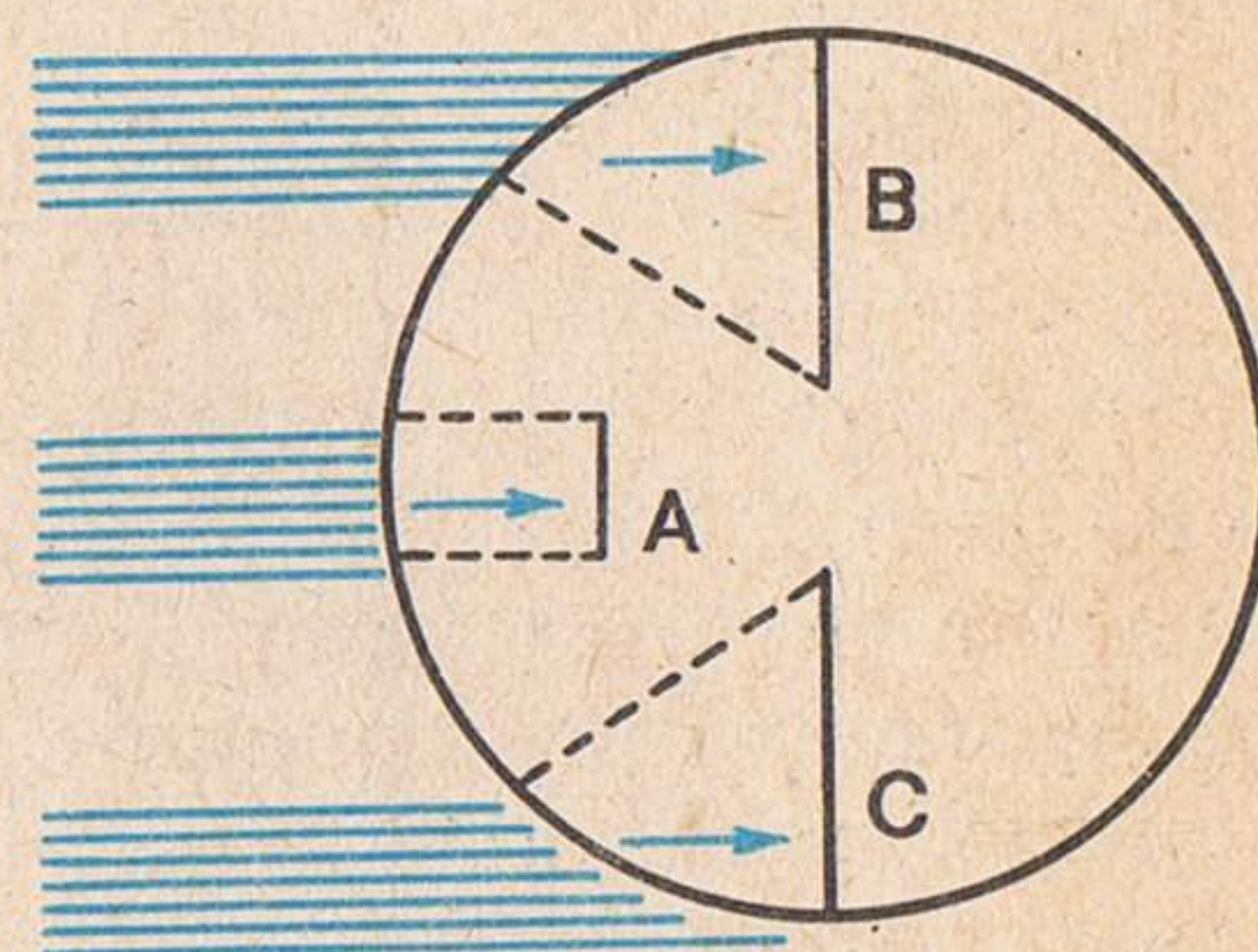
Итак, приток солнечной энергии к верхней границе атмосферы поистине колоссален. Однако менее половины ее достигает поверхности Земли. Мы видели в главе 2, как в верхних слоях атмосферы поглощается ультрафиолетовая радиация, как она превращает кислород в озон. Только небольшое количество ультрафиолетовых лучей достигает Земли. Без озонного экрана, защищающего нас от ультрафиолетовой радиации, жизнь на Земле, вероятно, развивалась бы иначе. А если бы озонный слой вдруг на мгновение исчез, Солнце сильно обожгло бы нас и,





В дни весеннего и осеннего равноденствия солнечные лучи в полдень падают под прямым углом к экватору (А) и более косо в высоких широтах (В и С), поэтому на единицу поверхности здесь приходит значительно меньше энергии, чем на экваторе. Количество тепла, поступающего в какую-либо точку земной поверхности, зависит от угла падения солнечных лучей; этот угол меняется с широтой. Карты распределения температуры:

а — в январе, б — в июле.



возможно, ослепило бы. Но в образовании озона участвует только небольшая часть радиации, вошедшей в атмосферу. Основная масса солнечной энергии проходит через атмосферу практически не изменяясь, пока не достигнет плотной нижней тропосферы, содержащей водяной пар, облака и пылевые частицы. Здесь солнечные лучи сильно поглощаются, синие рассеиваются и отражаются обратно в космическое пространство.

Углекислый газ, кислород и водяной пар поглощают около 9% прямой солнечной энергии, которая поступает в тропосферу, и примерно 10% отраженной от облаков и атмосферных примесей. Таким образом, 19% солнечной энергии идет непосредственно на нагревание атмосферы. Остальная часть энергии теряется в космическом пространстве или поглощается верхним слоем Земли, чтобы потом вернуться в атмосферу.

По мере того как солнечная радиация, главным образом в виде света, проходит через нижние слои атмосферы, она рассеивается частицами примерно того же размера, что и длина световых волн. Избирательное рассеяние является причиной голубого цвета неба, так как коротковолновое излучение (голубое) рассеивается легче, чем длинноволновое (красное). Но когда воздух сильно засорен мелкими частицами, например, дыма, то рассеивается длинноволновая радиация, небо краснеет или сереет, голубой цвет исчезает. (По этой же причине дым трубки или сигареты кажется голубым, хотя мельчайшие частички дыма имеют коричневый цвет; это происходит потому, что мельчайшие частички табачного дыма рассеивают коротковолновые голубые лучи. Если дым втянуть в рот, то каждая частица покроется тонким слоем влаги и увеличится в размерах. Теперь эти частицы рассеивают уже лучи более длинных волн, отчего табачный дым, выходящий изо рта и носа, приобретает серый цвет.) Именно поэтому небо, очень синее во многих засушливых странах, приобретает серый цвет и утрачивает голубизну даже при отсутствии облаков в промышленных районах Европы и Северной Америки. Солнечный свет состоит здесь главным образом из длинноволновых красных и оранжевых лучей, которые проходят через атмосферу практически не рассеиваясь. Этим объясняется на рассвете или перед заходом солнца (когда его лучи совершают самый длинный путь через влажные загрязненные нижние слои атмосферы) оранжевый, а ближе к горизонту красный цвет не очень яркого солнечного диска на фоне бледно-голубого неба. Во время восхода и захода, когда Солнце стоит достаточно низко над горизонтом, его лучи, отражаясь от основания облаков, красочно расцвечивают небо, что издавна приводит в восторг поэтов, художников и фотографов.

Частицы с размерами, превышающими длину волны, скорее отражают свет, чем рассеивают его, другими словами, они



изменяют только направление, а не состав света. Облака и земная поверхность отражают коротковолновую солнечную радиацию. (С другой стороны, облака скорее поглощают и заново излучают длинноволновую земную радиацию, чем отражают ее.) Процент радиации, отраженной какой-либо поверхностью, называется *альбедо* этой поверхности. Альбедо часто меняется. Только что выпавший снег, например, отражает более 90% солнечной радиации, поэтому он не тает даже под яркими лучами Солнца. Однако если его поверхность загрязнена или если в нем расчищены небольшие площадки, он тает довольно быстро. Тогда обнаженная земная поверхность, имеющая меньшее альбедо, будет сильно поглощать солнечную лучистую энергию, которая нагреет и растопит окружающий эту площадку снег. Очень высокое альбедо свежего снега вносит свой вклад в формирование холодного климата полярных стран, поскольку способствует отражению почти всей лучистой энергии, приходящей от Солнца.

Верхняя поверхность облаков также сильно отражает солнечную энергию, хотя альбедо зависит от строения и толщины облаков, а также от размеров составляющих их капель. Слоисто-кучевые облака отражают от 55 до 80% солнечной энергии. Облака отражают еще больше, если состоят из очень мелких капель. Такие облака, по-видимому, «моложе» облаков, состоящих из больших капель. Как правило, сквозь мощные облака большая часть солнечного света не проходит. Если мы смотрим через такие облака на Солнце, в особенности когда оно садится, то они окружены ярким, как бы серебряным ободком.

Поверхность Земли также отражает солнечные лучи, и эта способность отражать свет определяет ее яркость и цвет. Такие поверхности, как скалы, трава, вспаханные луга и леса, имеют альбедо от 10 до 20%; плотные хвойные леса и джунгли 5%; альбедо сухих песков может достигать до 30%. Альбедо темной влажной почвы составляет примерно 8%, а травы около 20%, причем часть солнечной радиации, которую она отражает, лежит в области коротких волн за пределами видимой области спектра.

Альбедо водной поверхности зависит от высоты Солнца. Когда солнечные лучи падают под углом не более 5°, т. е. во время восхода или заката, от спокойной водной поверхности отражается около 39% солнечной радиации. Эта величина уменьшается до 8% при угле падения лучей 30° и примерно до 4% при угле выше 60°; в последнем случае большая часть лучей проникает в воду и нагревает поверхностный слой водоема. Так, прибрежные курорты, обращенные к Солнцу и обрамленные высокими холмами, могут нагреваться отраженными от водной глади солнечными лучами, когда рано утром или вечером Солнце расположено низко над горизонтом.

Существуют карты, которые показывают величины альбедо. Одна такая карта недавно составлена для Северной Америки.<sup>1</sup> При составлении ее использовали измерения, сделанные с самолета. Особенно большую трудность в оценке альбедо Земли в целом составляет недостаточное знание размеров облачных покровов, особенно над просторами океанов. Однако сегодня для измерения отражательной способности Земли можно использовать спутники. Последние исследования, проведенные с их помощью, показывают, что альбедо Земли в целом составляет примерно 34%. В середине лета облака отражают около 30% солнечной радиации в высоких широтах и более 20% в низких широтах, с другой стороны земная поверхность отражает около 12% поступающей радиации на широте 80° и около 1% на больших водных просторах на широте 20°, когда Солнце находится почти вертикально над головой.

Суммируя все сказанное, получаем, что (если полное количество солнечной энергии, достигающей Земли, будем считать за 100%) энергия распределяется следующим образом: около 19% поглощается при прохождении через атмосферу, около 34% отражается обратно в космическое пространство от верхней поверхности облаков и земной поверхности, оставшиеся 47% (после некоторого рассеяния) достигают земной поверхности, где поглощаются и превращаются в тепло. Таким образом, менее половины солнечной энергии, приходящей к верхней границе земной атмосферы, в конце концов достигает Земли и только одна пятая непосредственно нагревает атмосферу. Большая часть энергии, нагревающей атмосферу, поступает от нагретой земной поверхности. Мы показали выше, что при отсутствии облаков более 80% коротковолнового излучения Солнца беспрепятственно проходит через атмосферу. Однако картина совершенно меняется для длинноволновой радиации, представляющей собой основной вид энергии, излучаемой Землей. Только незначительная часть длинноволновой земной радиации проходит через атмосферу, не поглощаясь молекулами водяного пара и углекислого газа. Радиация же, поглощенная на пути от Земли, нагревает газы атмосферы, которые в свою очередь излучают лучистую энергию в двух направлениях: вверх, в более высокие слои атмосферы, и вниз, в нижние слои атмосферы, часть длинноволновой радиации в конечном итоге вновь поглощается поверхностью Земли. Различное отношение атмосферы к проходящей солнечной и земной радиации, приводит к появлению эффекта, называемого *парниковым*. Почти полностью пропуская солнечную коротковолновую радиацию и задерживая земную длинноволновую радиацию,

<sup>1</sup> В Советском Союзе имеются карты альбедо, составленные для всей поверхности земного шара.— *Прим. ред.*

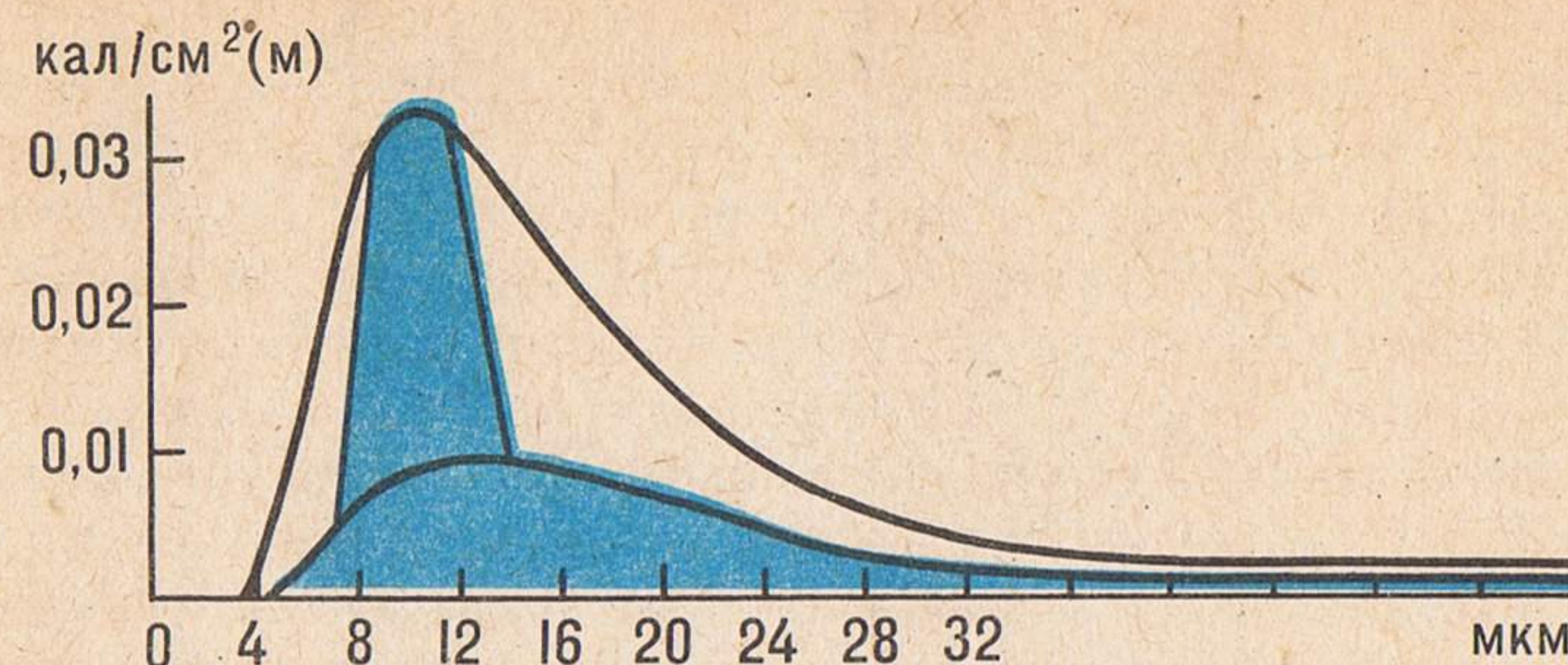


атмосфера создает на Земле условия, близкие к условиям в парниках. Эта аналогия, конечно, обманчива, так как стеклянная крыша парника действует несколько иным способом. Эксперименты показывают, что стекло менее прозрачно для длинноволновой радиации, чем для коротковолновой. Но домики из стекла служат теплицами главным образом потому, что они изолируют теплый воздух у поверхности Земли от холодного воздуха свободной атмосферы; эффект предохранения растений от холодного воздуха в четыре или пять раз более значим, чем различная прозрачность стекла для длинноволновой и коротковолновой радиации. По этой причине правильнее было бы, когда речь идет об утепляющем эффекте атмосферы, использовать термин «атмосферный эффект», чем «парниковый эффект».

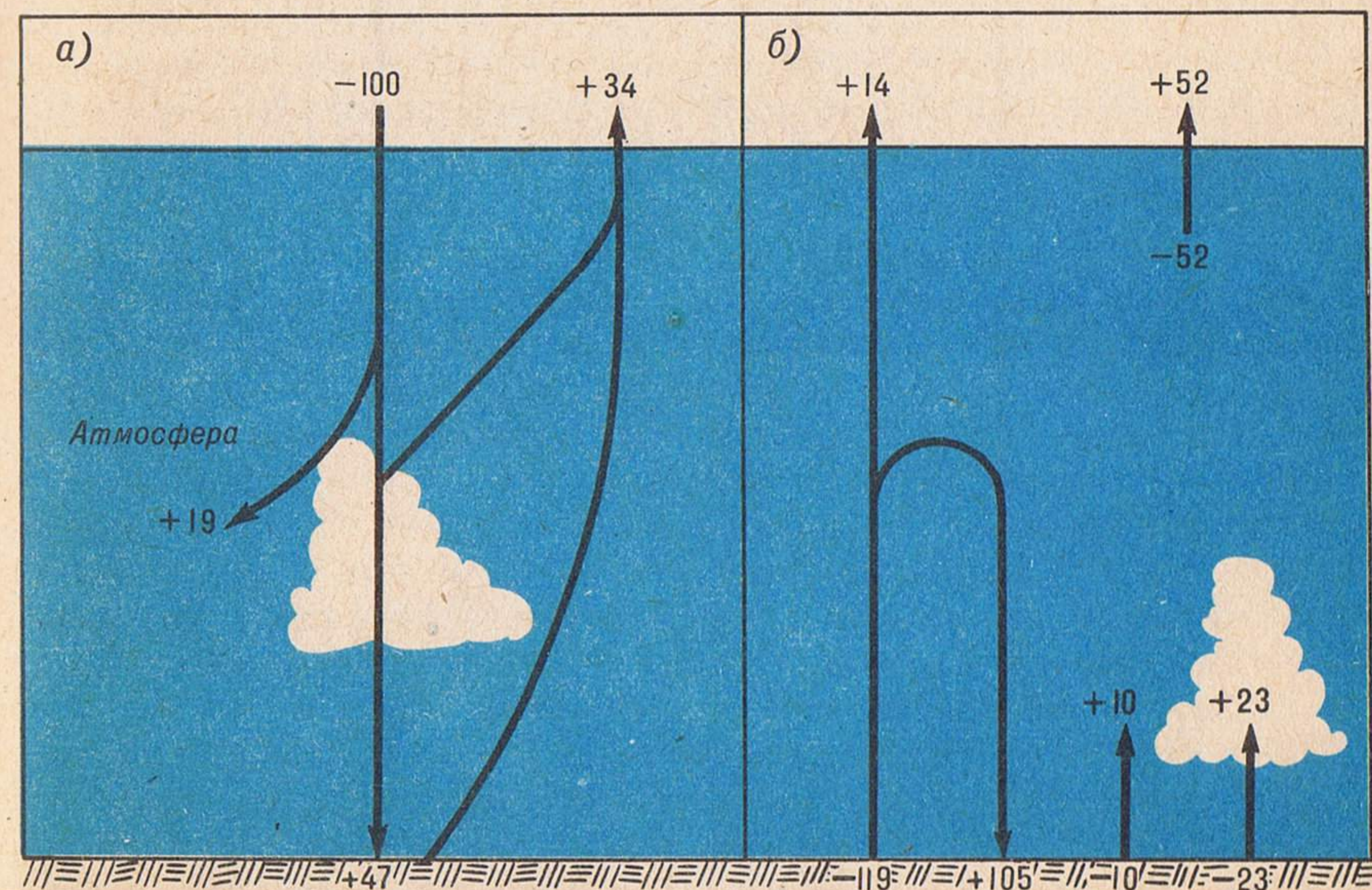
При средней температуре земной поверхности (около  $10^{\circ}\text{C}$ ) Земля излучает радиацию в интервале длин волн около 100 мкм. Солнечная радиация и земная радиация практически не перекрываются и легко определяются по характеру спектра. Мы видели, что из 100 единиц солнечной радиации 47 единиц получает поверхность Земли. Но когда мы оцениваем все тепло, испускаемое Землей, мы имеем дело с более высокой цифрой. У земной поверхности тепло задерживается благодаря атмосферному эффекту, так что общее количество излученной Землей энергии, которое необходимо принять в расчет, составляет уже 119 единиц. Из них 105 переизлучается обратно к Земле атмосферными слоями, которые содержат водяной пар и углекислый газ, и только 14 теряется в космическом пространстве.

Большая часть навсегда потерянной радиации уходит через «окно», существующее в спектре водяного пара в интервале 8,5—11 мкм, т. е. в интервале, где водяной пар не поглощает земную радиацию. Имеются и другие окна в спектре водяного пара, между 7 и 8,5, а также 11 и 14 мкм, так что небольшое количество земной радиации уходит и через эти полосы в космическое пространство. В то же время углекислый газ сильно поглощает радиацию в интервале 12—16,3 мкм, поэтому любое увеличение углекислого газа в атмосфере, скажем от сгорания угля, уменьшает потери тепла через окно в спектре водяного пара в интервале 11—14 мкм. В этом интервале углекислый газ поглощает ту энергию, которую может пропустить водяной пар.

Очень узкую полосу поглощения в интервале 9—10 мкм имеет озон. Однако несмотря на это, радиация, уходящая от земной поверхности, в этой области спектра весьма интенсивна, поскольку в атмосфере, если исключить высокие слои, присутствует лишь небольшое количество озона. Таким образом, инфракрасное поглощение озона играет незначительную роль в нагревании атмосферы по сравнению с сильным поглощением ультрафиолетовой солнечной радиации. Аналогичным образом очень неболь-



На некоторых длинах волн водяной пар в атмосфере поглощает все земное излучение, на других — часть или совсем не поглощает. На графике показано количество радиации на  $50^{\circ}$  с. ш.: верхняя кривая — излучение земной поверхности, нижняя — излучение верхней тропосферы. Цветная площадь — лучистая энергия, ушедшая с Земли в космическое пространство, неокрашенная — радиация, поглощенная водяным паром в атмосфере.



Солнечная (а) и земная (б) радиация. Энергия солнечной радиации взята за 100 единиц. Вследствие влияния атмосферы количество энергии, теряемой земной поверхностью, равно 119 единицам. Отрицательные цифры указывают потерю энергии, положительные — поступление.



шая часть земной радиации поглощается окисью азота и метаном, находящимся в атмосфере.

Атмосфера нагревается не только поглощенной лучистой энергией Солнца, но и восходящими потоками воздуха, нагретого у земной поверхности. Эти турбулентные конвективные потоки переносят около 10 из 47 единиц солнечной радиации, поступающей на поверхность Земли. Более чем вдвое большее количество энергии — 23 единицы — поступает в атмосферу в результате испарения воды с земной поверхности и высвобождения скрытого тепла конденсации при образовании облаков. В конечном счете для того чтобы сбалансировать количество полученной длинноволновой радиации, атмосфера излучает в космическое пространство энергию, эквивалентную 52 единицам энергии, которая поступает непосредственно от Солнца на верхнюю границу атмосферы и которую мы приняли за 100 единиц.

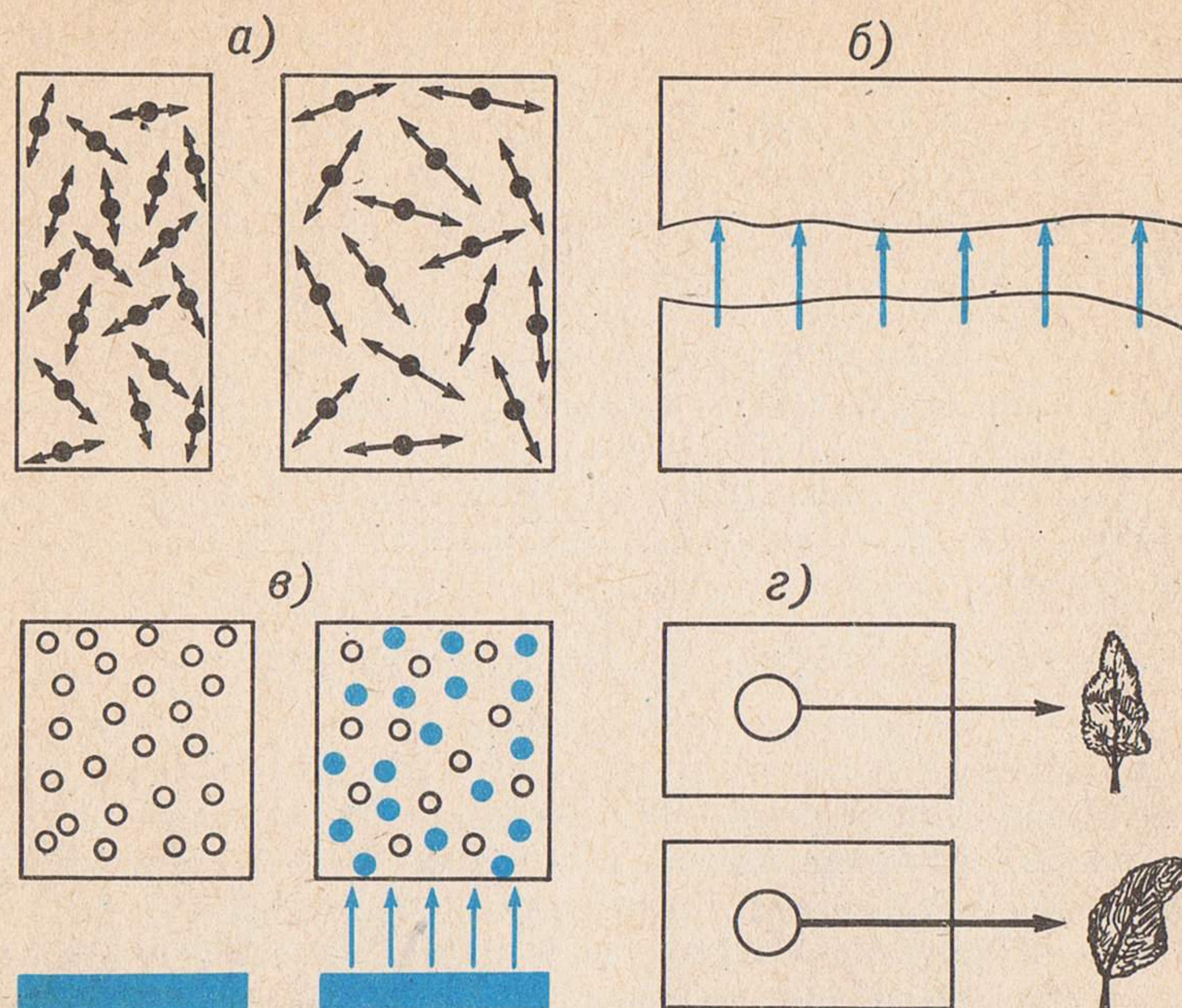
Таким образом, если суммировать различные виды обмена энергии между Землей, атмосферой и космическим пространством, мы приходим к следующему заключению. Если 100 единиц солнечной радиации достигает верхней границы атмосферы, то 34 из них немедленно отражаются обратно в космическое пространство от облаков и земной поверхности; 14 уходят в космическое пространство за счет длинноволновой радиации, идущей от Земли; 52 единицы, идущие на нагревание атмосферы, в конечном итоге излучаются обратно в космос. Из этих 52 единиц 19 составляет поглощенная коротковолновая радиация Солнца, 10 переносятся турбулентными потоками и 23 поступают за счет процессов испарения и конденсации. Что касается 47 единиц солнечной радиации, которые достигают земной поверхности, то 14 уходят в космическое пространство, 23 используются на испарение и 10 на передачу тепла атмосфере турбулентными потоками. Таким образом распределяется поступающая от Солнца энергия между поверхностью Земли, атмосферой и космосом. В каждой из этих трех частей системы количество приходящей радиации равно количеству уходящей. В общих чертах, по крайней мере с точностью до 10 единиц, наша схема верна, хотя мы еще не знаем многих важных деталей процесса. Приводя эту схему (см. рис. на стр. 31), мы имеем в виду весь земной шар и всю земную атмосферу. В каждом районе земного шара почти всегда возможен или избыток, или дефицит лучистой энергии, либо за отдельный сезон, либо за год. Земля где-то получает больше энергии, чем теряет, где-то меньше. Как мы увидим дальше, это именно те региональные различия, которые поддерживают движение воздуха в атмосфере. Благодаря этой энергии возникают ветры, появляются течения в океане, которые переносят энергию из более жарких мест в более холодные, выравнивают температурные различия.

## 4 Атмосфера в движении

Атмосфера находится в непрерывном движении. Она движется, если вы рассматриваете воздух под микроскопом, она движется, если вы смотрите на нее со спутника. И по мере того как воздух движется, он переносит тепло, влагу и момент количества движения, неважно, небольшой ли это кратковременный бриз, дующий из городских парков к улицам, или мощные ветры, несущиеся из тропиков в более высокие широты. В этой главе мы рассмотрим главным образом крупномасштабные движения общей циркуляции и лишь едва коснемся роли местных ветров в общей циркуляции атмосферы. Ветры почти любого масштаба не только переносят энергию, но и сами возникают вследствие неравномерного нагревания Солнцем земной поверхности и прилегающей к ней атмосферы.

Чтобы понять, каким образом поглощенная солнечная энергия, различная на разных широтах, на море и на суше, приводит атмосферу в движение, сначала расскажем о различных формах атмосферной энергии и о возможных превращениях одних форм ее в другие. Очевидно, вначале воздействие тепловой энергии Солнца должно повышать температуру как атмосферы, так суши и моря. При этом часть солнечной энергии превратится во внутреннюю энергию воздуха, т. е. энергию молекулярного движения, известную нам как тепло. Затем нагревание воздуха приведет к расширению, распуханию столба воздуха, к подъему его центра тяжести. При этом увеличится потенциальная энергия атмосферы в данном районе, которая в метеорологии называется геопотенциальной энергией. Сочетание тепловой и геопотенциальной энергии даст полную потенциальную энергию. Определенная доля энергии атмосферы затрачивается на испарение облачных капель, океанской, морской, озерной и речной воды.



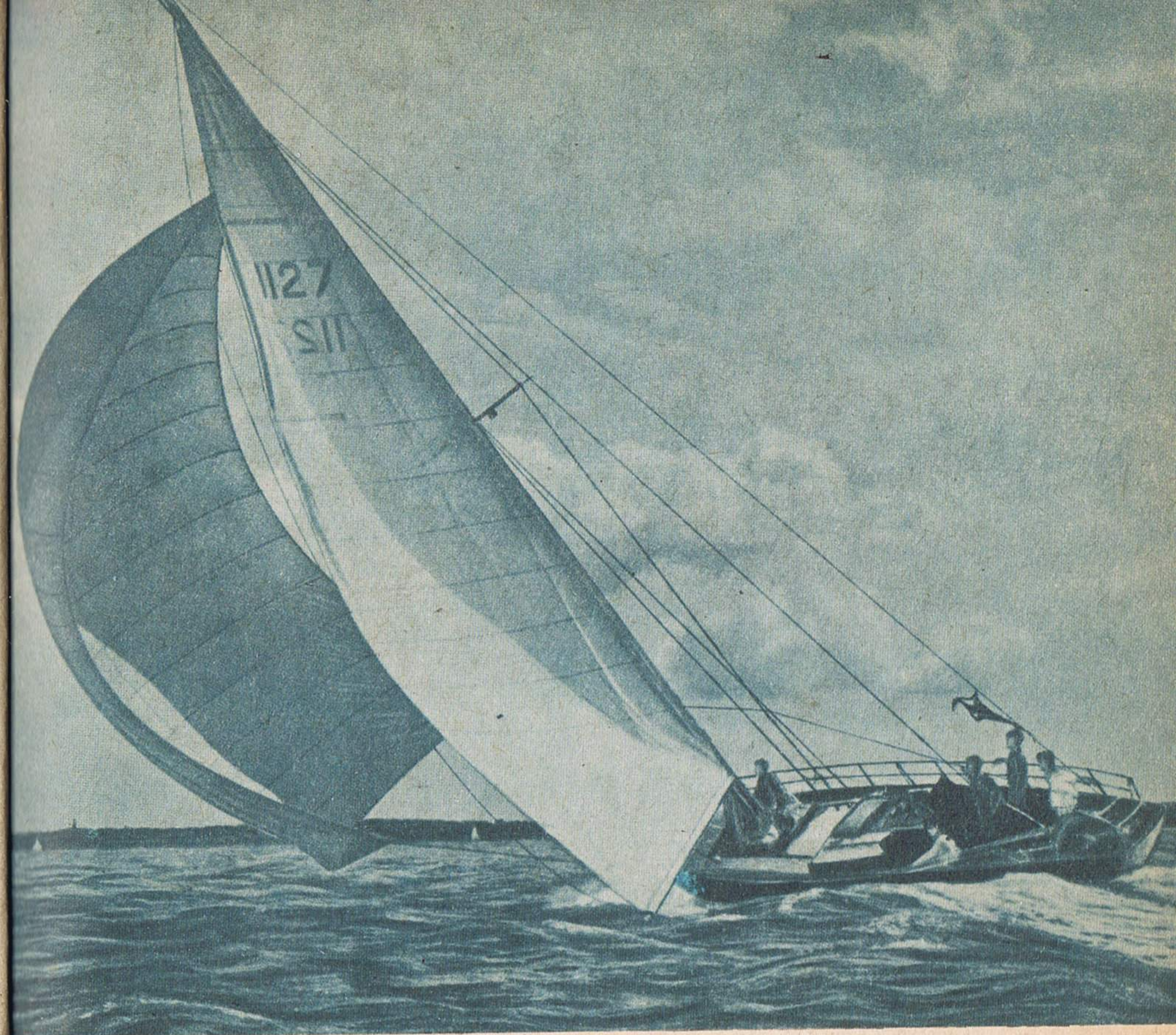


Четыре типа атмосферной энергии, каждая из которых имеет своим источником энергию Солнца.

а — внутренняя энергия — энергия или тепло движущихся молекул воздуха; измеряя температуру, мы измеряем энергию молекул (справа воздух теплее, чем слева), б — когда нагретый воздух поднимается, тогда поднимается его центр тяжести и увеличивается потенциальная энергия, в — скрытое тепло расходуется на испарение воды и снова высвобождается при конденсации; водяной пар содержит скрытую энергию, г — часть атмосферной энергии в конце концов преобразуется в кинетическую энергию движения ветров.

Кроме того, энергия идет на испарение с поверхности влажной земли, листвы и травы. Эту энергию называют *скрытой*, так как превращение воды в пар требует большого количества тепла, называемого скрытым теплом испарения. Эта энергия может возвратиться в атмосферу, когда пар снова конденсируется в воду. Движение воздуха, которое начинается в результате поглощения лучистой энергии Солнца Землей, представляет собой четвертый тип энергии — *кинетическую* энергию.

Атмосфера постоянно превращает один вид энергии в другой (за исключением тех случаев, когда имеет место поступление или потеря энергии за счет радиации), однако полная энергия всегда остается постоянной. Внутренняя и геопотенциальная энергия атмосферы зависит от притока радиации, расходуется частично на образование кинетической энергии ветров, частич-



Для метеоролога наполнение ветром паруса яхты есть доказательство движения воздуха. Воздух движется вследствие неравномерного нагревания подстилающей поверхности, стремясь уравнять неравномерность нагревания.

но переходит в скрытую энергию. Два последних вида энергии могут вновь превращаться в тепло: кинетическая энергия — в процессе трения воздушных потоков о земную поверхность и трения молекул воздуха между собой, а скрытая — в процессе конденсации водяного пара в атмосфере. Оба эти процесса, как и поглощение лучистой энергии, разогревают атмосферу, т. е. увеличивают ее внутреннюю и геопотенциальную энергию.

Большая часть энергии атмосферы — это внутренняя и потенциальная энергия, только небольшую долю составляет кинетическая и скрытая. И так как полное количество кинетической энергии атмосферы остается почти постоянным, то отсюда следует, что она возникает с такой же скоростью, с какой рассеива-



ется. Выраженное в джоулях, или единицах работы, количество кинетической энергии в атмосфере оценивается примерно в  $2 \text{ Дж/м}^2$ . Эта величина составляет всего около 0,57% солнечной энергии, поступающей в атмосферу. (1 Дж равен 0,24 кал.) Даже если мы примем в расчет только количество поступающей солнечной радиации, которая фактически идет на нагревание почвы и атмосферы, другими словами, если мы отбросим 35% энергии, теряющейся при отражении, то для энергии движения все еще остается менее одного процента (0,95%). Но даже такой малой доли энергии достаточно, чтобы поддерживать атмосферу в постоянном движении, которое и выравнивает неравномерное распределение тепла на земной поверхности, создаваемое приходящей солнечной и уходящей земной радиацией.

То, что количество кинетической энергии ветра относительно невелико, можно проиллюстрировать следующим образом. Американский метеоролог Леттау рассчитал, что в столбе атмосферы сечением  $1 \text{ м}^2$  полная кинетическая энергия ветра составляет 140 Вт. ч (при скорости 1 м/с) и средняя скорость рассеяния кинетической энергии 2 Вт/м<sup>2</sup>. Исходя из этих цифр, казалось бы, можно заключить, что полная кинетическая энергия ветра должна рассеяться за 70 часов. Однако следует иметь в виду, что скорость рассеяния уменьшается по мере того, как снижается количество оставшейся кинетической энергии. Другой американский метеоролог Хэсс, допуская такое уменьшение скорости, считает, что скорость рассеяния кинетической энергии составляет примерно 36% общего ее количества за день. Следовательно, потребовалось бы около 13 дней, чтобы уменьшить кинетическую энергию атмосферы на 99%.

В действительности, однако, кинетическая энергия ветра рассеивается с различной скоростью над разными участками земной поверхности. В тех районах, где часты сильные ветры, где велика шероховатость земной поверхности (холмы, леса, города), кинетическая энергия ветра переходит в тепло скорее, чем в районах с гладкой поверхностью (моря, полярные льды).

Выяснив, как рассеивается кинетическая энергия, рассмотрим, как она образуется из других форм энергии. Лет шестьдесят назад австралийский метеоролог Макс Маргулес показал, что кинетическая энергия образуется в системе движений, когда теплый легкий воздух поднимается вверх, а более холодный опускается вниз. В результате таких движений центр тяжести атмосферного столба воздуха оказывается ниже, чем до начала движения, а общая геопотенциальная энергия меньше. Если кинетическая энергия не превращается в другие формы энергии, то ее количество будет неуклонно возрастать пропорционально падению геопотенциальной энергии атмосферы. Но с другой стороны, если заставить теплый воздух опускаться, а холодный подниматься,

используя для этой цели кинетическую энергию атмосферы, центр тяжести поднимется и увеличится геопотенциальная энергия атмосферы. В этом случае кинетическая энергия атмосферы будет уменьшаться.

В атмосфере в целом заключено огромное количество энергии в различных видах, но не все эти виды легко превращаются в кинетическую. Оказывается, только очень малая доля потенциальной энергии способна превратиться в кинетическую энергию и, следовательно, вызывать движение воздуха. Как же появляется запас доступной потенциальной энергии в атмосфере — энергии особого вида, которая возникает в результате неравномерного нагревания земной поверхности (на разных широтах или долготах)? Такую потенциальную энергию мы можем назвать *зональной потенциальной энергией* (обусловленной разницей температур между тропиками и полюсами) и *вихревой потенциальной энергией* (обусловленной главным образом неравномерным нагреванием суши и моря). Вычислено, что зональная потенциальная энергия примерно в десять раз больше вихревой. Тем не менее вихревая форма потенциальной энергии остается очень важной составляющей в образовании кинетической энергии, так как зональная потенциальная энергия может превращаться в вихревую в процессе, который носит название *вихревой поток тепла*. Это происходит, когда потоки теплого воздуха с юга взаимодействуют с холодными потоками, идущими с севера, как, например, в сериях циклонов и антициклонов.

В атмосфере образование кинетической энергии происходит и в больших и в малых масштабах. Малые местные бури генерируют мало кинетической энергии, но даже значительная энергия, создаваемая тропическими циклонами, быстро рассеивается в атмосфере в результате трения воздуха о земную поверхность.

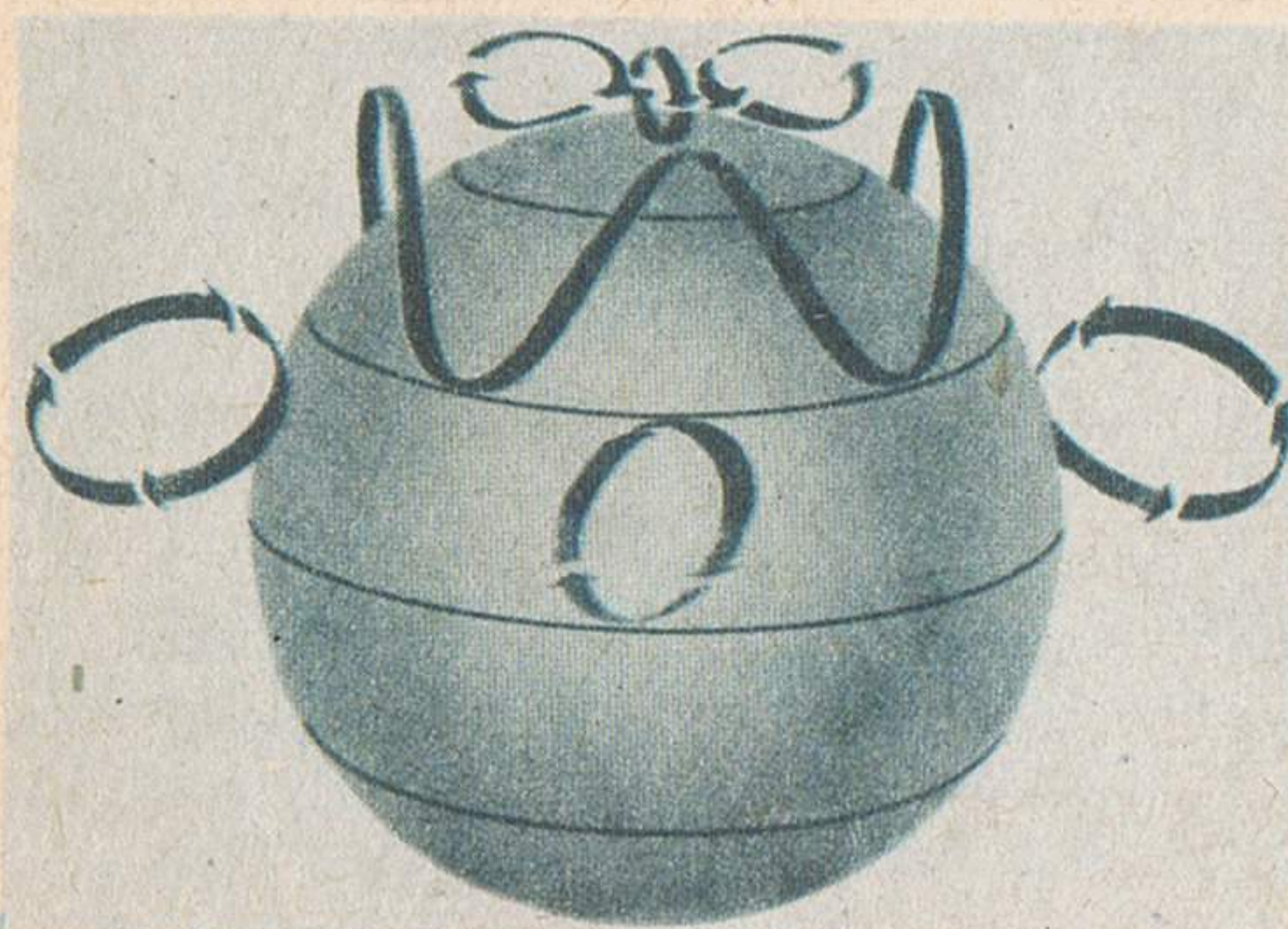
Согласно оценке британского географа Ф. К. Хеа, если не принимать во внимание потери за счет трения, то энергии примерно 20 тропических циклонов было бы достаточно для поддержания всей тропосферной циркуляции.

Большая часть кинетической энергии атмосферы создается в тропиках в результате перемещения больших масс воздуха. В тропических широтах существуют приземные потоки прохладного воздуха, непрерывно текущего к экватору. Эти ветры известны под названием *пассатов*. На экваторе воздух медленно поднимается вверх и на больших высотах над земной поверхностью поворачивает к полюсам, достигая максимальной скорости примерно на 11 км. Круговое движение воздуха с подъемом вблизи экватора и опусканием вблизи тропиков называется *пассатной ячейкой циркуляции*, или *ячейкой Гадлея*. По мере того как пассаты движутся к экватору над нагретым Солнцем морем, они прогреваются





Характер ветров на Земле.

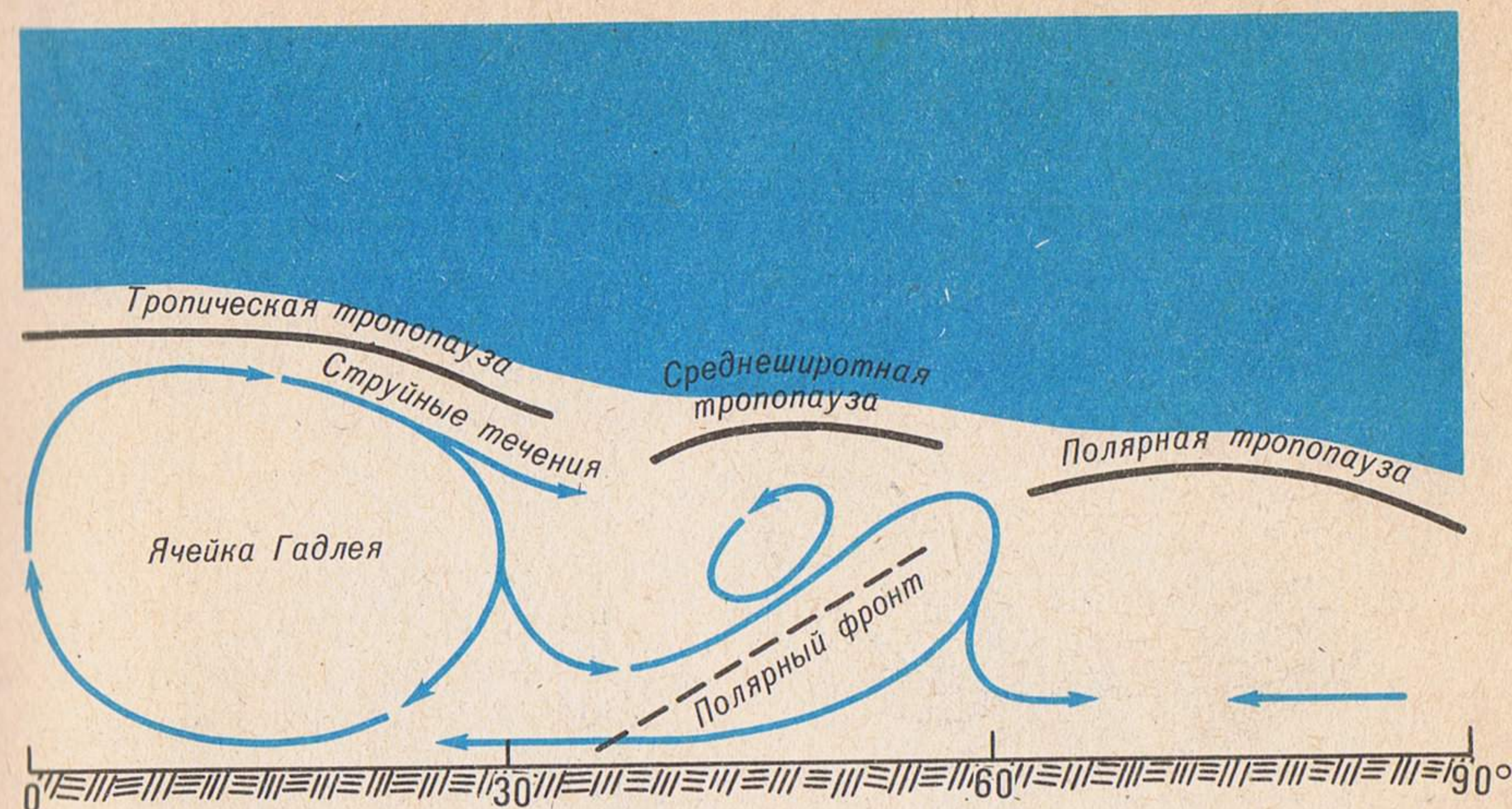


Ячейки циркуляции воздуха в высоких и низких широтах. В каждом полушарии они называются полярной ячейкой и ячейкой Гадлея соответственно, причем вторая больше и сильнее первой. В средних широтах движущийся воздух, поднимаясь, когда направлен к полюсу, и опускаясь, когда направлен к экватору, образует серию гигантских волн. Это, конечно, лишь грубая схема, исключая множество меняющихся день ото дня деталей.

обратная ячейка циркуляции. Считалось, что вращение масс воздуха, опускающихся вблизи тропиков и поднимающихся в более высоких широтах, происходит в противоположном направлении тому, что мы наблюдаем в ячейке Гадлея. Последние исследова-

и насыщаются влагой. Таким образом, пассаты оказываются «нагруженными» водяным паром, содержащим скрытое тепло, затраченное некогда на испарение воды. Когда водяной пар в облаках конденсируется, это тепло выделяется и нагревает атмосферу. Сочетание уже выделенного при конденсации тепла и скрытого тепла обеспечивает генерацию кинетической энергии в количестве, достаточном как для компенсации потерь за счет трения, так и для сохранения баланса энергии. Такое пополнение кинетической энергии за счет процессов, происходящих в тропиках, возможно, более ярко выражено в южном полушарии, чем в северном. Несомненно, что именно эти процессы ответственны за возникновение сильных ветров, дующих в западном направлении на высоте примерно 11 км (называемых *субтропическими струйными течениями*), которые можно наблюдать в обоих полушариях.

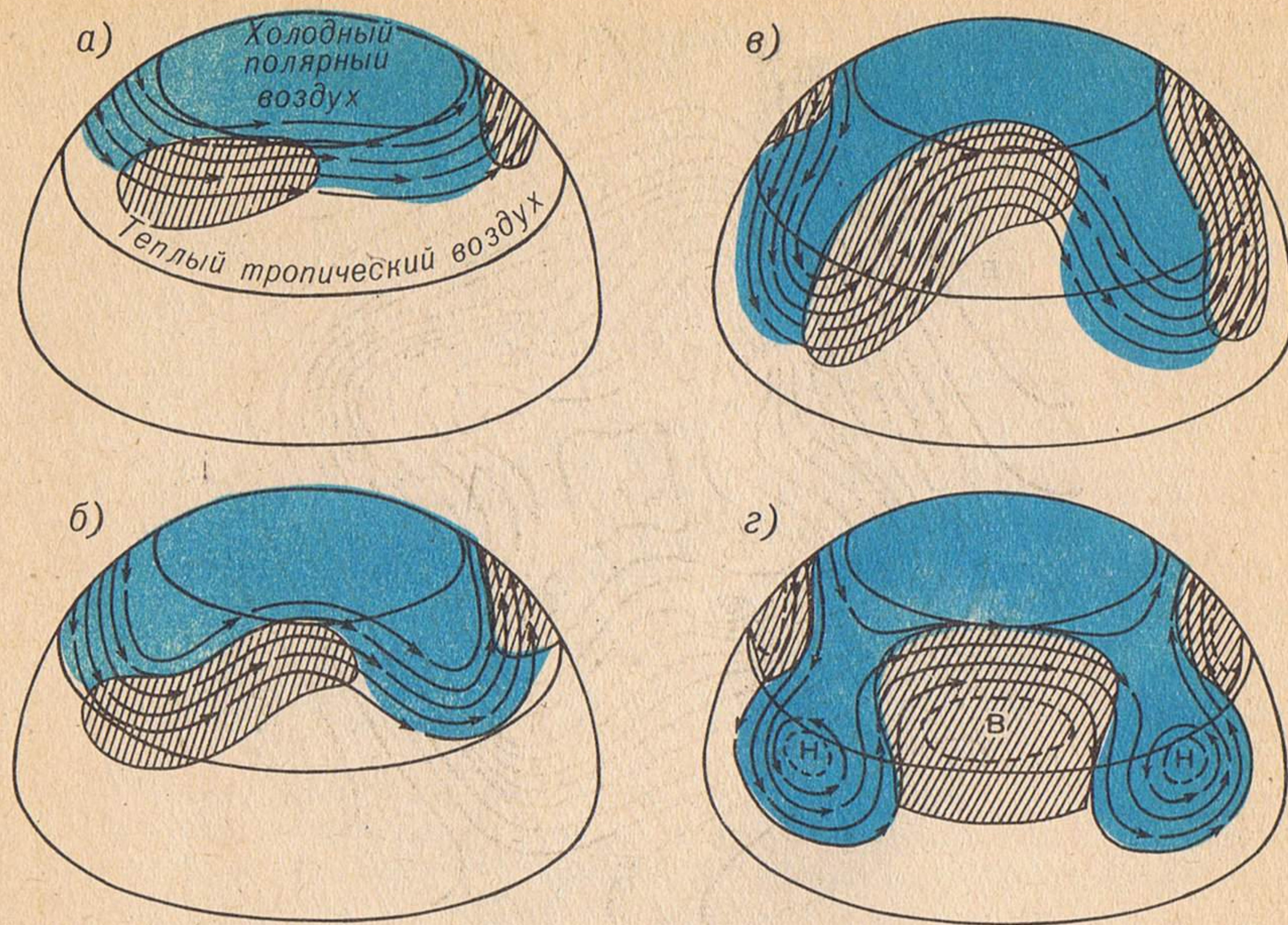
Когда-то метеорологи предполагали, что в средних широтах существует движение воздуха у земли в направлении к полюсу, а на больших высотах в сторону экватора, т. е.



Меридиональная циркуляция согласно теории Пальмена: круговое движение воздуха в тропиках (ячейка Гадлея), высокие западные субтропические струйные течения, а также наклонный поток поднимающегося теплого воздуха на полярном фронте.

ния, однако, показали, что существует лишь единственная меридиональная ячейка — ячейка Гадлея. Согласно широко распространенной теории, разработанной финским метеорологом Пальменом, потоки теплого тропического воздуха поднимаются при волновых движениях *западных ветров* в средних широтах. Этот теплый воздух течет над холодными массами полярного воздуха в так называемом *полярном фронте* (который располагается в средних широтах и отделяет холодный воздух от теплого тропического). Опускается воздух в более высоких широтах и у земной поверхности течет на север и на юг. В приполярных районах, согласно Пальмену, имеется зона горизонтального перемешивания различных воздушных потоков. Но хотя немногие современные метеорологи придерживаются старой точки зрения о трехъячейстой циркуляции с четко выделенной обратной ячейкой некоторые еще полагают, что должна быть какая-то дополнительная меньшая ячейка обратной циркуляции в средних широтах. Эта обратная ячейка циркуляции называется *среднеширотной*, или *ячейкой Феррела*. Наиболее важной и отличительной характеристикой ее является то, что она заставляет теплый и более плотный воздух опускаться (в низких широтах), а холодный воздух подниматься (в высоких широтах). В результате этого кинетическая энергия атмосферы превращается в зональную потенциальную энергию. Предполагают, что этот процесс идет медленно, временами усиливается, временами ослабе-





Стадии развития волн в верхних слоях атмосферы. Граница между холодным сухим полярным воздухом и теплым влажным тропическим постепенно искривляется. По мере того как образуются и развиваются волны, полярный воздух проникает на юг, а тропический движется к северу. Волны в западном переносе распадаются на изолированные ячейки теплого (с высоким давлением) и холодного (с низким давлением) воздуха, которые со временем исчезнут.

Наконец, известно, что в очень высоких широтах имеется очень небольшая *полярная ячейка* циркуляции, состоящая из опускающегося воздуха над полюсами и поднимающегося над умеренными широтами. Однако эта циркуляция весьма слаба и и возникающая при этом кинетическая энергия мала по сравнению с энергией в пассатах.

Основную долю создаваемой в тропиках кинетической энергии и скрытого тепла горизонтальные потоки воздуха в тропосфере и нижней стратосфере переносят в средние и высокие широты. Самый лучший способ представить себе это явление — рассмотреть его размеры. Наибольшими являются два потока западных ветров в верхней тропосфере, которые дуют вокруг каждого полушария. Западные ветры, кроме того, участвуют в волнообразных движениях. Эти волны располагаются, как правило, в умеренных широтах и либо очень медленно движутся, либо стоят на месте. Особенно хорошо они выражены в северном полушарии. Большие горные хребты Западных Кордильер (вклю-



Схематическое положение центров высокого и низкого давления в средней и верхней тропосфере.

чая Скалистые горы и Сьерра-Невада), Анды и высокое плато Центральной Азии определяют, как думают некоторые метеорологи, положение этих гигантских волн, проявляющихся в свободной атмосфере в температуре и давлении. Вокруг каждого полушария обычно образуются 2—4 волны. Теплые гребни высокого давления обнаруживаются часто над восточной частью Тихого океана, западом Северной Америки и Центральной Азией; впадины низкого давления, заполненные холодным воздухом, наблюдаются над Восточной частью Северной Америки и западной частью Атлантического океана, восточной частью Азии и западной частью Тихого океана. Форма и положение волн давления меняются в зависимости от скорости западного потока, тогда общий характер распределения давления периодически меняется, что в свою очередь влияет на распределение погод на земном шаре. Малые волны в давлении чаще, чем большие, хотя именно в больших генерируется основная часть кинетической энергии, являются нестационарными перемещающимися волнами. Они распространяются вдоль более длинных волн, которые мы только что описали, и создают сложные формы циркуляции в средней тропосфере. На уровне земли гребни высотных



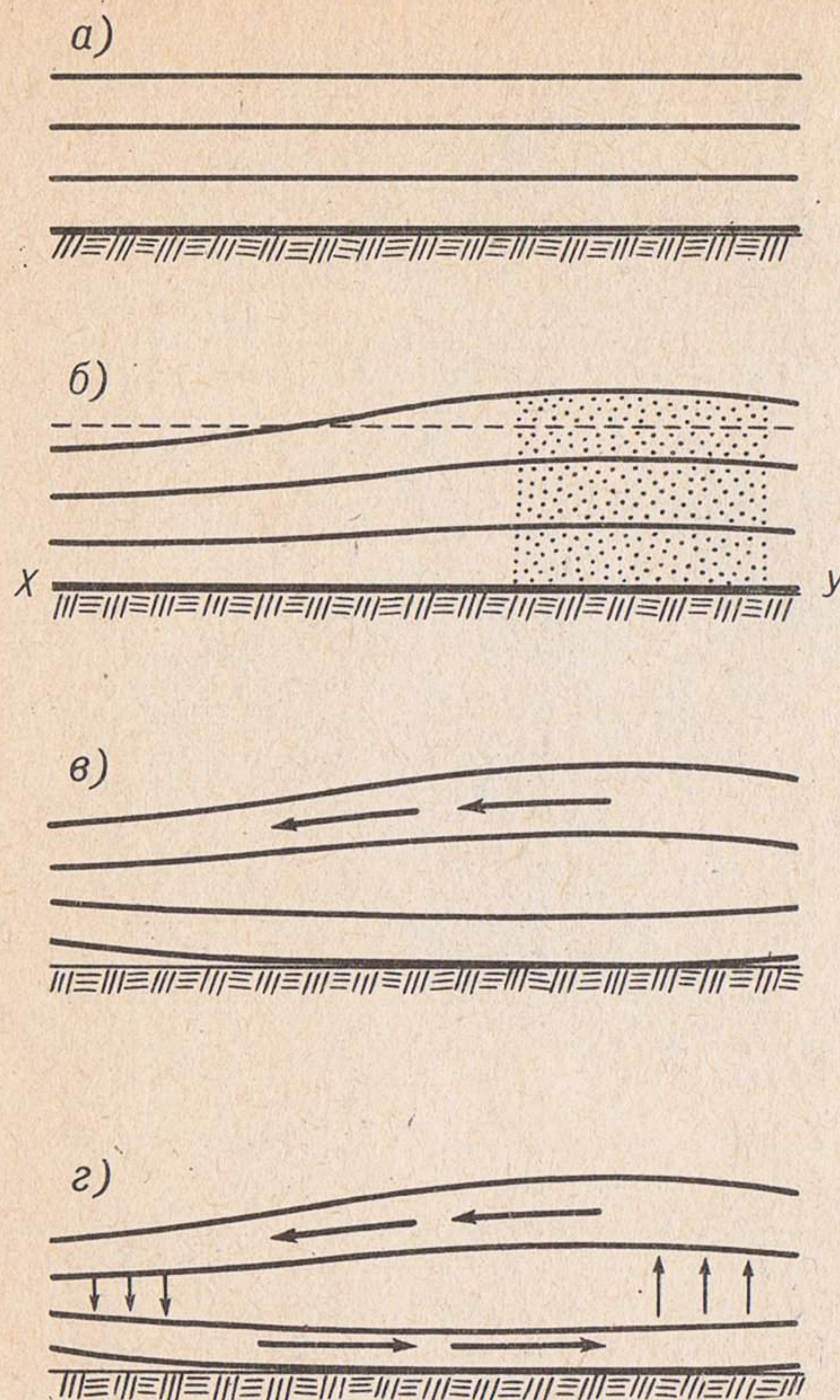


Схема образования системы конвективных ветров при неравномерном нагревании и охлаждении нижних слоев атмосферы.

а — изобарические поверхности до начала нагрева; б — воздух над точкой Y нагревается и, следовательно, расширяется, а воздух над точкой X охлаждается и сжимается. Давление теперь выше над Y, чем на том же самом уровне (пунктирная линия) над X; в — в верхних слоях атмосферы воздух течет от тепла к холоду вдоль градиента давления. Этот перенос повышает давление в точке X и понижает в точке Y у поверхности земли; г — в нижних слоях воздух начинает двигаться вдоль градиента давления от X (холод) к Y (тепло). Система замыкается подъемом воздуха в Y и опусканием в X.

щения, имеющие форму волн на больших высотах и концентрических кругов у поверхности Земли в барическом поле, генерируют большое количество кинетической энергии, так как холодный воздух опускается в тыловой части ложбины и в то же время движется на юг, а теплый воздух поднимается впереди ложбины

волн являются антициклонами, а ложбины — циклонами.

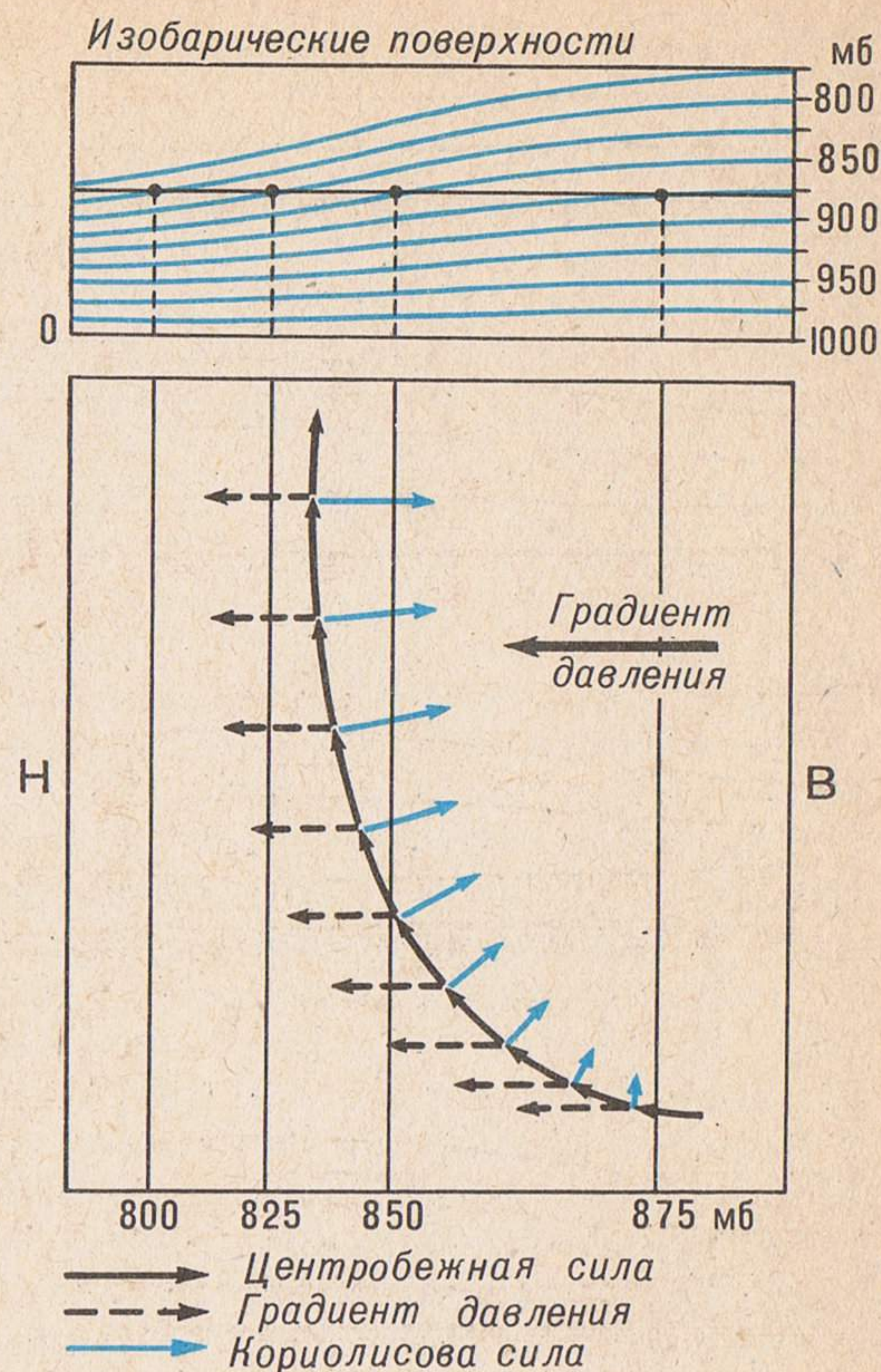
Многие рассматривают эти движущиеся образования в барическом поле (циклоны и антициклоны) как элементы атмосферной турбулентности. После второй мировой войны удалось установить важную роль, которую играют эти перемещающиеся вдоль западного потока волны давления в образовании кинетической энергии атмосферы, распределении тепла, водяного пара и момента количества движения.

В средней и верхней тропосфере возмущения имеют вид серий крутых волн с длиной волны около  $60^\circ$  по долготе. Потoki воздуха, двигаясь вдоль этих перемежающихся гребней и ложбин, то сходятся, то расходятся — такой процесс ведет к появлению конвекции и дивергенции в нижних слоях воздуха и помогает возникновению антициклонов и циклонов вблизи поверхности Земли, о которых мы говорили выше. Таким образом, высотные волны в конечном счете в большой степени ответственны за ежедневную погоду в умеренных широтах Земли. Эти возму-

и в то же время движется на север в северном полушарии. Так в глобальном масштабе происходит переход геопотенциальной энергии в кинетическую. Фактически в северном полушарии достаточно двух или трех таких бегущих волн, чтобы генерируемая ими кинетическая энергия поддерживала всю циркуляцию к северу от  $30^\circ$ .

Резюмируя, можно сказать, что тропосфера приводится в движение главным образом кинетической энергией, создаваемой в ячейке Гадлея опрокидыванием воздушных масс в тропиках, и движущимися сериями циклонов в средних широтах. Часть кинетической энергии, образующейся в ячейке Гадлея, доставляется в средние широты крупномасштабными вихрями, главным образом в верхней тропосфере. Вместе взятые, эти два источника кинетической энергии имеют достаточную мощность, чтобы сбалансировать потери энергии за счет трения и в любой ячейке Феррела (т. е. в ячейке обратной циркуляции). Выше 20 км атмосфера, по-видимому, приводится в движение новым независимым источником потенциальной энергии, создаваемым неравномерным нагреванием озонового слоя Солнцем.

Везде и при всех условиях потенциальная энергия атмосферных слоев превращается в кинетическую энергию ветра. Прежде чем объяснить, как движения воздуха перераспределяют тепло, водяной пар и момент количества движения, познакомимся



Влияние кориолисовой силы и градиента давления на движение воздуха в северном полушарии. Воздух начинает двигаться вдоль градиента давления (от области высокого давления к области низкого) и все сильнее отклоняется вправо, пока не наступит равновесие между кориолисовой силой и градиентом давления; равновесие наступает, когда поток воздуха движется параллельно изобарам, оставляя область низкого давления слева (в северном полушарии).



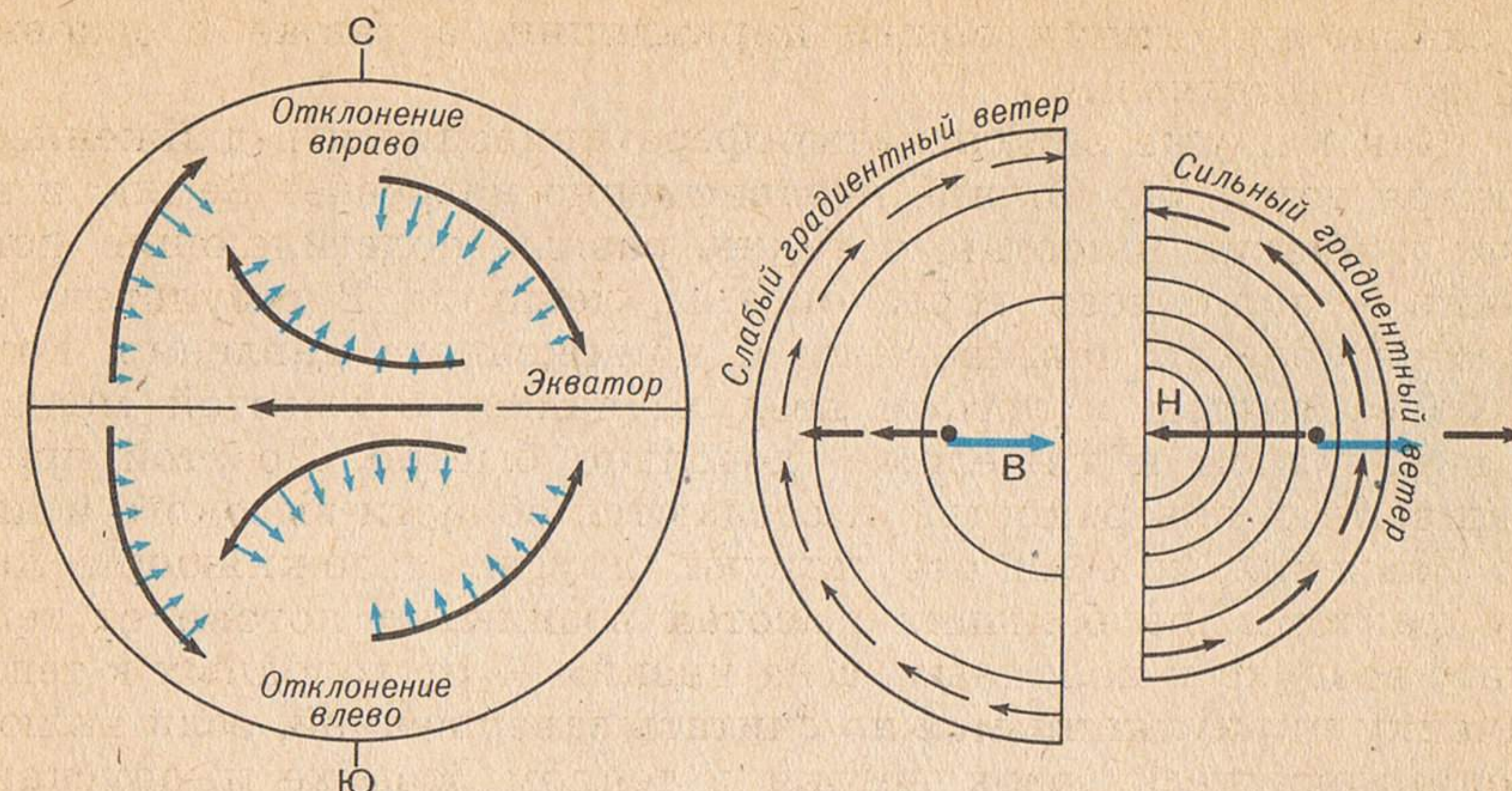
с закономерностями общей циркуляции, а также с основными ее особенностями.

Как мы уже видели, атмосфера приводится в движение благодаря тому, что Солнце неравномерно нагревает Землю в высоких и низких широтах, а также разные подстилающие поверхности — поля, леса, горы, океаны, ледники. В результате образуются области повышенного и пониженного давления, которое в более теплом и легком воздухе падает с высотой медленно, а в холодном и тяжелом — довольно быстро. По этой причине над земной поверхностью и создаются области высокого и низкого давления, и если отсутствуют другие усложняющие картину факторы, на больших высотах возникают потоки от теплых масс воздуха к холодным, а на низких — от холодных к теплым. Ячейку циркуляции можно считать завершенной, если включить поднимающиеся вверх потоки в теплом воздухе и опускающиеся — в холодном воздухе.

Вне экваториальных областей, однако, крупномасштабные движения воздуха, обусловленные температурными различиями, усложняются другими факторами. Основное влияние оказывает вращение Земли с запада на восток, создающее отклоняющую силу, известную под названием *кориолисовой*. Эта сила отклоняет ветер вправо относительно направления его движения в северном полушарии, и влево — в южном полушарии. В результате воздух, который движется первоначально от области высокого давления к области низкого, т. е. в соответствии с градиентом давления, постепенно все больше отклоняется в одну сторону. Но этот эффект исчезает (если не действует поверхностное трение), как только воздух начинает дуть под прямым углом к градиенту давления, т. е. параллельно изобарам — линиям, которые соединяют точки с одинаковым давлением. В результате такого равенства сил, называемого *геострофическим равновесием*, возникает устойчивый ветер, дующий параллельно изобарам, — *геострофический ветер*.

Когда изобары сильно искривлены (например, вблизи центра циклона и особенно в тропических штормах и торнадо), на поток воздуха влияет еще и третий фактор — *центробежная сила*. Она заставляет воздух двигаться от центра с силой, пропорциональной квадрату скорости ветра, определяемой градиентом давления, и обратно пропорциональной радиусу вращения. Но в большинстве самых больших антициклонов градиент давления меняется медленно, и изобары имеют малую кривизну, поэтому ветры там весьма слабые, а вблизи центра они могут быть даже слишком слабыми, чтобы их можно было измерить.

В приземном слое воздуха, толщиной около 1 км, в отличие от верхних слоев атмосферы, на ветер действует еще сила трения, возникающая между движущимся воздухом и шероховатой



Отклоняющее действие кориолисовой силы (которая возникает от вращения Земли с запада на восток). Эта сила отклоняет вправо любое движущееся тело в северном полушарии и влево в южном полушарии.

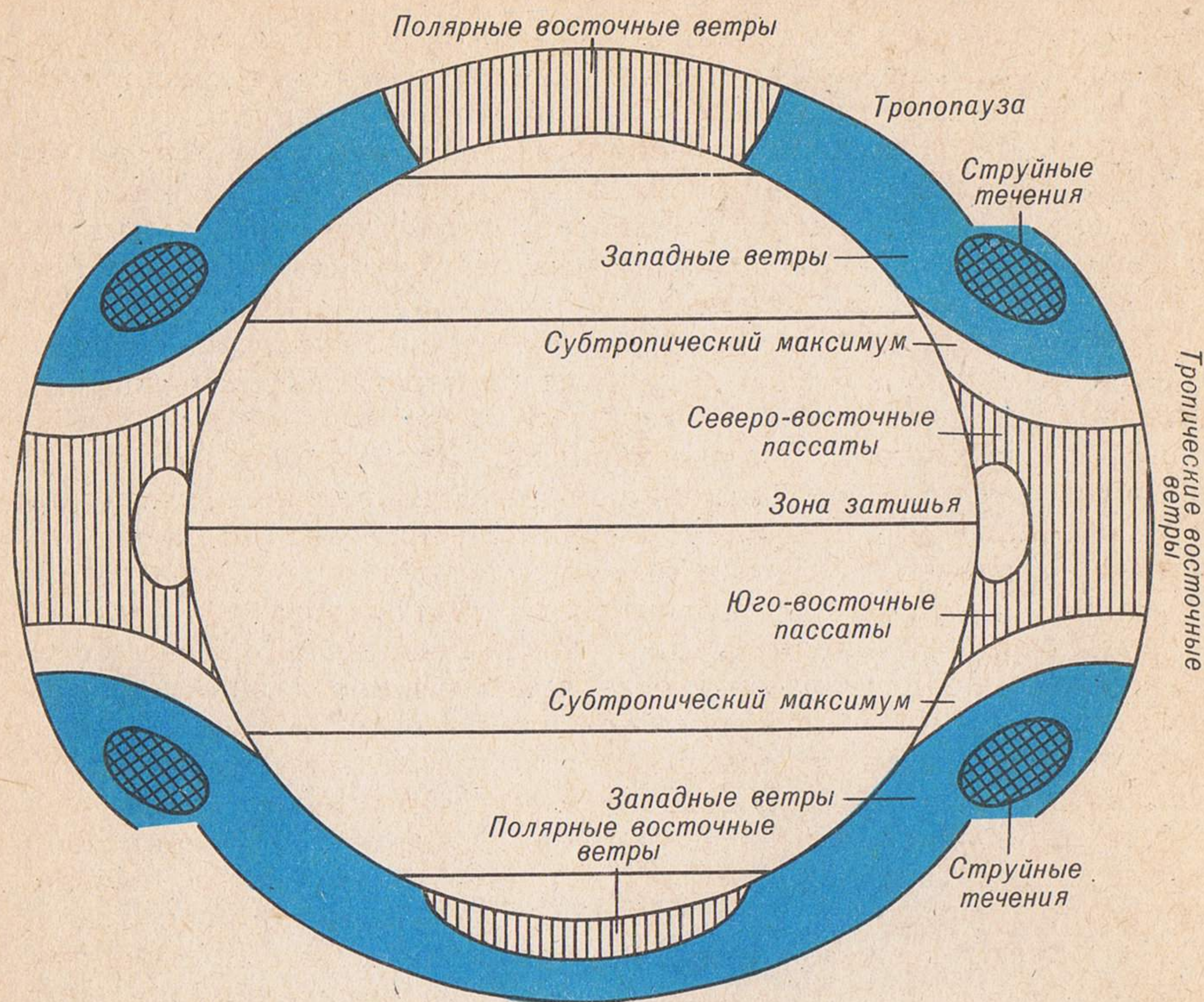
Баланс сил в антициклоне (слева) и циклоне (справа) в северном полушарии. В антициклоне не возникают большие градиенты давления и не образуются очень сильные ветры.

поверхностью Земли. Торможение за счет трения замедляет ветер и заставляет его дуть поперек изобар по направлению к области низкого давления. Причем над различными формами рельефа направление и скорость меняются по-разному: над очень неровной поверхностью на высоте 1 км скорость ветра может снизиться вдвое, и тогда ветер подует, пересекая изобары под углом до  $25^\circ$ .

Изменчивость погоды общеизвестна и ее капризы ежедневно подтверждаются синоптическими картами и сводками погоды, которые появляются в газетах и демонстрируются по телевидению. Если же нанести на карты средние за один сезон или даже за целый год значения ветра, температуры и других метеорологических элементов, то более недолговечные характеристики, такие, как движущиеся циклоны или антициклоны, будут отфильтрованы и выявятся более простые и яркие характеристики ветров. На такой карте мы найдем обширные области, в которых атмосфера ведет себя совершенно определенно. Давайте на минуту отбросим мелкие факторы и рассмотрим основные области распределения давления, характеризующие атмосферную циркуляцию.

Вблизи экватора мы увидим пояс низкого давления, в котором большую часть года преобладают штиль или слабые ветры, — эту зону во времена парусного флота мореплаватели называли





Преобладающие ветры в тропосфере (поперечный разрез).

экваториальной зоной затишья. В период равноденствия (когда Солнце в полдень стоит вертикально над экватором) здесь обычно бывают грозовые шквалы. Эти шквалы формируются в межтропической зоне конвергенции (или на своеобразном тропическом фронте), где сходятся пассаты двух полушарий. Межтропическая зона конвергенции в зависимости от положения Солнца в разные сезоны года перемещается из северного полушария в южное и обратно (можно заметить, что над сушей она движется несколько быстрее, чем над морем). С обеих сторон эту зону окаймляют области высокого давления, известные под названием *конских широт*. Ветры, движущиеся от этих областей в сторону экватора, и есть пассаты, имеющие в северном полушарии северо-восточное направление, а в южном — юго-восточное. Эти направления ветров постоянны только в Атлантическом океане, где не сказывается влияние муссонов Юго-Восточной Азии. Севернее и южнее конских широт, т. е. между 35 и 60°,

в обоих полушариях давление понижается по направлению к полюсам. В этих зонах преобладают западные ветры от поверхности земли до нижней стратосферы. В приземном слое они более изменчивы, чем пассаты, особенно в северном полушарии, где в этих широтах сильно развита циклоническая деятельность. Наконец, в очень высоких широтах, около полюсов, лежит небольшая область высокого давления, из которой ветры направлены к умеренным широтам.

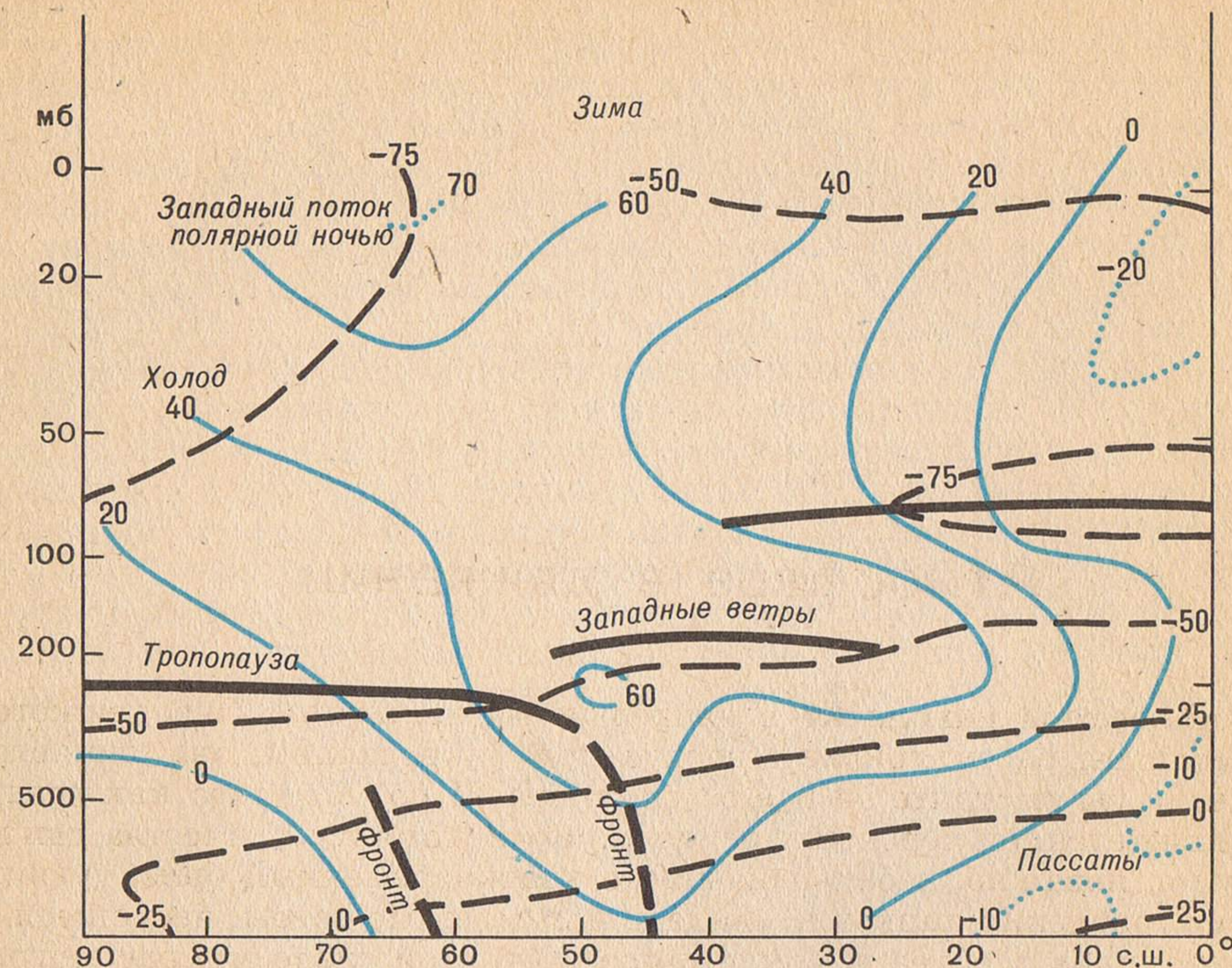
Эта простая схема ветров в приземном слое существенно изменяется от сезона к сезону и зависит от неравномерного нагревания суши и моря солнцем — средний ветер меняет свое направление, интенсивность и даже характер. Например, в умеренных широтах циклоны чаще возникают зимой и движутся по направлению к экватору. Наоборот, субтропические антициклоны становятся особенно мощными летом и движутся по направлению к полюсам. Над континентами летом температура повышается, а атмосферное давление падает, тогда как зимой имеет место обратное явление. Более четко давление и ветер изменяются при переходе от зимы к лету над Восточной Азией.

Характер ветра нарушают также горные хребты, особенно Скалистые горы, Анды и нагорье Тибет. Эти горные области способствуют превращению высотных западных ветров в серии волн в умеренных широтах. Эти волны, как предполагают, связанные с положением и формой основных высотных антициклонов и семейств циклонов вблизи поверхности земли, вероятно, ответственны в какой-то мере за сезонные изменения давления над континентами и морями.

Чтобы получить некоторые сведения о сезонных изменениях общей циркуляции, рассмотрим общий характер ветров в «летнем» и «зимнем» полушариях одновременно. Летняя полусфера представляет простую картину. В тропических широтах до высоты примерно 18 км наблюдаются слабые и непостоянные восточные пассаты; на больших высотах скорость их повышается более чем до 100 км/час. Их называют иногда восточными ветрами Кракатау, потому что более трех лет они несли вулканическую пыль, выброшенную в атмосферу во время грандиозного извержения, которое произошло на острове Кракатау в 1883 г., и развеяли вокруг Земли. (Между прочим, эта пыль вызывала очень красивые закаты.) Иногда наблюдают восточные ветры и в полярных широтах.

Между поясами низкоширотных и высокоширотных восточных ветров существует система устойчивых западных ветров, которую называют западным переносом. Западные ветры дуют в слое от поверхности земли и до уровня 20 км. В отдельных районах скорость этих ветров резко возрастает, тогда образуются два или три быстро движущихся потока внутри ветровой

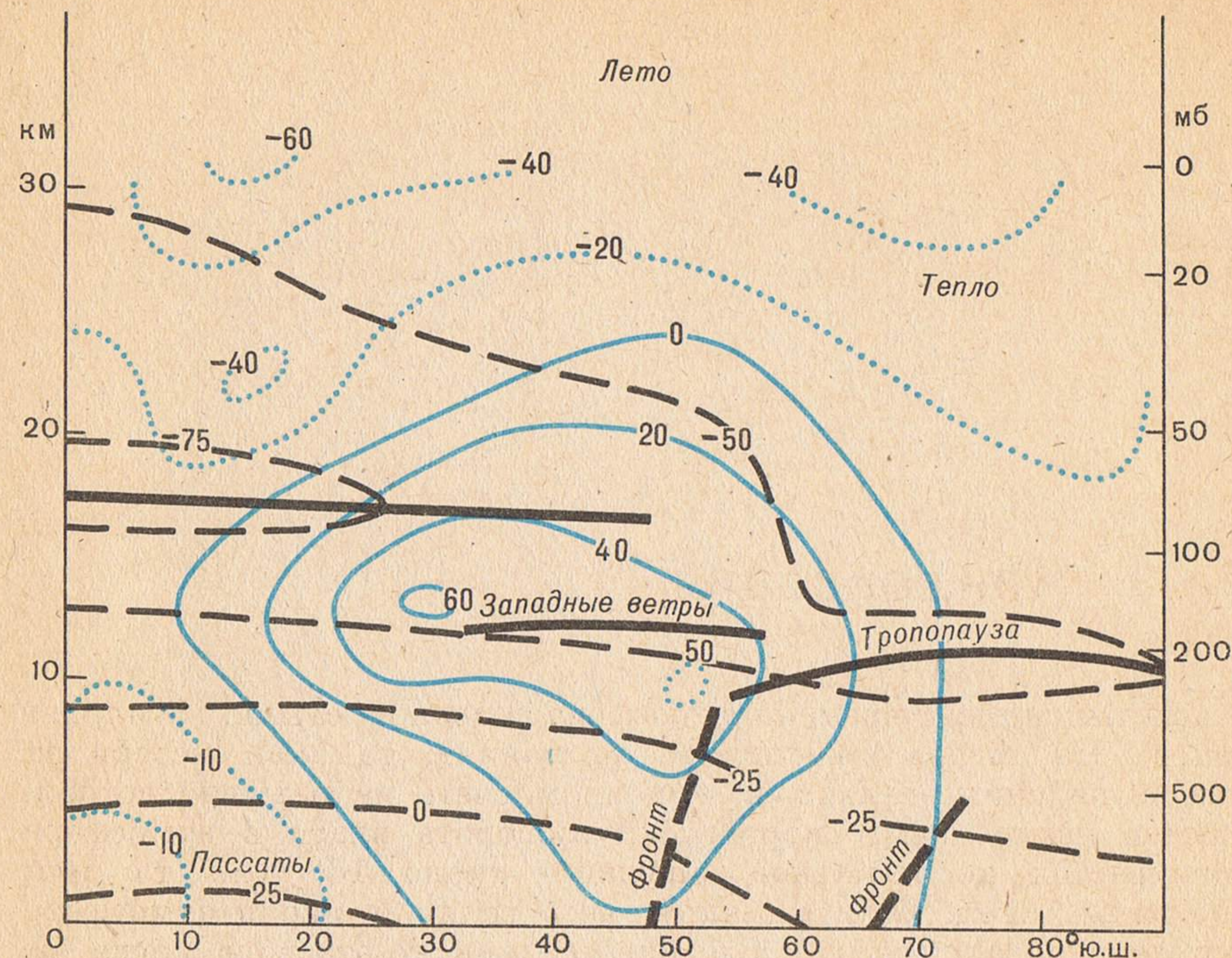




Поперечный разрез нижнего 35-километрового слоя атмосферы вдоль 30° з д., для зимы (северное полушарие) и лета (южное полушарие).

системы. Такие потоки называются *струйными течениями*, они располагаются на высотах около 10 или 12 км (сразу под тропопазой). Скорость ветров в этих потоках достигает до 400 км/ч и более. Впервые со струйными течениями встретились военные самолеты во время второй мировой войны, и с тех пор они исследуются с помощью радиозондов, самолетов и ракет. Сегодня самолеты, летящие с запада на восток, имеют преимущество перед теми, что летят с востока на запад, поскольку они могут воспользоваться этими струйными течениями. (Лишь одно значительное струйное течение направлено с востока на запад, оно развивается летом над Индийским океаном в северном полушарии.) Длина таких быстро несущихся рек воздуха колеблется от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Как правило, струйные течения в атмосфере связаны с резко углубляющимися циклонами, которые, двигаясь к экватору, способствуют усилению западных ветров и превращению их в струйные течения.

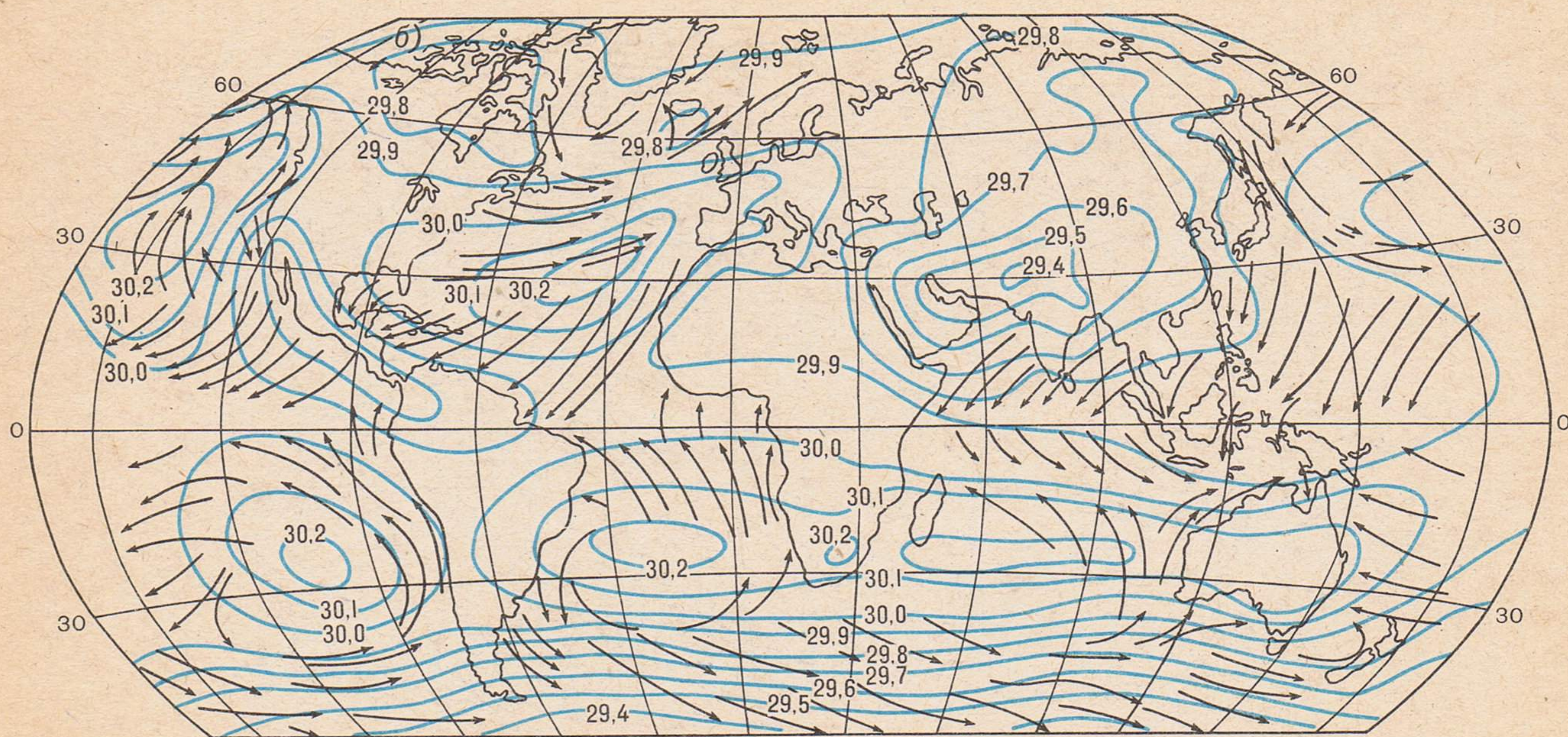
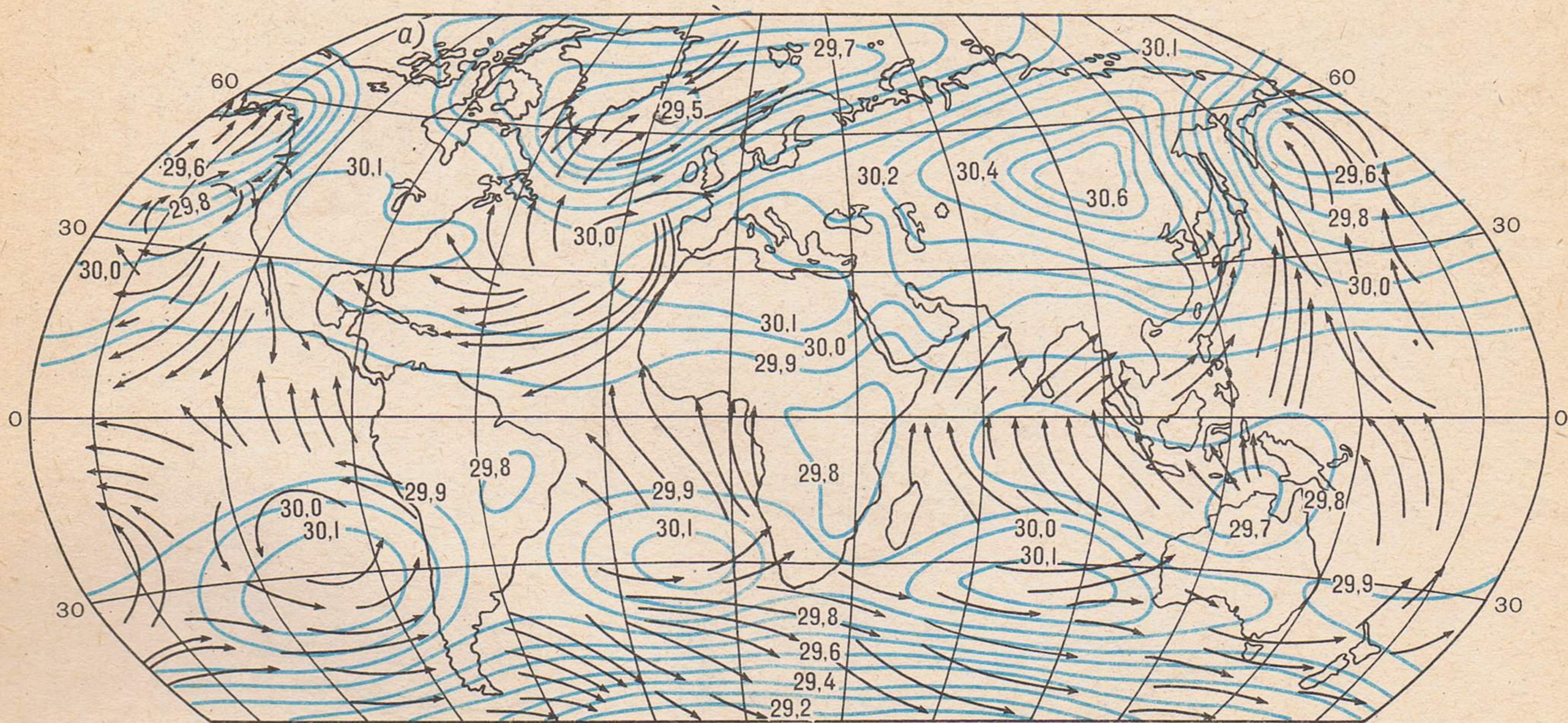
Зимой положение и интенсивность различных ветровых систем разнообразнее. В высоких широтах (выше 65°) восточные



Прерывистые линии — изолинии температуры в градусах Цельсия, сплошные — скорость западных ветров (в узлах), точечные — восточные ветры.

ветры значительно сильнее, чем летом, и проникают дальше к экватору. Выше 15 км в стратосфере восточные ветры заменяются сильными западными ветрами, которые циркулируют вокруг полюса и называются *западными ветрами полярной ночи*. Обычно различают ось струйного течения и ветры, дующие со скоростями до 300 км/ч на высотах от 25 до 30 км. В середине зимы наблюдаются самые сильные и устойчивые западные ветры в тропосфере, они несут стремительные и глубокие циклоны, гребни и антициклоны и определяют погоду в нижних слоях атмосферы. Если летом они обычно простираются от 35 до 65° широты на уровне моря, то зимой наблюдаются от 30 до 70°. (На высоте примерно 5 км они простираются почти от самого экватора до полюса.) В нижних слоях стратосферы ветры быстро ослабевают с высотой в среднем до 50 км/ч на уровне 20 км. Однако в верхних слоях стратосферы они снова набирают скорость, достигая максимума на высоте примерно 55 км, т. е. уже в слоях нижней мезосферы. Эти высотные сильные западные ветры называются *мезосферными западными потоками*.





Характер общей циркуляции в январе (а) и июле (б). Ветры показаны стрелками.



Вдоль всех этих воздушных потоков, как правило, движутся возмущения. Западные потоки в средних и высоких широтах характеризуются движением особенно мощных циклонов и антициклонов, которые, как мы видели ранее, связаны с волнами различных размеров в средней и верхней тропосфере и в нижней стратосфере. Практически карты среднего давления зимой на высоте 3 км и в мезосфере мало чем отличаются одна от другой. Но атмосфера при этом не ведет себя одинаково на всех уровнях. В стратосфере, например, ветры распространяются от холодных областей к теплым, а не наоборот, как в тропосфере. Циркуляция же в стратосфере является скорее охлаждающей, чем нагревающей системой, она усиливает контрасты температуры над различными частями земной поверхности, а не выравнивает их, хотя изменения температуры в целом определяют здесь вертикальные движения. Выше 80 км атмосфера ионизована и подвержена влиянию ряда других факторов, например, электрических и магнитных полей.

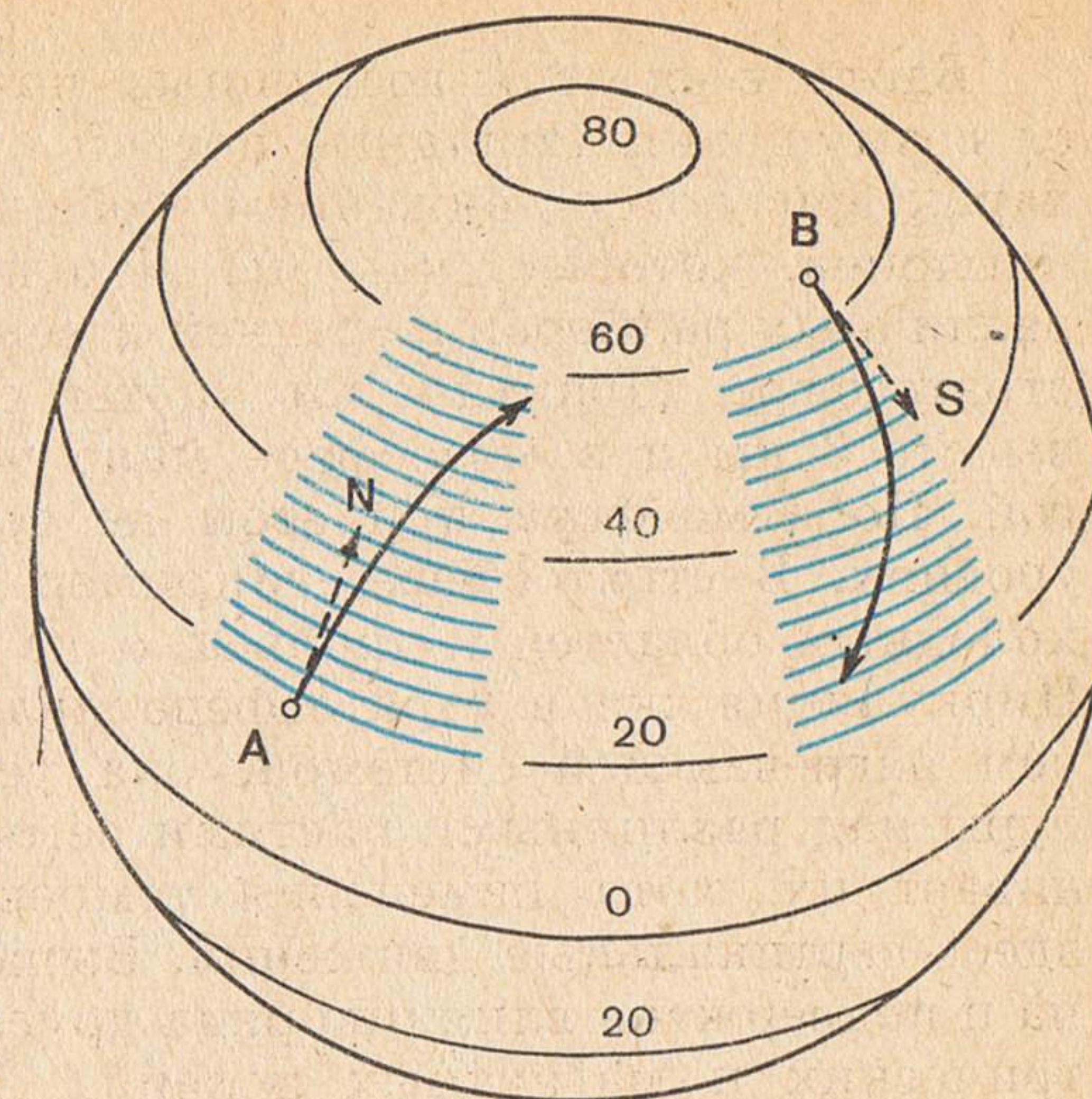
В последнее время многое стало известно об общей циркуляции в атмосфере, особенно в северном полушарии. Но даже сейчас по этим данным мы не можем судить о причинах изменения погоды и климата. Сведения об общей циркуляции были пополнены английскими, американскими и скандинавскими метеорологами, исследовавшими баланс углового момента. В качестве отправной точки они избрали предположение, что полная величина энергии и количество водяного пара, неравномерно распределенные по земному шару, должны оставаться постоянными в атмосфере в целом. И затем они смогли обнаружить, где находятся области источников и стоков энергии и водяного пара на Земле и как различные области обмениваются друг с другом запасами энергии и водяного пара.

Чтобы понять, как осуществляется обмен энергией, необходимо помнить, что атмосфера не только вращается вместе с Землей, но также имеет собственное движение вокруг земной оси. Другими словами, атмосфера обладает *угловым моментом*. Угловой момент тела, движущегося по кругу, пропорционален его скорости, расстоянию от центра круга (в данном случае от земной оси) и его массе. Угловой момент равен произведению трех указанных величин. Мы уже говорили, что в низких широтах вообще преобладают восточные ветры (пассаты), а в средних — западные. Вследствие трения этих ветров о поверхность Земли, которая вращается с запада на восток, на низких широтах возникает значительный угловой момент западных ветров за счет большого здесь радиуса вращения атмосферы. Поэтому низкие широты являются источником углового момента, который переносится в область средних широт, играющих роль стока углового момента ровно настолько, насколько тормозят вращение

Земли пассаты. Западный перенос благодаря поверхностному трению ветра о земную поверхность способствует вращению Земли. В целом же скорость вращения Земли остается неизменной. Влияние поверхностного торможения должно было бы в течение примерно 10 дней остановить оба вида циркуляции, после чего атмосфера начала бы вращаться вместе с Землей, не будь этого переноса углового момента западных ветров от низких к высоким широтам. Однако это возможно лишь в равномерно нагретой атмосфере.

Угловой момент от низких широт к высоким переносится циркуляцией в ячейке Гадлея и мощными циклонами, идущими из низких широт в высокие. Второй процесс ярче выражен в верхних слоях тропосферы с максимальным переносом на высоте примерно 10 км на широте  $32^\circ$ , т. е. в области стационарных субтропических антициклонов. Кроме того, момент почти наверняка переносится большими волнами давления в верхних слоях тропосферы и сопровождающим их семейством приземных циклонических и антициклонических возмущений в умеренных широтах.

Подобно угловому моменту энергия переносится с низких широт и малых высот, куда поступает избыточное ее количество, к тем областям, где атмосфера теряет ее путем радиационного охлаждения, т. е. к высоким широтам и большим высотам. Ветры — следствие неравномерного нагревания Земли — стремятся сгладить температурные различия, различия в кинетической энергии, в распределении водяного пара. Поток кинетической энергии относительно мал по сравнению с другими формами энергетического обмена. Роль, которую играют потоки в океане как транспортеры заметного количества энергии, вероятно, важна, но для подтверждения этого еще нужны детальные исследования.



Воздух, двигаясь от экватора (А) к Северному полюсу и, следовательно, приближаясь к оси вращения Земли, приобретает большую скорость, и наоборот, направляясь в южные области, замедляет движение. Это происходит потому, что атмосфера обладает угловым моментом, который равен массе  $\times$  скорости  $\times$  радиус Земли.



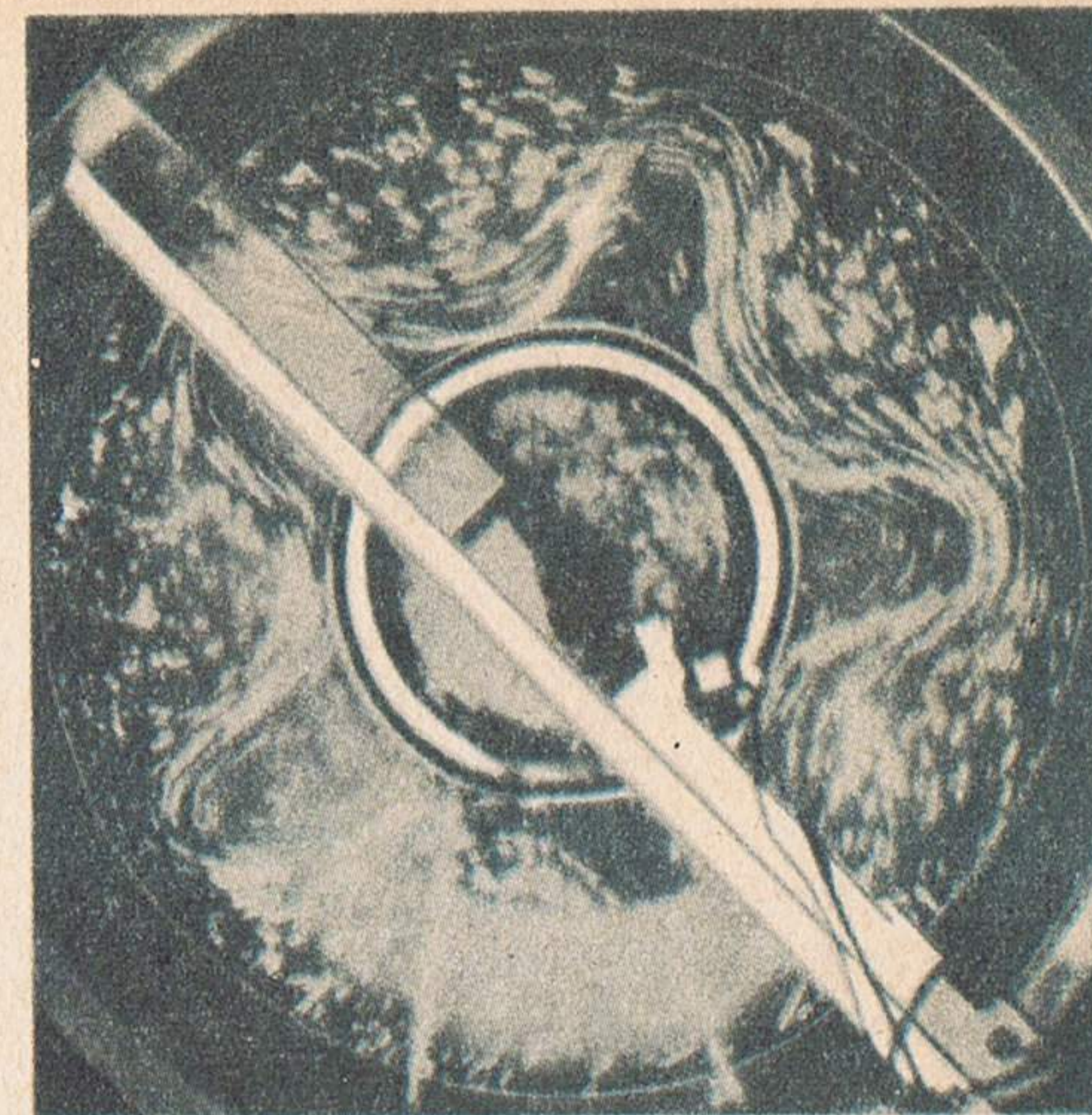
Между широтами 30 и 40°, где обмен энергии наибольший, значение выделяемого при конденсации тепла и тепла, связанного с температурой воздуха в переносе энергии, более или менее одинаково. К северу от 40-й параллели больше всего энергии переносится в виде тепла, затраченного на испарение воды в тропиках. Скрытое тепло высвобождается, когда водяной пар конденсируется в облачные капли, особенно интенсивно в средней и верхней тропосфере. Здесь воздух интенсивно охлаждается благодаря длинноволновому излучению облаков в космическое пространство.

Атмосфера содержит примерно постоянное количество влаги, несмотря на неравномерное распределение испарения и осадков по поверхности земного шара. И подобно энергии и угловому моменту, влага переносится от областей, где испарение превышает осадки, к областям стока пара, где наблюдается обратный процесс, т. е. количество осадков превышает испарение. Таким образом, достигается глобальный баланс влаги. Но вычислить в деталях количество влаги, участвующей в крупно- и мелкомаштабных переносах, мы не в состоянии, так как не знаем, сколько осадков выпадает над большей частью океанов и над территорией, где нет достаточно густой сети станций. Кроме того, не существует и удовлетворительных приборов для измерения испарения. Правда, довольно точную оценку можно сделать и по некоторым косвенным данным (см. главу 5). Некоторые региональные исследования показали, что распределение областей образования и стока водяного пара зависит не столько от широты места, сколько от других более сложных закономерностей. Например, оказалось, что сильно отдаленные друг от друга Мексиканский залив и северо-восточная часть Тихого океана обеспечивают около 90% всех осадков, выпадающих над бассейном реки Миссисипи. Был также установлен другой парадоксальный факт: некоторые засушливые районы являются источниками водяного пара в атмосфере. (Здесь мы должны предположить, что в эти области вода поступает путем подземного стока или в виде рек.) Неудивительно, что меньше всего испарение в полярных районах вследствие низких температур и отсутствия достаточно сильных ветров. Но в средних широтах, особенно там, где часты сильные ветры и имеются теплые моря, испарение весьма интенсивное. Над теплыми океаническими течениями северной части Атлантического и Тихого океанов, например, испарение в год достигает 250 см.

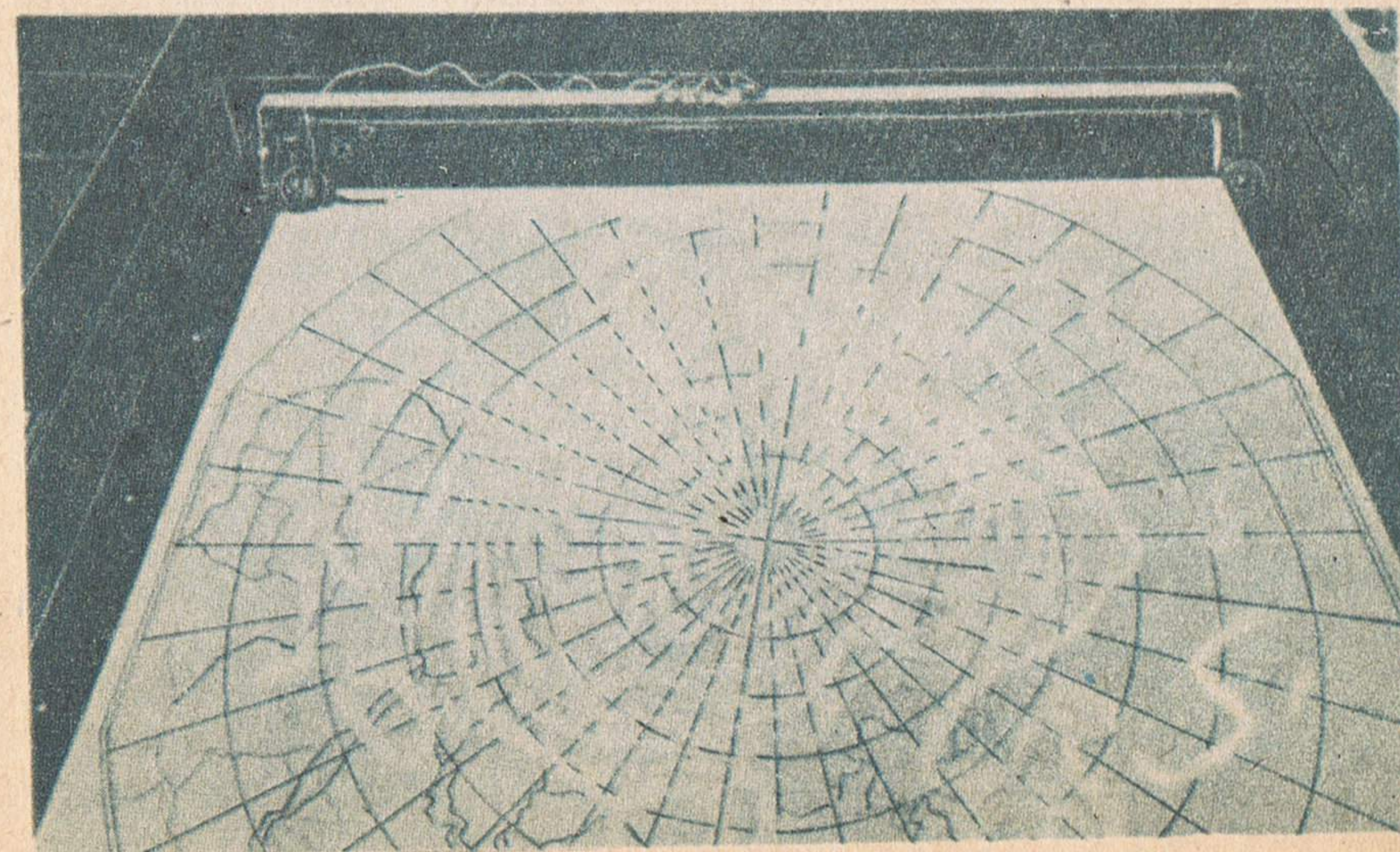
Из сказанного видно, что общая циркуляция земной атмосферы представляет собой более сложную систему, чем иногда считают. Поэтому неудивительно, что многие стороны ее поведения еще трудно четко объяснить. Например, многое надо узнать о за-

падных ветрах, которые играют важную роль в атмосферной циркуляции. Решение проблем общей циркуляции атмосферы, вероятно, следует искать тремя методами: теоретическим, экспериментальным и статистическим.

В большинстве теоретических исследований, как правило, строится упрощенная модель атмосферы с помощью математических уравнений, описывающих основные физические процессы и явления, которые имеют место в атмосфере. Если затем окажется, что эти уравнения соответствуют фактической атмосферной циркуляции, то они могут привести к важным открытиям и к новому пониманию процессов, управляющих цир-



Вверху — вихревые потоки во вращающемся сосуде с жидкостью. Края блюда (экватор) нагреваются, а центр (полюс) охлаждается. Пудра на поверхности воды показывает движение вращающейся жидкости, аналогичное движению воздуха в высотных западных ветрах. Внизу — карта погоды, нанесенная с помощью электронной вычислительной машины.





куляцией. Такие эксперименты стали возможны лишь с появлением современных электронных счетных машин, способных решать сложные системы уравнений. Например, американский метеоролог Филипс, одним из первых используя мощную вычислительную технику для разработки очень правдоподобной модели атмосферной циркуляции, смог показать, что движущиеся циклоны и антициклоны значительно влияют на развитие западного переноса в умеренных широтах.<sup>1</sup>

В лаборатории общую циркуляцию исследуют с помощью моделей. Полусферу или концентрический цилиндр заполняют жидкостью, вращают с различной скоростью и одновременно охлаждают пространство около оси вращения и нагревают сосуд по периметру, имитируя условия в земной атмосфере. Важным результатом этих экспериментов было то, что они способствовали появлению идей, которые позже можно было проверить прямыми наблюдениями.

В очень немногих математических, физических и экспериментальных моделях атмосферы, которые до сих пор использовались, принимаются в расчет такие факторы, как распределение суши и моря или гигантские системы муссонных ветров, меняющихся от сезона к сезону. Это особенно сложные для изучения вопросы, по которым в литературе имеются противоречивые мнения. Построение математической модели атмосферной циркуляции или создание физической модели в лаборатории не может дать больше чем общее представление о роли различных факторов, влияющих на циркуляцию. Отсюда не следует, конечно, что исследования в этой области не нужны. Они жизненно важны, если надо понять, какие процессы происходят в атмосфере и какие определяют ее будущее состояние. Но любая картина, которая дает представление только о средних характеристиках, неизбежно отфильтровывает мелкомасштабные особенности циркуляции, весьма важные для формирования погоды в конкретном месте. В следующих главах мы рассмотрим процессы, определяющие конкретную погоду в конкретном месте, меняющуюся от дня ко дню, а не глобальные процессы, которыми мы занимались до сих пор.

<sup>1</sup> В Советском Союзе аналогичные работы проведены под руководством Г. И. Марчука и Е. Н. Блиновой. — Прим. ред.

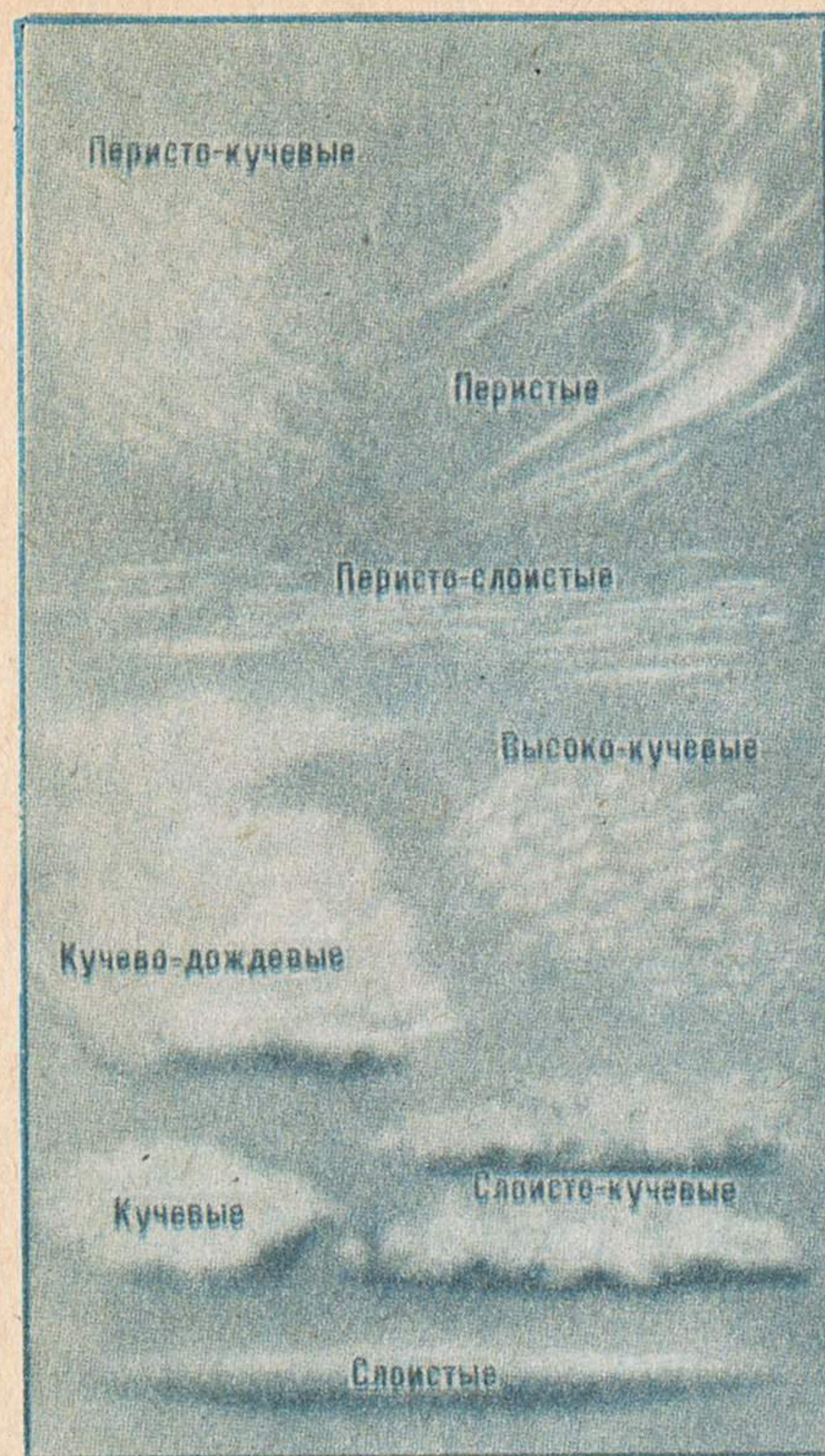
## 5 Испарение

Атмосфера проявляет многие свои процессы в видимой форме, но нужна специальная подготовка, чтобы дешифровать их. И для этого мы не только должны знать своеобразную грамматику атмосферы — основные правила ее поведения, — но и уметь объяснить значение некоторых отдельных явлений. Несколько факторов в различном сочетании могут производить разнообразные атмосферные явления, но опытный наблюдатель быстро отделяет главные причины от второстепенных и достаточно точно определит, что происходит и что произойдет в ближайшем будущем.

Больше всего об атмосфере говорят облака. По их форме и распределению можно судить, как воздух движется, поднимается и создает их. Основные типы облаков получили латинские названия, впервые предложенные английским фармацевтом Люком Ховардом в 1803 г. Он разделил облака на три основных типа: *cirrus* (перистые по-латыни), *cumulus* (кучевые) и *stratus* (слоистые). Классификация облаков учитывает не только вид, форму облаков, но и их высоту. Перистые, например, появляются только на большой высоте, где температура очень низкая, а влаги мало, где очень мелкие водяные капли превращаются в ледяные кристаллики, которые затем разносятся сильным ветром и образуют облака в виде тонких волокон.

Нет двух одинаковых облаков и нет облаков, сохраняющих свою форму какое-то время. Иногда небо на сотни километров затягивают облака, напоминающие пелену. Если эти облака очень высокие, от 6 до 10 км, то они, вероятно, состоят из ледяных кристаллов и называются *cirrostratus* (перисто-слоистые). Более низкие слоистые облака, на высоте нескольких сот метров, состоят из небольших водяных капель, и мелкий дождь может





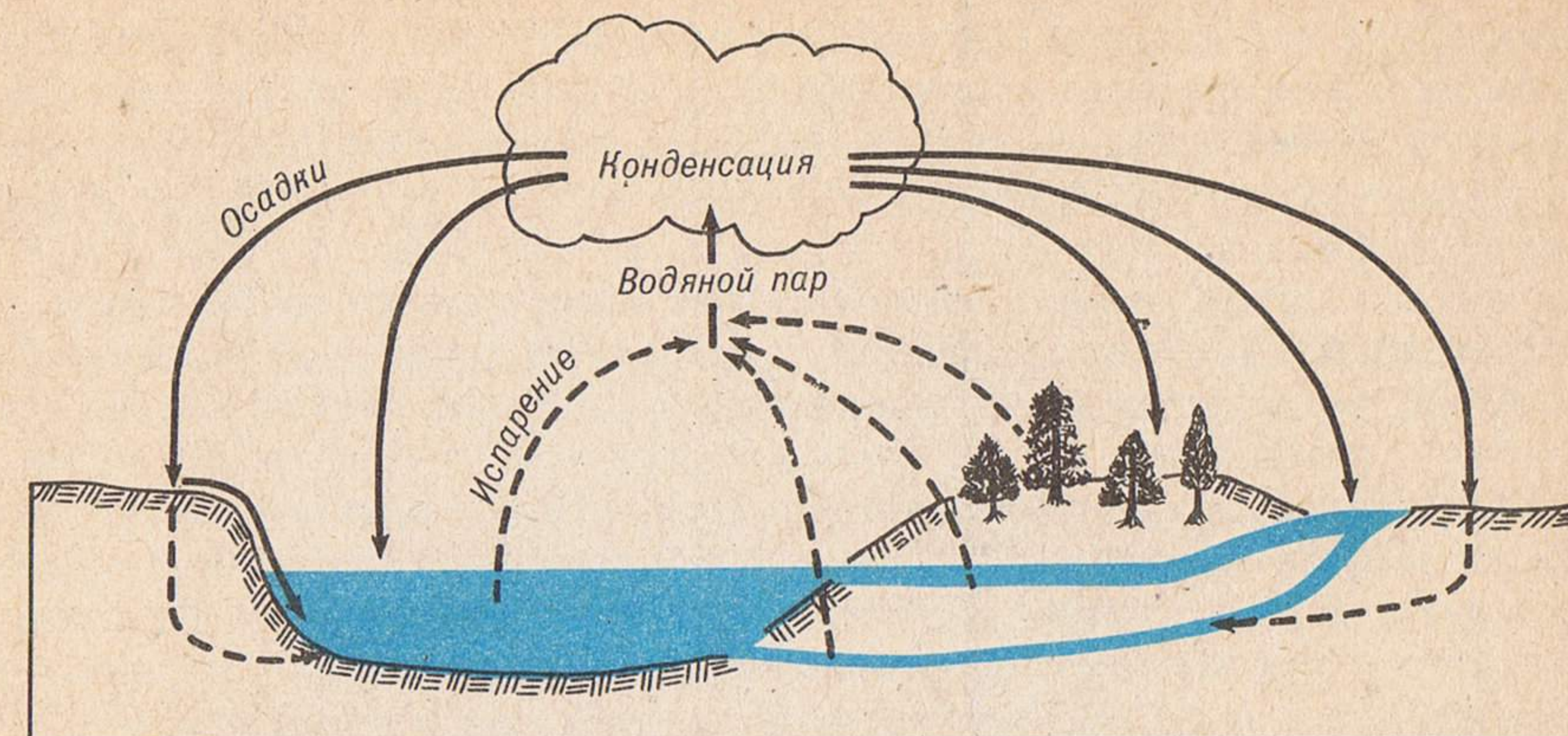
Типы облаков, наблюдающиеся на различных высотах. Высокие облака состоят из ледяных кристаллов и формой повторяют потоки воздуха на высотах; низкие облака состоят из капелек и имеют более округлую форму.

Облака образуются в том случае, когда большие массы теплого и влажного воздуха поднимаются до высоты 15 км и более. На такой высоте облачные капельки замерзают и превращаются в пелену из ледяных кристалликов, которые разносятся ветрами и образуют огромные в форме наковальни массы, распространяющиеся на много километров вперед от вершины облака. В тропических циклонах сотни таких облаков спирально закручиваются вокруг центра, или глаза, бури, что очень хорошо видно с орбиты спутника Земли.

Облака представляют собой лишь одно звено в процессе непрерывного перемещения воды в виде водяного пара с земной поверхности в атмосферу, а из атмосферы в виде дождя и росы на Землю. Этот цикл, называемый *круговоротом воды в природе*,

часами моросить из них. Слоистые облака обычно образуются, когда существует устойчивый, но постепенный подъем воздуха. Там, где налицо бурное перемешивание воздуха в сочетании с развитыми вертикальными потоками, формируются изолированные клубы облаков. Это кучевообразные, или кучевые, облака.

Различные типы облаков в определенной последовательности часто сменяют друг друга. Например, слоистые облака сменяются кучевыми через несколько часов после того, как прошла депрессия. В то же время в некоторых районах Земли могут преобладать облака всего одного типа: в полярных — слоистые, в тропических и экваториальных — кучевые. Кучево-дождевые облака — самая красочная и впечатляющая разновидность кучевых облаков — особенно характерны для тропиков. Кучево-дождевые облака образуются в том случае, когда большие массы теплого и влажного воздуха поднимаются до высоты 15 км и более. На такой высоте облачные капельки замерзают и превращаются в пелену из ледяных кристалликов, которые разносятся ветрами и образуют огромные в форме наковальни массы, распространяющиеся на много километров вперед от вершины облака. В тропических циклонах сотни таких облаков спирально закручиваются вокруг центра, или глаза, бури, что очень хорошо видно с орбиты спутника Земли.



Бесконечный круговорот воды в природе — более 475 млрд. т воды в год участвует в этом процессе.

является наиболее важным во всех изменениях погоды. Мы уже видели в главе 4, что вода играет важную роль в переносе энергии из низких широт в высокие. Но она играет важную роль и в меньших масштабах, от нее зависит влажность почвы, продолжительность солнечного сияния, выпадение дождя. Другими словами, от воды зависит погода на Земле.

Вода присутствует в атмосфере во всех трех состояниях: газообразном (невидимый водяной пар), жидком (облака, туман и капли дождя) и наконец в твердом (лед и снег). В виде пара вода вступает в атмосферу после испарения с водной поверхности, почвы и облаков, а также с растений. (Как мы видели в главе 3, почти половина солнечной энергии, достигающей Земли, расходуется на испарение — процесс, который имеет наибольшую интенсивность в тропических районах.) Однако несмотря на огромную роль испарения в создании местных особенностей погоды и климата, почти невозможно измерить его прямыми методами. До сих пор у метеорологов нет ни одного инструмента для надежного измерения количества испарившейся воды с поверхности морей, озер и почв, а также для измерения скорости испарения влаги с посевов, кустов и деревьев. Получить приближенные оценки скорости испарения помогают испарители разных систем и лизиметры.

Испарители служат для того, чтобы определять испарение с больших и чистых водных поверхностей. Процесс испарения с малой поверхности отличается от аналогичного процесса с большой водной поверхностью. Скорость испарения с поверхности большого водоема уменьшается с удалением от подветренного



берега, так как воздух все больше насыщается и, следовательно, все меньше влаги поглощает. Рассчитано, что скорость испарения с больших водных поверхностей примерно на 20—30% меньше, чем с испарителя при одинаковой температуре и скорости ветра.

Лизиметры, как правило, измеряют испарение с почвы, покрытой растительностью. Если известно, сколько воды затрачено на орошение растительности и сколько просочилось через почву лизиметра, можно легко найти количество воды, испарившейся с поверхности растительности. И испарители, и лизиметры требуют большого ухода, но не гарантируют высокой точности данных об испарении. Поэтому скорость испарения чаще вычисляют по формулам, содержащим такие метеорологические параметры, которые измеряются более легким способом.

Для того чтобы вычислить испарение с поверхности Земли, предполагается выполнение хотя бы одного из трех следующих условий. Во-первых, почва должна быть насыщена водой, чтобы количество воды, испарившееся с растения и выбранное растением из почвы, было одинаковым. Почва не должна высыхать, чтобы растение не испаряло ту влагу, которая содержится в нем самом. Чтобы удовлетворить этому условию, определяется *постоянная корня*, т. е. максимальное количество влаги, измеренное в сантиметрах, которое могут извлечь корни растений из насыщенной влагой почвы. Эта величина зависит от вида и возраста растений, от типа почвы. Для травы она составляет 10—14 см, для деревьев с глубоко проникающими корнями может достигать 25 см и более. Во-вторых, энергии должно быть достаточно, чтобы обеспечить превращение всей воды, которую способно испарить растение, в пар. В-третьих, движение воздуха должно быть достаточно сильным, чтобы удалять насыщенный паром воздух от испаряющей поверхности листьев растения. В противном случае растения будут испарять меньше того, на что они способны. Вот почему домохозяйка, развешивая белье для просушки, рассчитывает на сухую и ветреную погоду. Оба эти фактора погоды существенны для процесса испарения.

Физические теории, объясняющие процесс испарения, основаны, как правило, на том, что энергия и ветер определяют скорость перехода воды в пар. Используя, например, уравнения теплового баланса, можно вычислить количество испарившейся влаги. Зная все статьи прихода и расхода тепла, можно определить, сколько тепла идет на испарение. Предположим, что в течение лета в северном полушарии (с мая по сентябрь) 100 единиц энергии Солнца достигают Земли: из них 34 единицы возвращаются обратно от верхних слоев атмосферы, 20 отражаются земной поверхностью, 4 нагревают воздух, 2 нагревают почву и одна используется в фотосинтезе. Отсюда следует, что оставшиеся

39 единиц идут на испарение и транспирацию. Эти два процесса, трудно разделимые в природных условиях, называются *эвапотранспирацией*, поглощают больше энергии, чем любой другой процесс.

Вычислив количество энергии, необходимое для превращения воды в водяной пар, возможно рассчитать скорость испарения. Необходимые коэффициенты для такого рода подсчетов можно получить с помощью различных *аэродинамических* методов.

Аэродинамические методы решения этой задачи более сложны, чем методы энергетического баланса. Они основаны на уравнениях, определяющих, сколько водяного пара и тепла переносят атмосферные вихри и турбулентные потоки с водной поверхности. Что касается водяного пара, то его количество зависит от скорости ветра и разности в температуре и влажности между водной поверхностью и воздухом над ней. Английский физик-почвовед Пенман сумел вывести эмпирическую формулу для испарения с открытой водной поверхности.

Скорость испарения с такой поверхности и с поверхности, покрытой растительностью, временами почти одинакова. Но так как транспирация происходит практически лишь в течение дня, то полная скорость испарения с растительной поверхности за 24 часа всегда меньше, чем скорость испарения с открытой водной поверхности. Так что, чем дольше продолжительность дня в данном пункте, тем ближе друг к другу эти величины испарения. С мая по август в северном полушарии отношение этих цифр составляет 0,8 и с ноября по февраль, когда рост растений замедляется, оно равно примерно 0,6. Эти цифры можно использовать в случае, если надо определить транспирацию на тесно засаженной растениями территории. Тип растительности менее важен, чем можно предположить, тип почвы также весьма несуществен, если он не влияет на постоянную корня.

Аэродинамический метод и метод энергетического баланса были объединены Пенманом в единой формуле, выражающей скорость испарения с открытой водной поверхности через параметры, которые легко измерить на метеорологической станции: среднюю температуру воздуха, среднюю влажность воздуха, продолжительность солнечного дня, среднюю скорость ветра. Но даже при таком упрощении вычисления очень громоздки. Были предложены десятки других формул. Формула, выведенная американским климатологом Торнтвейтом, требует менее трудоемких вычислений. С ее помощью можно вычислить возможное испарение и транспирацию, когда запасы воды в почве достаточны, т. е. когда почва не высушена ниже постоянной корня.

Гидрологические опыты показывают, что часто испарение с поверхностных слоев голой почвы резко уменьшается, после



того как испарятся первые 2—3 см воды. Это происходит, по-видимому, когда разрушаются капилляры, по которым вода из глубоких слоев почвы движется к поверхности. Голая почва, таким образом, сама регулирует испарение со своей поверхности. В засушливых районах, где вода накапливается в течение нескольких лет, почву специально перекапывают, уничтожают на ней растительность, чтобы уменьшить потери влаги на испарение. Содержание незасеянной земли оправдывает себя: во-первых, сохраняется влага, которую в противном случае вытягивали бы сорняки, и, во-вторых, почва предохраняется от истощения. Исследования испарения также помогли наладить ирригацию в засушливых районах. Засушливыми районами в последние годы стали считать те районы, в которых сухость почвы ниже постоянной корня и влияет на рост и развитие растений. Недостаток воды здесь заставляет растения (например, кактус) приспосабливаться, ограничивая потери на транспирацию или накапливая воду в благоприятный сезон для существования в неблагоприятный. Большие территории, которые ранее считались хорошо увлажненными и даже избыточно влажными, теперь относятся к засушливым в некоторые сезоны. В отдельных районах, например на юго-востоке Англии, ирригация способствовала увеличению урожая зерновых.<sup>1</sup>

Исследования процессов испарения помогли сохранить воду в водоемах. Один такой водоем в Брокен-Хилл (Австралия), глубиной только 5 м, терял в среднем 2 м воды в год в сухой период, пока испарение не приостановили, распылив по поверхности специальное вещество, которое образовало предохраняющую мономолекулярную пленку. Огромное количество воды испаряется с открытых озер в теплых засушливых районах. Поверхность Мертвого моря, например, в среднем за год теряет в 4—5 раз больше, чем получает от дождя. Даже более северное Каспийское море испаряет от 12 до 15 см воды в год. И в так называемом умеренном климате часто потери влаги с озер и водоемов настолько велики, что ставятся под сомнение методы охраны водосборов с помощью небольших лесных массивов. В лесных районах круговорот воды также может быть осложнен не только транспирацией, но и испарением дождя, задержанного листьями и плодами. Сосна может задержать от 20 до 50% дождя, лиственные деревья задерживают меньше, поскольку вода легче стекает с их листьев. Изучение процессов испарения приносит пользу там, где сажают деревья, чтобы иссушать болота, например на юго-западе Франции.

Таким образом, испарение является и жизненно важным процессом, участвующим в осушении поверхности почвы, связующим звеном в круговороте воды. Его роль в образовании осадков менее существенна, чем иногда полагают, если, конечно, не рассматривать идеально спокойную погоду. Другая распространенная, но неверная концепция состоит в том, что количество осадков и влажность больше вблизи небольших водоемов. Водяной пар, конечно, захватывается воздушным потоком, несущимся над водной поверхностью, но в большинстве случаев это только небольшая часть водяного пара, находящегося над водоемом. Даже очень большие озера незначительно пополняют количество влаги, вовлеченной в мировой круговорот воды, тогда как миллионы тонн водяного пара невидимо дрейфуют над поверхностью земли и даже над великими мировыми пустынями. Как мы увидим в следующей главе, общее движение воздуха и восходящие токи, которые способствуют конденсации водяного пара, значительно важнее, чем любое местное увеличение содержания пара за счет испарения.

<sup>1</sup> Благодаря орошению урожай зерновых увеличился в несколько раз в Нижнем Поволжье и на Северном Кавказе.— *Прим. ред.*



## 6 Конденсация

В каждый момент времени атмосфера содержит свыше 13 млрд. т влаги. Эта цифра практически постоянна, так как потери за счет выпадения осадков в конечном счете непрерывно восполняются испарением. Скорость кругооборота влаги в атмосфере оценивается колоссальной цифрой — около 16 млн. т/с или 505 млрд. т/год. Если бы вдруг весь водяной пар в атмосфере сконденсировался и выпал в виде осадков, то эта вода могла бы покрыть всю поверхность земного шара слоем примерно 2,5 см, иными словами, атмосфера содержит количество влаги, эквивалентное всего лишь 2,5 см дождя. Так как на Земле в среднем за год выпадает 92 см, то следовательно, в атмосфере влага обновляется 36 раз, т. е. 36 раз атмосфера насыщается влагой и освобождается от нее. Это значит, что молекула водяного пара пребывает в атмосфере в среднем 10 дней.

Однажды испарившись, молекула водяного пара дрейфует обычно сотни и тысячи километров, пока не сконденсируется и, возможно, не выпадет с осадками на Землю. Вода, выпадающая в виде дождя, снега или града на возвышенностях Западной Европы, преодолевает примерно 3000 км от Северной Атлантики. Между превращением жидкой воды в пар и выпадением осадков на Землю совершается несколько физических процессов.

С теплой поверхности Атлантики молекулы воды попадают в теплый влажный воздух, который в дальнейшем может подняться над окружающим его более холодным (более плотным) и более сухим воздухом. Если при этом будет наблюдаться сильное турбулентное перемешивание обеих масс, то в атмосфере появится слой перемешивания и облака на границе двух воздушных масс. Но перемешиваются воздушные массы или нет, около 5% их объема составляет влага. Насыщенный паром воздух всег-

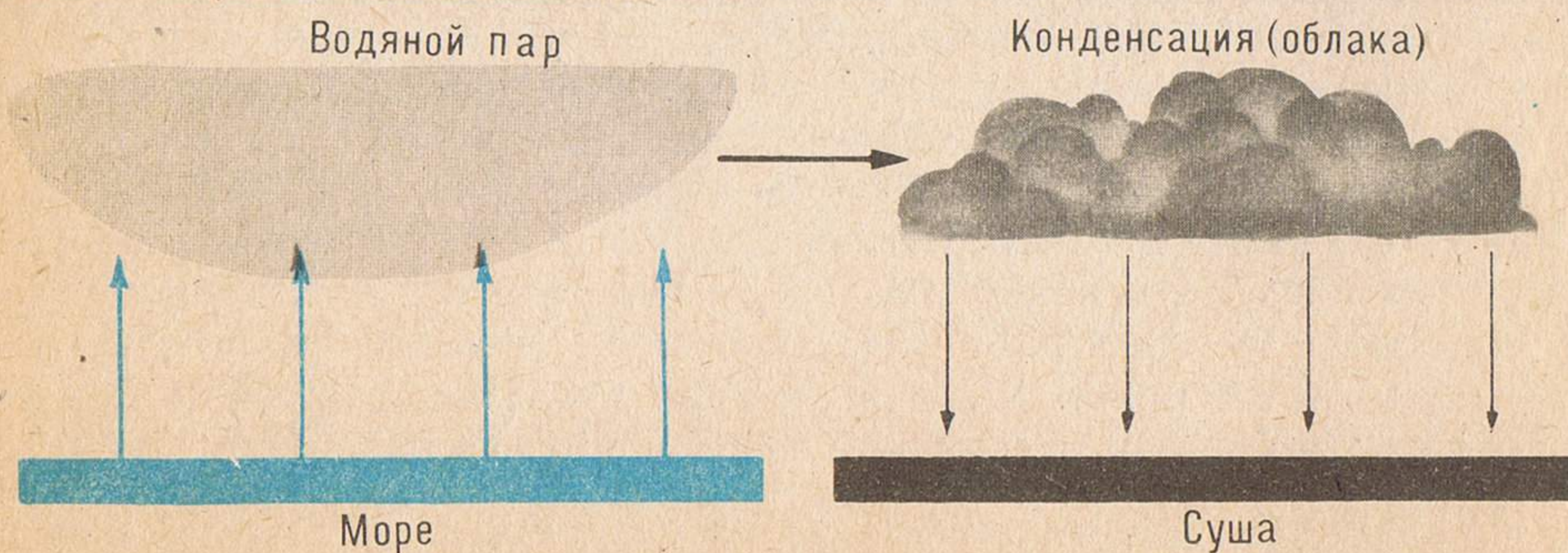
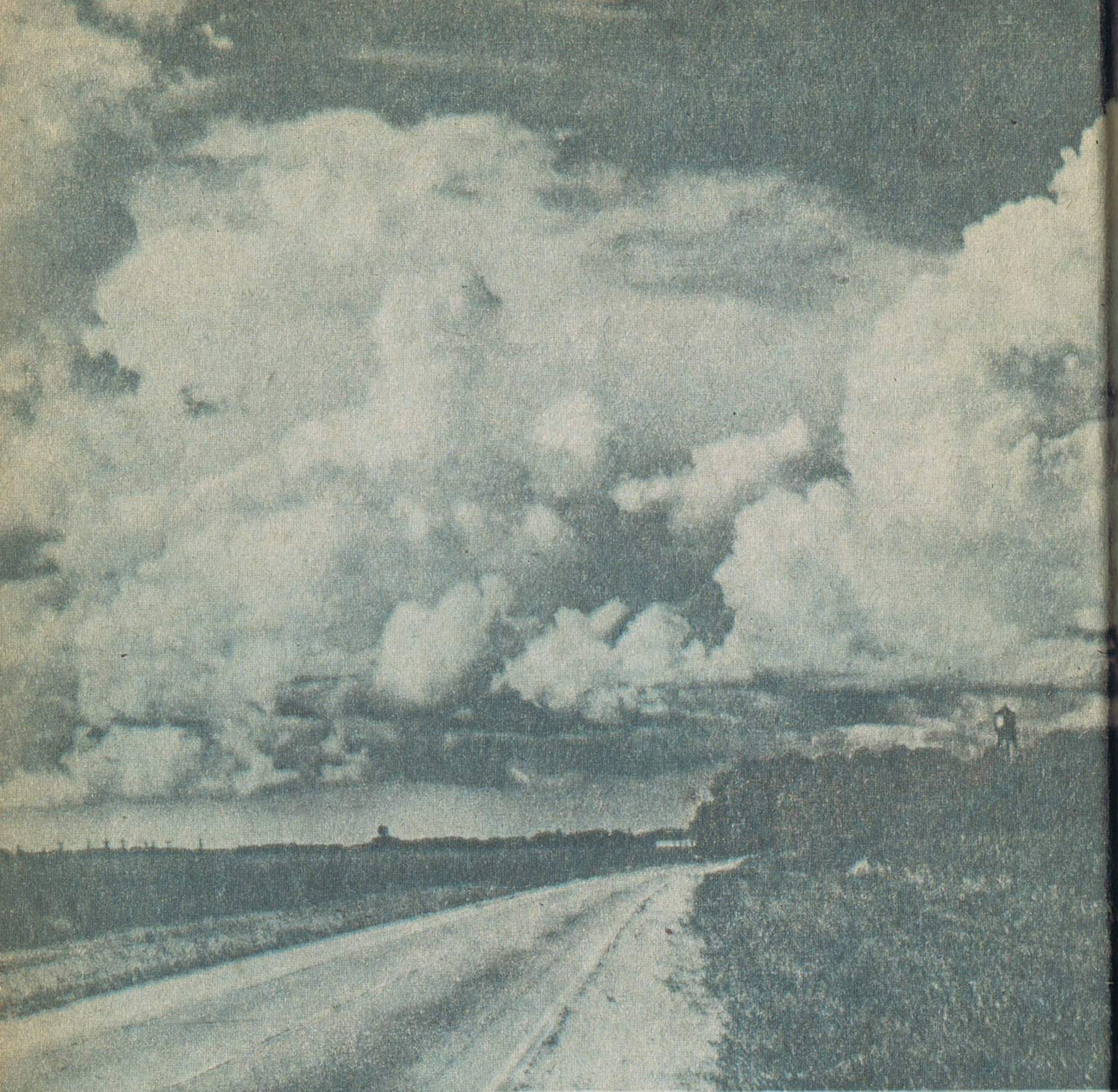
да легче, во-первых, потому, что он нагрет и поступает с теплой поверхности, во-вторых, потому, что 1 м<sup>3</sup> чистого пара примерно на  $\frac{2}{5}$  легче 1 м<sup>3</sup> чистого сухого воздуха при той же температуре и давлении. Отсюда следует, что влажный воздух легче сухого, а теплый и влажный тем более. Как мы увидим позже, это очень важный факт для процессов изменения погоды.

Воздух может подниматься по двум причинам: либо потому, что становится легче в результате нагревания и увлажнения, либо потому, что на него действуют силы, заставляющие его подниматься над некоторыми препятствиями, например над массами более холодного и плотного воздуха или над холмами и горами. В любом случае поднимающийся воздух, попав в слой с меньшим атмосферным давлением, вынужден расширяться и при этом охлаждаться. Расширение требует затрат кинетической энергии, которая берется за счет тепловой и потенциальной энергии атмосферного воздуха, а этот процесс неизбежно ведет к понижению температуры. Скорость охлаждения поднимающейся порции воздуха часто меняется, если эта порция перемешивается с окружающим воздухом.

Сухой воздух, в котором отсутствует конденсация или испарение, а также перемешивание, не получающий энергию в другой форме, охлаждается или нагревается на постоянную величину (на 1°C через каждые 100 м) по мере подъема или опускания. Эту величину называют *сухоадиабатическим градиентом*. Но если поднимающаяся воздушная масса влажная и в ней происходит конденсация, то при этом выделяется скрытая теплота конденсации и температура насыщенного паром воздуха падает значительно медленнее. Эта новая величина изменения температуры называется *влажноадиабатическим градиентом*. Она не постоянна, а изменяется с изменением величины высвобождающейся скрытой теплоты, другими словами, она зависит от количества конденсируемого пара. Количество же пара зависит от того, насколько сильно понижается температура воздуха. В нижних слоях атмосферы, где воздух теплый и влажность высокая, влажноадиабатический градиент чуть больше половины сухоадиабатического градиента. Но влажноадиабатический градиент постепенно растет с высотой и на очень большой высоте в тропосфере почти равен сухоадиабатическому градиенту.

Плавучесть *движущегося* воздуха определяется соотношением между его температурой и температурой *окружающего* воздуха. Как правило, в реальной атмосфере температура воздуха падает с высотой неравномерно (это изменение называется просто *градиентом*). Если масса воздуха теплее и поэтому менее плотная, чем окружающий воздух (а влагосодержание постоянно), то она поднимается вверх так же, как детский мяч, погруженный в бак. Наоборот, когда движущийся воздух холоднее окружаю-





щего, то плотность его выше и он опускается. Если воздух имеет ту же самую температуру, что и соседние массы, то их плотность равна и масса остается неподвижной или движется только вместе с окружающим воздухом. Таким образом, в атмосфере присутствуют два процесса, один из которых способствует развитию вертикального движения воздуха, а другой замедляет его.

В обычных условиях, если масса воздуха, двигаясь вверх, приобретет температуру, более низкую, чем имеет окружающий воздух, то, естественно, она будет стремиться опуститься на начальную высоту. Аналогично опускающийся воздух, став теплее окружающего, снова поднимется. Говорят, что такая атмосфера устойчива, так как препятствует вертикальному движению. Но если масса воздуха охлаждается или нагревается адиабатически (поднимающийся воздух постепенно становится теплее, а опускающийся постепенно холоднее, чем окружающий), то движение, однажды начавшись, продолжается с возрастающей скоростью. Такую атмосферу называют неустойчивой, в ней усиливаются вертикальные движения. Если, с другой стороны, наблюдаемый градиент равен адиабатическому, то температура (и плотность) движущейся массы воздуха не будет изменяться. Тогда говорят, что атмосфера находится в безразличном равновесии.

Градиент хорошо перемешанной атмосферы близок к сухоадиабатическому градиенту, так что сухой воздух в нижних слоях тропосферы часто находится в состоянии безразличного равновесия. Но когда воздух вблизи земной поверхности интенсивно нагревается, градиент, как правило, больше сухоадиабатического и тем более влажноадиабатического градиента. В этом случае воздух у земли становится неустойчивым, появляются стремительно поднимающиеся потоки теплого и часто влажного воздуха. Гроза, торнадо и пыльные бури — следствие очень неустойчивого состояния атмосферы, в меньшем масштабе проявляющегося во внезапных вихрях пыли над нагретой мостовой летом. В летний день температура может резко понижаться в слое несколько сантиметров над поверхностью земли, при этом градиент во много сотен раз может превысить реальный средний градиент температуры в тропосфере. В приземном слое толщиной 30 см над травяным газоном падение температуры на  $10^{\circ}\text{C}$  — явление весьма обычное.

◀ Кучевые облака над полями Франции. Большая часть облаков образовалась при охлаждении поднимающегося теплого влажного воздуха. При охлаждении влага начинает конденсироваться в капли облаков. Схема показывает место конденсации во влагообороте. Вода, испарившаяся с поверхности моря, может пройти сотни километров, прежде чем выпадет на землю в виде дождя, града, крупы или снега.



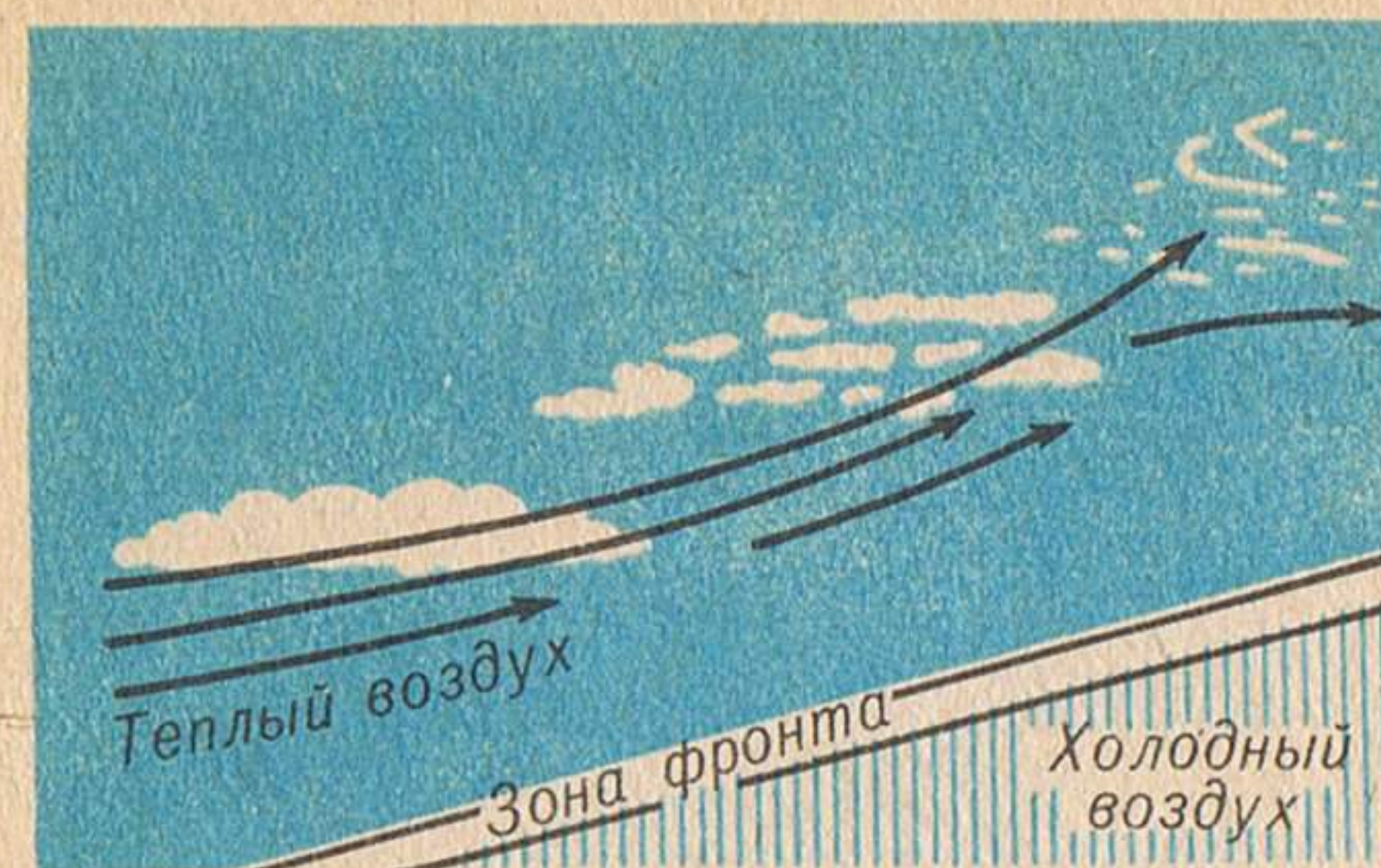


Теплый воздух поднимается, так как он легче окружающего холодного воздуха; влажный воздух весит меньше сухого. Холодный и сухой воздух стремится опуститься.

теплее, чем у поверхности земли. Такое явление называется *инверсией температуры* и наблюдается в Западной Европе каждые две ночи из пяти (в хорошую погоду). Если температура воздуха понижается у поверхности до уровня конденсации, водяной пар конденсируется в капли и облака, которые задерживаются под слоем более теплого воздуха. Эти облака называются *радиационным туманом*. Над городами инверсионный слой может задерживать атмосферные загрязнения в виде дыма и выхлопных газов, которые, соединяясь с туманом, образуют плотный ядовитый *смог* — название, образованное от слов «дым» (smoke) и «туман» (fog). Но если инверсионный слой образовался, скажем, на высоте 1—2 км над поверхностью земли, под ним возникают чаще всего слоистые облака. В субтропических широтах образуется мощный и очень протяженный инверсионный слой — *пассатная инверсия*. Это слой задерживает развитие облаков в вертикальном направлении до 200—300 м. В стратосфере устойчиво стратифицированный воздух, подобно инверсионному слою, способен выравнивать кристаллические вершины кучево-дождевых облаков и даже вершины облаков, образовавшихся от взрыва атомной бомбы. А ведь она способна приподнять по крайней мере 9-километровый слой тропосферы даже в устойчивом состоянии.

Как мы видели, облака в виде тумана могут образоваться и на уровне поверхности земли, когда влажный воздух отдает земле так много тепла, что пар, поднимающийся с ее поверхности, тут же конденсируется. Однако, как правило, облака образуются, если влажный воздух охлаждается при движении вверх. Восходящие потоки воздуха можно разбить на четыре вида, каждый из которых образует совершенно отличный от других тип облаков. Это, во-первых, конвективные потоки, ведущие к образова-

Атмосфера устойчива, когда наблюдаемый градиент температуры меньше адиабатического. Такие условия обычно бывают ясной ночью, когда Земля излучает длинноволновую радиацию и температура приземного слоя атмосферы понижается. Часто при ясном небе и штиле поверхность охлаждается настолько сильно, что вблизи нее скапливается очень холодный воздух. На высоте 250—300 м воздух может быть на 10—20°C



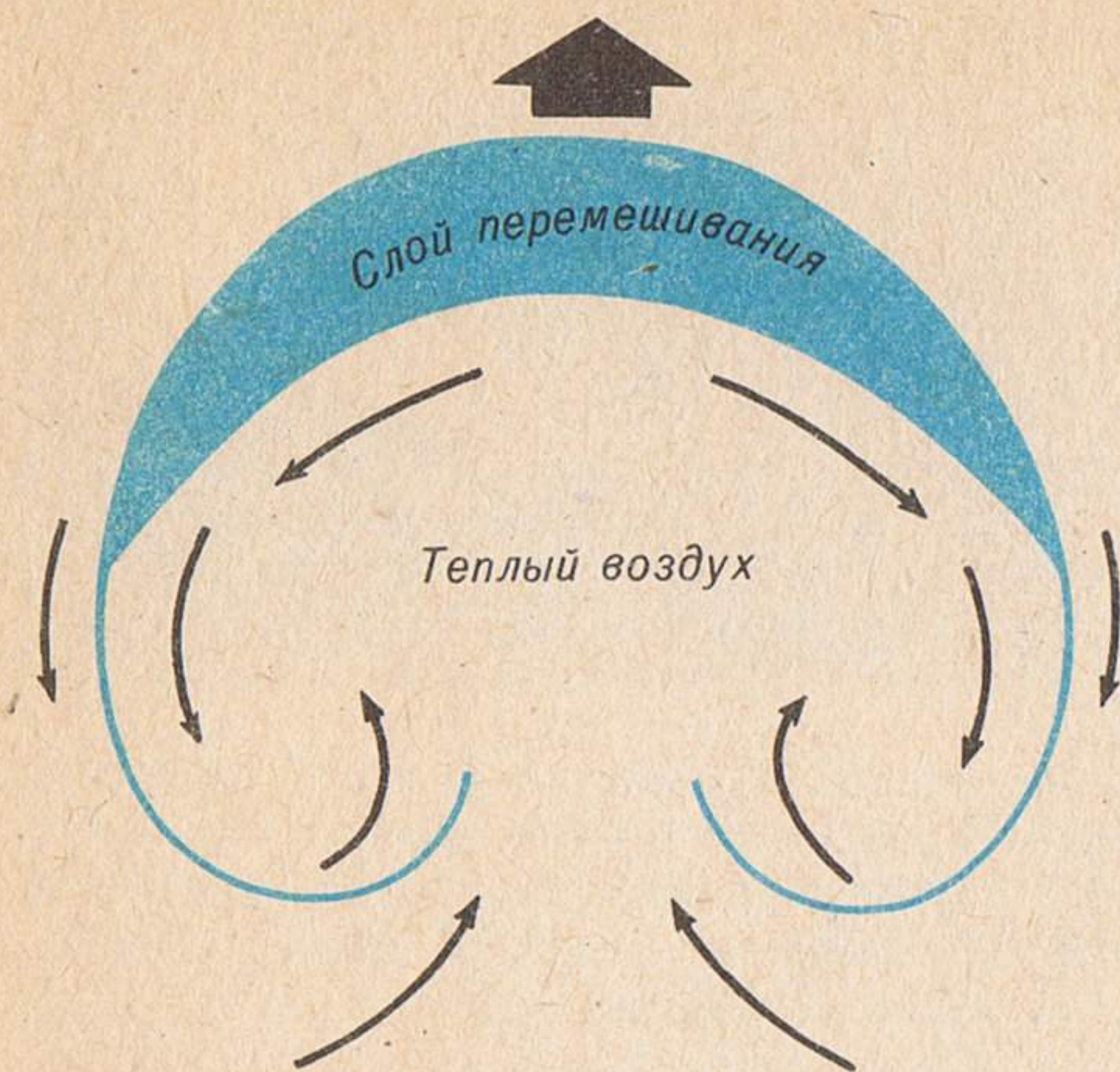
Теплый воздух вынужден подниматься и в том случае, если встречается препятствие. Таким препятствием может оказаться клин более холодного воздуха или ряд холмов. Над холмами тогда образуются так называемые *орографические облака*.

нию кучевых облаков, во-вторых, обширные регулярные потоки восходящего воздуха на теплом фронте, дающие слоистые облака, в-третьих, неупорядоченные движения воздуха, которые также дают слоистые облака, в-четвертых, возмущения в воздухе, распространяющиеся над возвышенными участками земной поверхности — *орографические волны*.

Большую часть кучевых облаков вызывают *термики*, т. е. порции воздуха, поднимающиеся над участками нагретой поверхности. Термики имеют форму почти сферы или гриба шириной от десятков до сотен метров. По мере того как термик поднимается, трение между движущейся массой воздуха и окружающим воздухом вызывает некоторые добавочные движения, которые, однажды начавшись, постепенно перемешивают воздух термика с воздухом окружающего пространства. Очевидно, ниже уровня конденсации термики невидимы, но выше этого уровня водяной пар конденсируется, образуются видимые облака, состоящие из мелких водяных капель. Высвобожденное при конденсации тепло нагревает термик и помогает ему сохранить плавать, теряющуюся при перемешивании воздуха на его вершине и сторонах с окружающим более холодным и сухим воздухом, а также при испарении капель на краях облаков.

Через большое кучевое облако, само частично состоящее из остатков прежних термиков, обычно проходит несколько термиков. Новые, более активные термики пробиваются через сформировавшееся облако, пока не остановятся, охладившись в результате перемешивания и испарения. После этого они либо испарятся, либо опустятся в главную облачную башню. Движение термиков вверх может прекратиться, если на их пути окажется слой с устойчивой стратификацией, например слой инверсии. Под ним облака будут распространяться горизонтально.





Чаще всего кучевые облака возникают, когда над нагретой поверхностью начинают подниматься устойчивые потоки теплого воздуха — термики. Искусственные термики могут появляться над достаточно большими источниками тепла, например, над высокими заводскими трубами. На схеме (слева) типичный термик и движение воздуха внутри и вокруг него.



Очень красивое зрелище можно наблюдать в средних широтах при подъеме мощного слоя атмосферы обычно перед фронтом. В этих областях образуется многослойная система облачных слоев, от слоисто-дождевых, ближайших к поверхности земли, слоистых и высоко-слоистых до перистых, простирающихся до высоты 10 км и более. (Облачные слои разделены безоблачными промежутками, позже заполняющимися облаками.) Все эти облака поднимаются очень медленно, со скоростью 10 см/с и менее, т. е. значительно медленнее, чем кучевые облака (скорость подъема облака хорошей погоды примерно 1—5 м/с, а большого кучево-дождевого облака — 30 м/с).

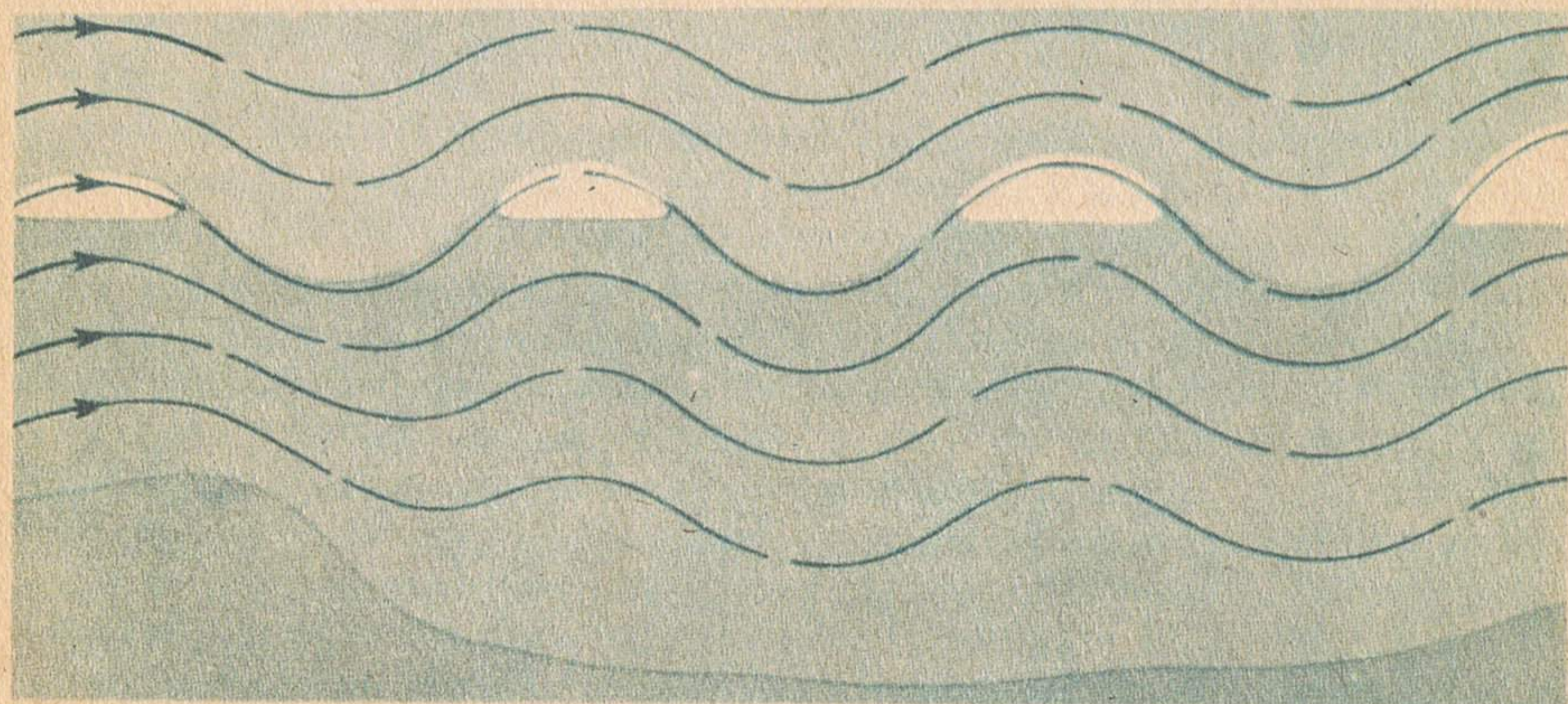
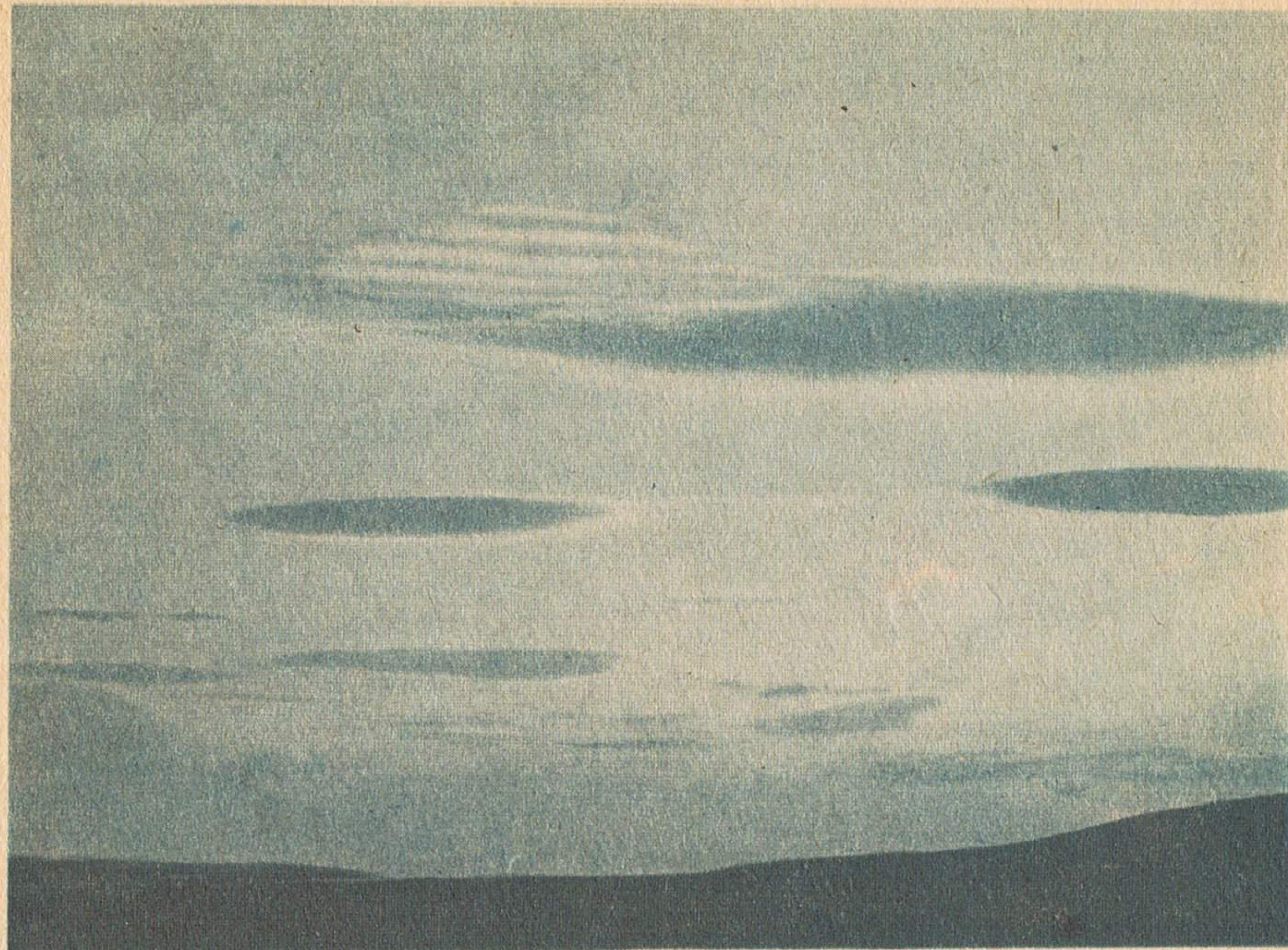
Нерегулярные перемешивающие движения, или турбулентность, над холодной земной или морской поверхностью часто уменьшают температуру приземного воздуха до значения, при котором начинается конденсация и образование тумана или низких слоистых облаков. В безветренные ясные ночи, когда Земля теряет большое количество тепла путем излучения длинноволновой радиации, тонкий приземный слой атмосферы охлаждается

и содержащийся в нем водяной пар конденсируется. При этом на холодных поверхностях образуется *роса* — маленькие капельки воды. Если температура воздуха в приземном слое падает ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , образуется *иней* — ледяные кристаллики. Но если воздух достаточно влажный, а движение его усиливается, то охлаждаются более низкие слои и над землей образуется слой тумана мощностью 100—300 м. Такие туманы, как мы знаем, называются радиационными. Чаще всего они возникают над сушей осенью и зимой и являются обычными при антициклонической погоде, т. е. при ясном небе и слабом ветре, способствующих потере тепла. Легкое оседание воздуха в антициклонах способствует образованию приземной инверсии. Туман, возникающий, когда теплый влажный воздух перемещается над холодной поверхностью моря или суши, называют *адвективным*. Он обычно появляется зимой. При умеренном или сильном ветре перемешиваются самые низкие слои атмосферы и слой инверсии поднимается выше. Если уровень конденсации ниже слоя инверсии, то между ними образуются тонкие низкие слоистые облака. Такие облака часто возникают зимой в теплых воздушных потоках, движущихся по направлению к полюсу. Из них, как правило, выпадают затяжные осадки в виде мороси и мелкого дождя.

Конвективные движения иногда возникают в слоистых облаках, когда их основание поглощает земное излучение и нагревается, а верхний слой охлаждается за счет ночного выхолаживания. Конвективные потоки также возникают в слоях воздуха, которые поднимаются над возвышенностями, в результате чего в горных районах могут развиваться сильные штормы. Такие движения воздуха формируют облака в виде серии волн или возмущений, которые снизу кажутся темными полосами или клочками. А иногда, когда облачные капли испаряются, в облаках появляются разрывы, где воздух опускается и нагревается.

Когда воздух вынужден подниматься на холмистую гряду, длинный крутой хребет или насыпь, позади них образуются волны, примерно такие же, как в потоке воды, обогнувшем большой валун в реке. Такие волны могут иметь амплитуду, т. е. высоту от гребня до впадины, до 1 км и более. В холодных гребнях этих волн часто возникают облака в форме чечевицы или полос; когда воздух у их вершин достаточно теплый и сухой, их очертания часто причудливо сглажены сверху. Холмы высотой менее 300 м могут внести возмущения в потоке воздуха до высот 10 км, а высокие горы могут быть, как полагают, причиной волнообразных движений, достигающих нижних слоев стратосферы, движений, которые иногда вызывают появление перламутровых облаков ярких радужных цветов. Эти облака чаще всего наблюдаются в северных районах. Особым свойством волновых облаков





Образование облаков, когда слой влажного воздуха при прохождении над холмами превращается в серию волн. В гребнях волн, лежащих выше уровня конденсации, образуются почти стационарные подветренные волновые облака. Если выше их воздух очень сухой, облака могут заметно сгладиться и иметь форму чечевицы.

является то, что они сохраняют стационарное положение в течение нескольких часов, даже когда сквозь них проносится сильный ветер.

Объяснив, как влажный воздух поднимается и охлаждается, рассмотрим процессы конденсации. По мере охлаждения воздуха, относительная влажность его растет. Относительная влажность — это отношение (в процентах) количества водяного пара, которое содержит данная масса воздуха, к количеству, которое она могла бы содержать при той же температуре. Когда воздух насыщен, его относительная влажность равна 100%. Это состояние едва ли возможно в природе, ибо сразу начинается конденсация пара. Однако следует отметить, что если воздух совершенно чист и прозрачен, то он может быть в принципе перенасыщен: относительная влажность в тонком лабораторном эксперименте может достигать 700%. В реальных условиях воздух вокруг нас никогда не бывает свободным от частиц пыли, морской соли, микроорганизмов. На этих атмосферных *аэрозолях* вода может конденсироваться и действительно конденсируется. Такие частицы называются *ядрами конденсации*, и из-за них в атмосфере бывает лишь малое перенасыщение. *Гигроскопические ядра* способствуют тому, что конденсация начинается еще до того, как воздух становится насыщенным.

Таким образом, ядра конденсации играют чрезвычайно важную роль в процессе превращения пара в капли. При этом, несмотря на множество исследований, они еще остаются загадкой. Известно, однако, что их размер меняется от нескольких миллионов до нескольких тысячных долей сантиметра. 1 см<sup>3</sup> воздуха содержит в среднем 1—40 миллионов очень маленьких ядер (ядра Айткена), около 100 больших ядер и, возможно, только одно так называемое гигантское ядро. Содержание ядер сильно меняется в зависимости от района. Воздух над океаном и на больших высотах содержит значительно меньше ядер, чем над промышленными районами, где обычно количество частиц достигает нескольких миллионов в 1 см<sup>3</sup> воздуха. Условия погоды также играют решающую роль: восходящие и нисходящие потоки и турбулентное перемешивание воздуха рассеивают ядра, а в устойчивой атмосфере они концентрируются. Много частиц также выпадает на землю с дождем и потоками воздуха, направленными вниз.

Ядра конденсации попадают в воздух несколькими путями. Заводские трубы и трубы домов, пожары в лесу и просто костры выбрасывают большое количество главным образом очень маленьких частичек. Кроме того, источником их служат фотохимические процессы или соединение водяного пара с редкими газами, в результате чего образуется окись серы, хлористый аммиак и сульфат аммония. При выветривании скал и испарении мор-





Дым над индустриальным городом Великобритании. Превращение водяного пара в капли отчасти зависит от присутствия в воздухе ядер конденсации. Над индустриальными районами концентрация таких ядер может достигать нескольких миллионов в  $1 \text{ см}^3$  воздуха.

ских брызг образуются главным образом большие и гигантские ядра. Частицы минералов действуют как ядра конденсации, когда нет растворимых в воде ядер. Ядра конденсации, образовавшиеся из соли морских брызг, чрезвычайно гигроскопичны. Стоит оставить даже обычную столовую соль на день или два около воды, как она втянет в себя влагу. От размеров и концентрации ядер конденсации зависят размер и число образующихся капель, которые в свою очередь определяют плотность тумана и вид осадков, выпадающих из облаков. В облаках, образующихся над океаном, обычно содержится менее сотни больших водяных капель в  $1 \text{ м}^3$ , причем большая часть их конденсируется на частицах морской соли. Облака и туманы, образующиеся над сушей, содержат в среднем несколько сотен маленьких капель в  $1 \text{ м}^3$ . Причем только одна десятая капля имеет ядра из морской соли,

что касается остальных, то большая часть образовалась на частицах дыма и немногие на частицах почвы.

Скорость роста облачных капель на ядрах зависит от ряда причин. Наиболее важными являются размер, состав и концентрация ядер, скорость охлаждения воздуха, тип движения в облаках. Радиус облачных капель, как правило, достигает  $0,005—0,01 \text{ мм}$ . Только незначительная часть их имеет радиус более  $0,02 \text{ мм}$  и, вероятно, радиус совсем малого числа превышает  $0,03 \text{ мм}$ . Водяным каплям, растущим на гигантских гигроскопических частицах морской соли, потребовалось бы несколько часов, чтобы их радиус достиг  $0,1 \text{ мм}$ . Однако в кучевых облаках капля имеет возможность расти меньше часа, а в слоистых облаках, где восходящие потоки слабы, такие капли выпадали бы до того, как приобретут необходимые размеры. В действительности конденсация на первичных ядрах, по-видимому, почти прекращается, когда радиус капель достигает  $0,05 \text{ мм}$ . Вот почему немногие облака дают дождь. Один из центральных вопросов физики облаков состоит в следующем: каким образом очень мелкие облачные капли объединяются и образуют дожди, снегопады и град? Каплям дождя, в миллион раз превосходящим по объему капли обычных облаков, требуется примерно около часа, чтобы они достигли земной поверхности.

Ответить на этот центральный вопрос мы можем, приняв в расчет физический процесс, связанный с превращением жидких капель в твердую фазу. Особенно важно уяснить, как жидкие облачные капли превращаются в твердые кристаллики льда. Но так как капли воды замерзают медленнее, чем образуются при конденсации пара, процесс замерзания продолжается даже тогда, когда температура упала значительно ниже нуля. Иными словами, имеет место значительное *переохлаждение* их. Облака с температурой  $-20^\circ \text{C}$  часто состоят из переохлажденных капель. Примерно ниже  $-40^\circ \text{C}$  вода замерзает самопроизвольно. Но при температуре около  $-40^\circ \text{C}$  превращение воды в лед, как и конденсация пара, зависит от присутствия соответствующих ядер конденсации. Процесс замерзания капли включает не только накопление молекул воды, но и их расположение в определенном порядке, поскольку в верхних слоях тропосферы микроскопические частицы, способные играть роль ядер для роста ледяных кристаллов, не обязательно имеют кристаллическую структуру льда.

Метеорологи по-разному объясняют состав и происхождение ядер, вызывающих замерзание при температуре ниже  $-40^\circ \text{C}$ . Согласно одной точке зрения, ядрами замерзания служат твердые частички почвенного и вулканического происхождения. Другое объяснение, что ядра замерзания привносятся извне на Землю и рассеиваются в тропосфере после метеорных ливней, часто

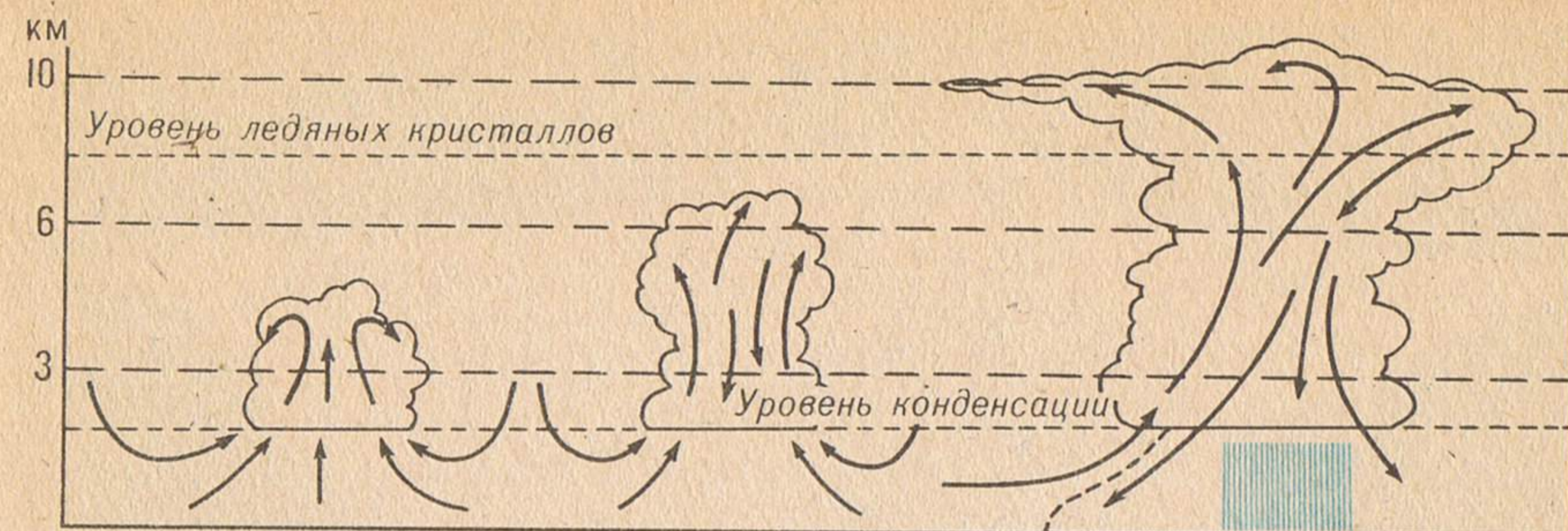


связывают с именем Боуэна, австралийского метеоролога. Боуэн поддерживает и сейчас эту идею, утверждая, что наблюдается связь между метеорными ливнями и количеством осадков в Сиднее, выпадающих спустя 30 дней. Эти 30 дней необходимы, чтобы метеорная пыль попала в тропосферу с высоты 80—100 км. Однако теорию Боуэна подвергли критике и доказали, что ядра имеют земное происхождение. Считают, что главным источником ядер заморозания является глина.

Как только заморозание в облаках началось, моментально образуются снежные кристаллы, каждый от слияния нескольких тысяч облачных капель (в расплавленном виде каждый кристалл имеет размер небольшой дождевой капли). Мы уже видели, что ядра заморозания редки и что переохлажденные капли стремятся превратиться в лед. Этот процесс должен производить только незначительное количество больших кристаллов. Поэтому трудно объяснить быстрое преобразование переохлажденных капель в ледяные кристаллы и высокую концентрацию снежинок (состоящих из ледяных кристаллов), которая необходима, чтобы выпадал затяжной дождь из сплошных слоистых облаков. Существуют два возможных объяснения того, как это происходит, несмотря на очевидный недостаток ядер заморозания в атмосфере. Одно из них: хрупкие лучи хорошо знакомых снежных звездочек, которые образуются при температуре от  $-16$  до  $-12^{\circ}\text{C}$ , разбиваются при соударениях и сопротивлении воздуха, а их обломки становятся ядрами заморозания для других кристаллов. Согласно другому объяснению, при заморозании переохлажденной капли вокруг нее образуется тонкая скорлупка льда, через долю секунды разрывающаяся, так как внутренняя часть капли, замерзая, расширяется. Вода, выброшенная через трещины, замерзает, превращаясь примерно в 10 осколков, которые в свою очередь, разбиваются и действуют как ядра. В таком случае, естественно, что капли облаков должны замерзать так быстро.

Форма ледяных кристалликов зависит от температуры и степени насыщения воздуха относительно льда, которое увеличивается, если температура падает. При относительно высокой температуре воздуха и медленном росте на нескольких активных ядрах создаются большие плоские кристаллы. Они группируются, образуя снежинки. При низкой температуре активны другие ядра, производящие лучистые или игольчатые кристаллы. Так как температура под облаками еще низкая, кристаллы не сразу тают и падают в виде тонкого пушистого снега.

Интересная характеристика тройственного состояния воды (лед — вода — пар) состоит в том, что влажный воздух достигает насыщения относительно льда при одной температуре, а относительно воды — при другой. Например, при  $-20^{\circ}\text{C}$  насыщение воздуха относительно льда 100%, тогда как относительно



Стадии развития кучево-дождевого облака. Выше уровня конденсации восходящие потоки нагретого воздуха формируют кучевые облака. Облачные капли становятся слишком тяжелыми, чтобы удерживаться в облаке, начинают падать и увлекать с собой холодный воздух. Между тем мелкие капли в верхней части облака замерзают. Сильные ветры относят их в сторону и верхняя часть облака приобретает сплюсненную форму.

воды только 84%. Одним из результатов этого является то, что ледяные кристаллы могут продолжать расти в воздухе, который недостаточно влажен, чтобы в нем могли создаваться капли воды. При образовании ледяных кристаллов воздух высушивается сильнее, чем при конденсации пара. Кроме того, если образовавшийся кристалл льда будет падать в воздухе, который насыщен только на 68%, то не потеряет нисколько своей массы за счет испарения. Так как лед нелегко испаряется, у ледяных облаков, в отличие от водяных, края имеют обычно неопределенные и размытые очертания. Переход от четкой границы облака к размытой есть лучший способ установить, что в переохлажденных облаках происходит процесс заморозания. Во время этого преобразования, называемого *оледенением* облака, вершины больших кучевых облаков превращаются в прозрачные массы дрейфующих и падающих кристаллов, напоминающие наковальни. По причине, о которой мы только что упомянули, наковальни живут в течение многих часов, даже когда главная часть облака испарилась или выпала в виде дождя. Эти высокие остатки наковальни называют перистыми облаками.

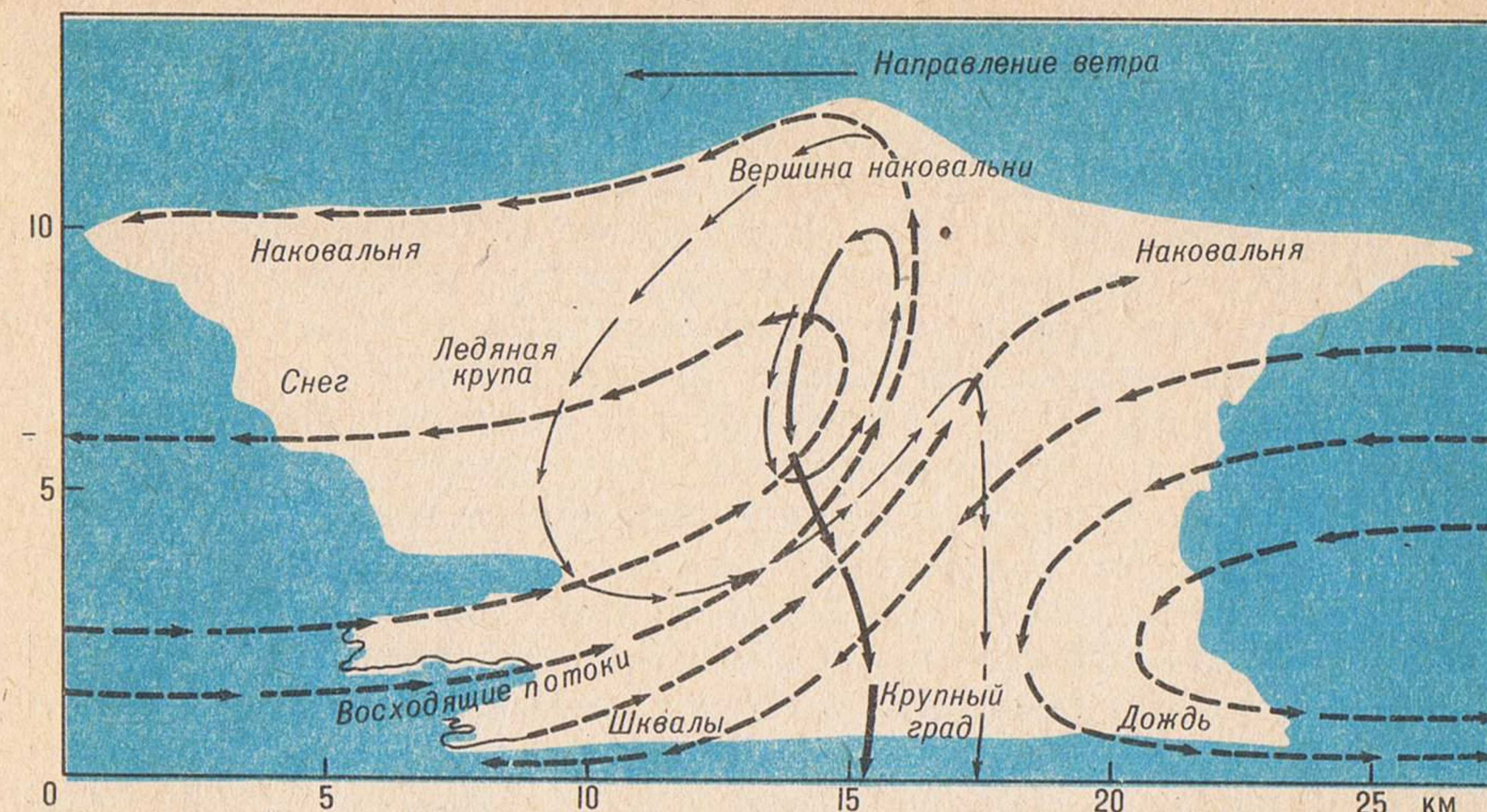
Таков механизм конденсации водяного пара в атмосфере в капли воды или в ледяные кристаллы. Посмотрим теперь, как сконденсированные частицы влаги выпадают на земную поверхность в виде дождя, града или снега в процессе, который мы называем выпадением осадков.



## 7 Осадки

Осадки выпадают, когда капли воды или кристаллы льда становятся такими тяжелыми, что скорость их падения превосходит скорость движения воздуха вверх. Покинув облако, падающие ледяные кристаллы в течение какого-то времени продолжают расти во влажном воздухе. Однако в конце концов они, как и капли дождя, начинают испаряться. Достаточно тяжелые капли достигают поверхности земли в виде осадков, остальные образуют висящие пучки, или *полосы падения осадков*, напоминающие рваный занавес между землей и облаками. Сколько времени будет висеть этот «занавес», не испаряясь, зависит от размеров капель и от относительной влажности в подоблачном слое.

Английский метеоролог Б. Дж. Мейсон вычислил, что капли радиусом 0,01 мм (из таких капель состоит облако) в воздухе с влажностью 90% проходили в падении путь, равный лишь 3 см и затем испарялись. Капля радиусом 0,1 мм падала бы 150 м, а радиусом 1 мм — около 40 км при той же влажности воздуха. Так как облака обычно располагаются на высоте нескольких сотен метров над поверхностью земли, то минимальный радиус капель, достигающих земли в виде осадков, составляет 0,1 мм. Морось — самый мелкий дождь — состоит из капель радиусом от 0,1 до 0,25 мм. Радиус капель дождя не может превышать 2,5 мм; такие капли обязательно деформируются воздухом и разрываются во время падения. Типичная дождевая капля имеет радиус около 1 мм и падает с установившейся скоростью, т. е. со скоростью, при которой гравитационное ускорение уравновешено трением о воздух (6,5 м/с); снежинки, имеющие поверхность значительно большую, опускаются со скоростью примерно 1 м/с.



Воздушные течения в градовом облаке по предположению Ладлама. Самые большие градины выбрасываются из восходящего потока и, падая, растут. Некоторые, сильно увеличив свои размеры, приобретут слишком большую скорость падения и уже не смогут вернуться в поток или удержаться в нем. Они выпадут на землю в виде града среднего размера. Остальные снова поднимутся в восходящем потоке, увеличатся и начнут падать почти вертикально в виде крупного града, приобретая скорость до 150 км/ч.

Морось обычно выпадает из низких тонких облаков с рваным основанием, тогда как крупные капли радиусом до 2 мм — из облаков, связанных с теплым фронтом. Самый сильный дождь выпадает из кучево-дождевых облаков толщиной в несколько километров; это, как правило, кратковременный и интенсивный ливень, так как активная жизнь таких облаков достаточно коротка. Когда слоистые облака поднимаются значительно выше уровня с температурой 0° С, то образуются ледяные кристаллики, которые соединяются в снежинки, в холодную погоду достигающие земли. В теплую погоду они тают и падают в виде дождя. Часто в мощных потоках кучевых облаков ледяные частички соединяются и могут достигать земли или как снежная крупа, или как дождь.

Снежинки могут содержать до 100 ледяных кристаллов. Они соединяются от едва заметного движения воздуха в самой толще облаков, как правило, располагающихся значительно выше уровня замерзания зимой. Обычно ниже уровня с нулевой температурой снежинки быстро тают, но если воздух сухой, они сохраняются благодаря испарению и охлаждению даже тогда, когда температура у поверхности земли 3° С. Иногда при температуре 3—4° С падает крупа. Отдельные снежинки могут достигать земли

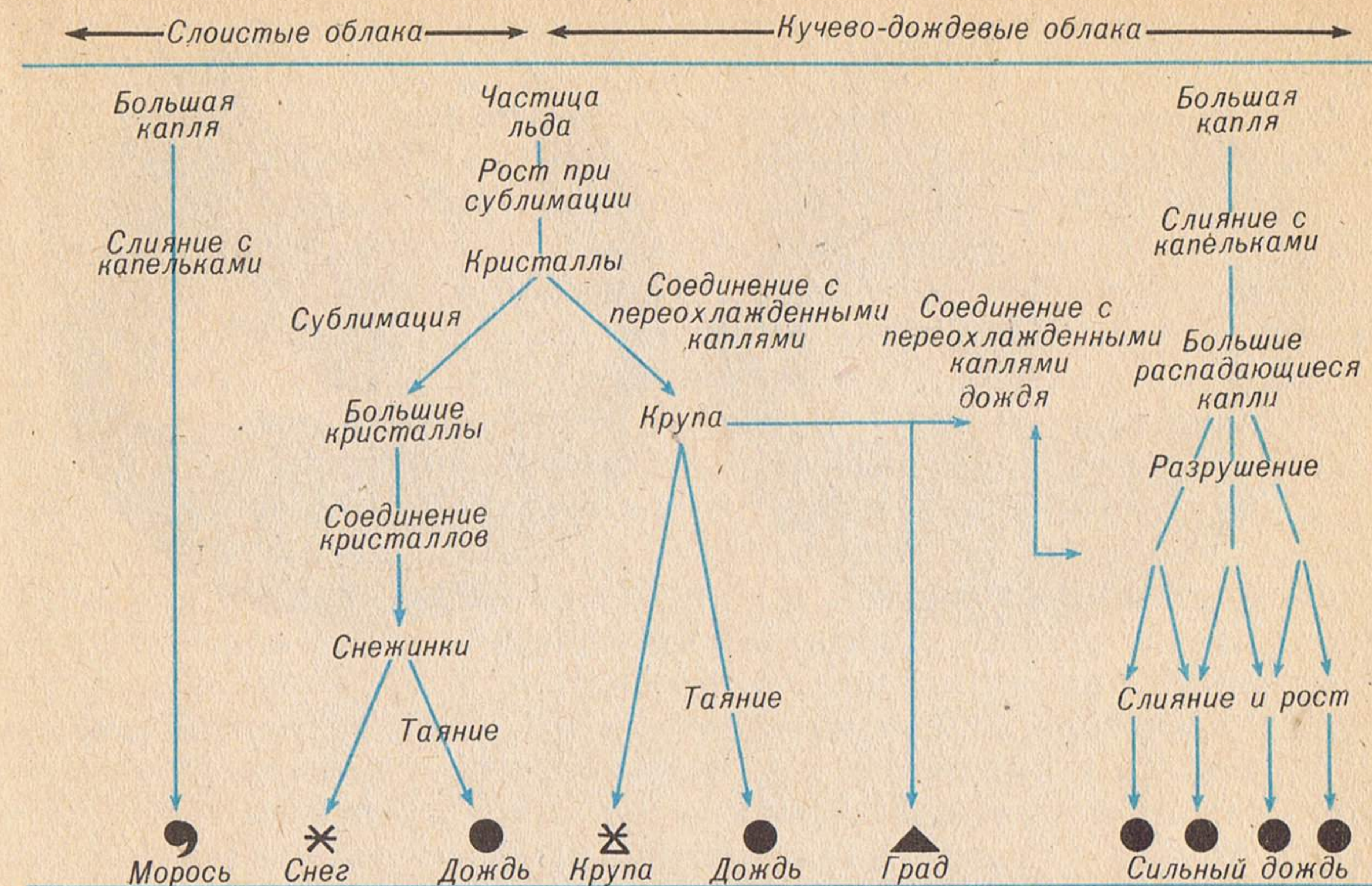


при температуре  $4-7^{\circ}\text{C}$ , если воздух очень сухой. Тающим снежинкам и испаряющимся каплям необходимо определенное количество энергии, которую они получают из воздуха, чтобы поддержать процессы таяния и испарения. Именно поэтому воздух, в котором они падают, охлаждается и увлекается каплями вниз. В результате этого температура может понизиться во всем слое, в котором наблюдается снегопад или дождь, и снежные хлопья, сопровождающие дождь и крупу, достигнут земли, не растаяв. В сухие и жаркие летние дни ливневые дожди сильно понижают температуру воздуха.

В кучево-дождевых облаках с развитыми воздушными потоками и высоким содержанием воды переохлажденные капли при температуре ниже  $-20^{\circ}\text{C}$ , соударяясь, смерзаются и образуют мелкие замерзшие комочки с частицами воздуха между отдельными капельками. Эти комочки называются снежной крупой и наблюдаются в основном зимой. Аналогичным образом образуется изморозь, которая представляет собой скопление ледяных кристаллов и воздуха на наветренной стороне различных препятствий, например, на ветвях деревьев, телеграфных столбах и электрических проводах, оказавшихся на пути переохлажденного тумана.

Происхождение крупных градин в течение долгого времени было предметом споров среди метеорологов. Это неудивительно, так как трудно было объяснить, почему куски льда, несущиеся вниз со скоростью 100 км в час и больше, вырастают до размеров теннисного мяча всего за 20—30 минут. А исследовать, что происходит внутри облака, несущего град, было довольно опасно. Сегодня, однако, мы можем изучать облака с помощью радиолокационных станций и даже измерять размер градин, падающих еще в облаках. Град чаще всего выпадает летом в средних широтах, где наблюдается высокая водность облаков, а с хорошо прогретой земли поднимаются сильные потоки теплого воздуха. Это два существенных условия, необходимых для образования града.

Град не всегда имеет сферическую форму. Встречаются крупные градины в виде дисков или конусов, а иногда они имеют вид глыб с сосульками на вершине. Самые большие градины, когда-либо наблюдаемые, весят от 0,5 до 0,8 кг. Большой интерес представляет внутреннее строение градин, отдаленно напоминающее луковицу. На разрезе можно легко различить чередующиеся слои прозрачного и белого льда, окружающие ядро градины, которым часто служит замерзшая капля дождя. По-видимому, строение града указывает нам на историю формирования его. Сначала, при температуре немного ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , растущая градина соударяется на большой скорости с относительно крупными переохлажденными каплями и снежными кристалликами. Капли



Упрощенная схема Мейсона. Она описывает процессы, при которых облачные капли и ледяные кристаллы в слоистых и кучево-дождевых облаках превращаются в осадки.

и кристаллики растекаются по поверхности градин и замерзают, образуя оболочку очень плотного прозрачного льда. Затем при некоторых условиях замерзание переохлажденных капель на поверхности градин может высвободить достаточно скрытого тепла, чтобы поднять поверхностную температуру града до  $0^{\circ}\text{C}$ . Тогда градину покрывает смесь тающего снега и воды. При температуре ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  небольшие капли облаков, ударившись о град, быстро замерзают. И так как между ними задержалось некоторое количество воздуха, они образуют неплотный непрозрачный белый слой льда.

Когда град состоит из чередующихся слоев прозрачного и белого льда (а не однородного), это значит, что в облаке присутствуют достаточно мощные потоки воздуха, поднимающие и опускающие град между уровнями замерзания и образования ледяных кристаллов ( $-40^{\circ}\text{C}$ ). Эти потоки и способствуют разрастанию градины за 20 минут. Конечно, в кристаллической вершине облака град не растает. Облака, состоящие в основном из ледяных кристаллов, не способны создавать град, но с большей вероятностью производят снег или дождь. Может случиться и так, что одни и те же грозовые облака, продвигаясь над какой-то



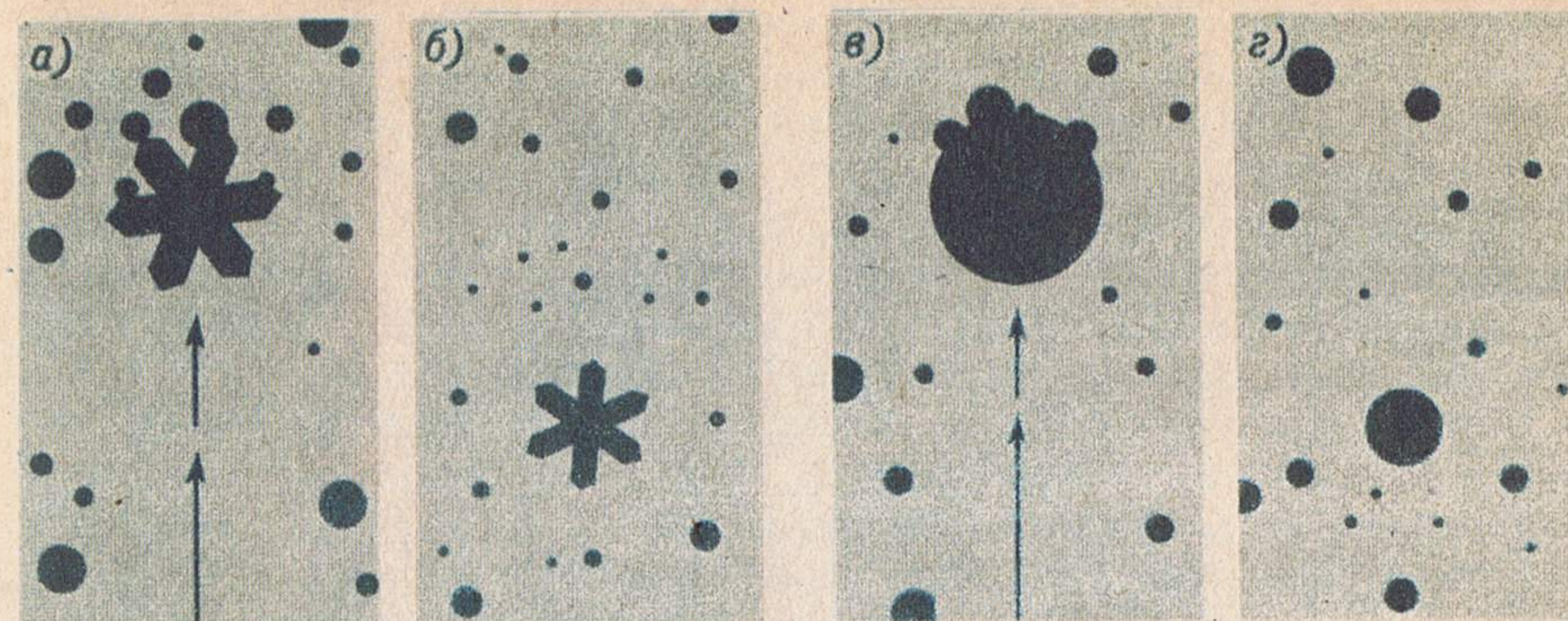
территорией, дадут дождь в одном районе, а град в другом районе.

Сильный град может выпадать много раз. Это объясняется тем, что одно градовое облако не кардинально меняет обстановку в тропосфере и условия погоды способствуют возникновению новых гроз. Кроме того, гроза связана с системой мощных восходящих и нисходящих течений. Холодный опускающийся воздух ответствен за понижение температуры, порывистый ветер и повышение давления, которые предваряют каждую грозу. Если число одновременных гроз велико, то опускающийся перед ними воздух может даже вызвать небольшой антициклон.

Так как было доказано, что только при одном процессе конденсации осадки не выпадают, то появилось несколько гипотез относительно образования дождя. Установлено, однако, что часть их, хотя и можно принять теоретически, отражает слишком медленные процессы. Осадки образуются за 20 минут или меньше во всех облаках, кроме слоистых (за час) или многослойных (20 часов). По гипотезам же, объясняющим процессы образования дождя в кучевых облаках, для этого требуется несколько дней. В 1933 г. норвежский метеоролог Бергерон создал теорию процесса образования дождя, которая еще сегодня имеет много сторонников. Этот процесс назван его именем.

Бергерон построил свою теорию на взаимодействии переохлажденных капель и кристалликов льда в вершине облаков при температуре ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Так как воздух в таких облаках еще не насыщен относительно воды и перенасыщен относительно льда, влага испаряется с капель, но конденсируется на кристаллах льда. Кристаллы растут в сильном восходящем потоке воздуха, пока их диаметр не достигнет нескольких миллиметров (за время от 10 до 30 минут). Затем они падают в облаке до тех пор, пока не растают и не превратятся в капли ливня. Как мы уже указали, превращение кучевых облаков в кучево-дождевые с характерной кристаллической наковальной служит сигналом к началу дождя. Этот процесс чаще всего происходит при температуре облаков от  $-10$  до  $-30^{\circ}\text{C}$ . При более высокой температуре активных ядер замерзания — кристаллов недостаточно, а в более холодных облаках, хоть их и много, они слишком малы, чтобы могли достичь поверхности земли в виде дождя. В конечном итоге, если облако содержит слишком мало воды, образование дождя идет по другим законам.

Таким образом, процесс Бергерона, хоть и важный для объяснения сильных ливней, все же, по-видимому, не единственный механизм образования дождя. Часто дождь выпадает из облаков, состоящих из капель, а иногда из облаков, в которых температура ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Это означает, что при некоторых условиях дождь должен образоваться без промежуточного процесса замер-



Два условия, при которых облачные капли и ледяные частицы превращаются в осадки.

а — капли разного размера формируются путем конденсации на ядрах; б — большая капля растет при соударении с маленькими каплями до тех пор, пока не станет достаточно тяжелой и не выпадет в виде дождя; в — снежинка растет на ядре замерзания, тогда как окружающие капли испаряются и поставляют пар для роста кристаллов; г — снежинка продолжает расти, сливаясь с каплями, и либо тает, превращаясь в каплю дождя, либо достигает земли.

зания. Чтобы объяснить это явление, английский метеоролог Ладлам и австралиец Боуэн проанализировали механизм возникновения ливней с помощью процесса слияния капель: капли одинакового размера, например образующиеся в тумане, легко не соединяются, но большие капли, радиус которых более 20 мкм, могут соединяться или сливаться с меньшими каплями, встречающимися на их пути. По мере того как капля растет, она становится все более способной к слиянию с другими каплями, в особенности к концу периода роста. В большей части облаков капли в зависимости от происхождения имеют различные размеры. Крупные капли, имея большую естественную скорость, чем мелкие, постоянно насакивают на них, соударяются, соединяются друг с другом и образуют капли дождя в течение 20 минут — 1 часа. Облака, образовавшиеся над океаном, имеют особенно благоприятные условия для такого процесса, так как содержат крупные гигроскопические ядра соли. Такой процесс происходит также и в облаках с большим содержанием воды, какими являются долгоживущие кучевые облака, которые наблюдаются летом. Восходящий поток воздуха со скоростью от 1 до 5 м/с также может играть полезную роль. Даже слабый восходящий поток в летних кучевых или слоисто-кучевых облаках может способствовать образованию слабого дождя, усиливая процесс слияния капель. В очень тонких (1 км и менее) слоистых и слоисто-кучевых облаках из-за очень слабых потоков воздуха и небольшого содержания воды выпадает слабый дождь или морось за счет того же процесса слияния. Такие осадки могут,



однако, усиливаться, если облако будет охлаждаться, поднимаясь над возвышенной частью суши. В Северной Америке и Англии много осадков выпадает из многослойных облаков как раз в результате этого процесса. Ледяные кристаллы, образующиеся в верхней части облака, тают и затем растут в нижних частях облаков уже за счет слияния капель — это сочетание процессов Бержерона и слияния капель может привести к выпадению умеренных и даже сильных дождей.

Этим описанием процесса выпадения осадков мы завершим наше исследование круговорота воды в природе — непрерывного обмена воды между Землей и атмосферой. В конце концов осадки — обычное явление в земной атмосфере. Но есть и другие явления, связанные с осадками и представляющие собой скорее исключение, чем правило; многие из них сопровождаются грохотом грозы, блеском молний и спокойными красками радуг.

В следующей главе мы дадим примеры некоторых экстремальных условий, порождающих указанные явления.

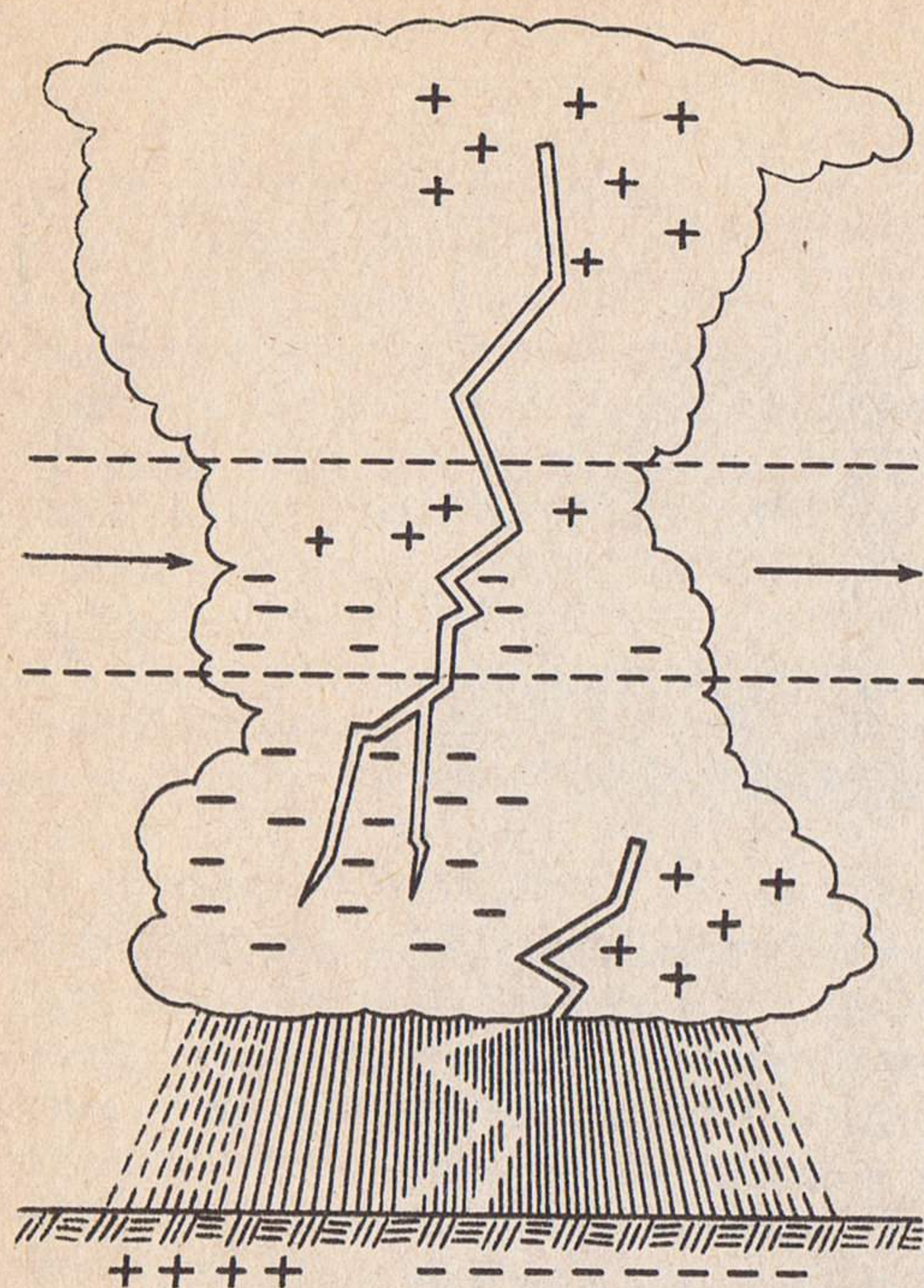
## 8 Свет и звук в грозных явлениях атмосферы

Молния — это гигантская искра, проскакивающая между облаком и поверхностью земли (наиболее вероятно, когда основание облака расположено низко над землей), между двумя отдельными облаками или даже между различными участками одного облака. Она возникает, когда накопленный заряд статического электричества превосходит естественное сопротивление воздуха электрическому разряду. Сопротивление сухого воздуха довольно велико, но когда воздух содержит водяной пар и капли воды, напряжения 10 млн. Вт оказывается достаточно, чтобы появилась молния. В Англии примерно  $\frac{2}{3}$  всех молний возникает внутри облака, на юге Африки таких молний девять из десяти. Несмотря на внешнее различие, линейная (зигзагообразная) молния и зарница в действительности одно и то же явление. Зарница — это диффузное сияние (или вспышка), наблюдаемое, когда обычная молния закрыта от наблюдателя дождем или облаками. В ясную погоду молнию можно видеть на расстоянии до 150 км.

При вспышке молнии высвобождается большое количество энергии — приблизительно  $10^{10}$  Дж — менее чем за тысячную долю секунды. Три четверти этой энергии идет на нагревание воздуха в узком канале, по которому следует молния, до температуры примерно  $15\,000^\circ\text{C}$ <sup>1</sup>. При внезапном интенсивном нагревании воздух резко расширяется — возникает ударная волна, которая производит звук, называемый нами громом. Разряд молнии, наблюдающийся прямо над головой, вызывает один-единственный оглушающий удар грома. Но от удаленной вспышки иногда в течение нескольких секунд доносится грохотание. Это

<sup>1</sup> По более поздним данным, температура в канале молнии доходит до  $25\,000$ — $27\,000^\circ\text{C}$ . — Прим. ред.





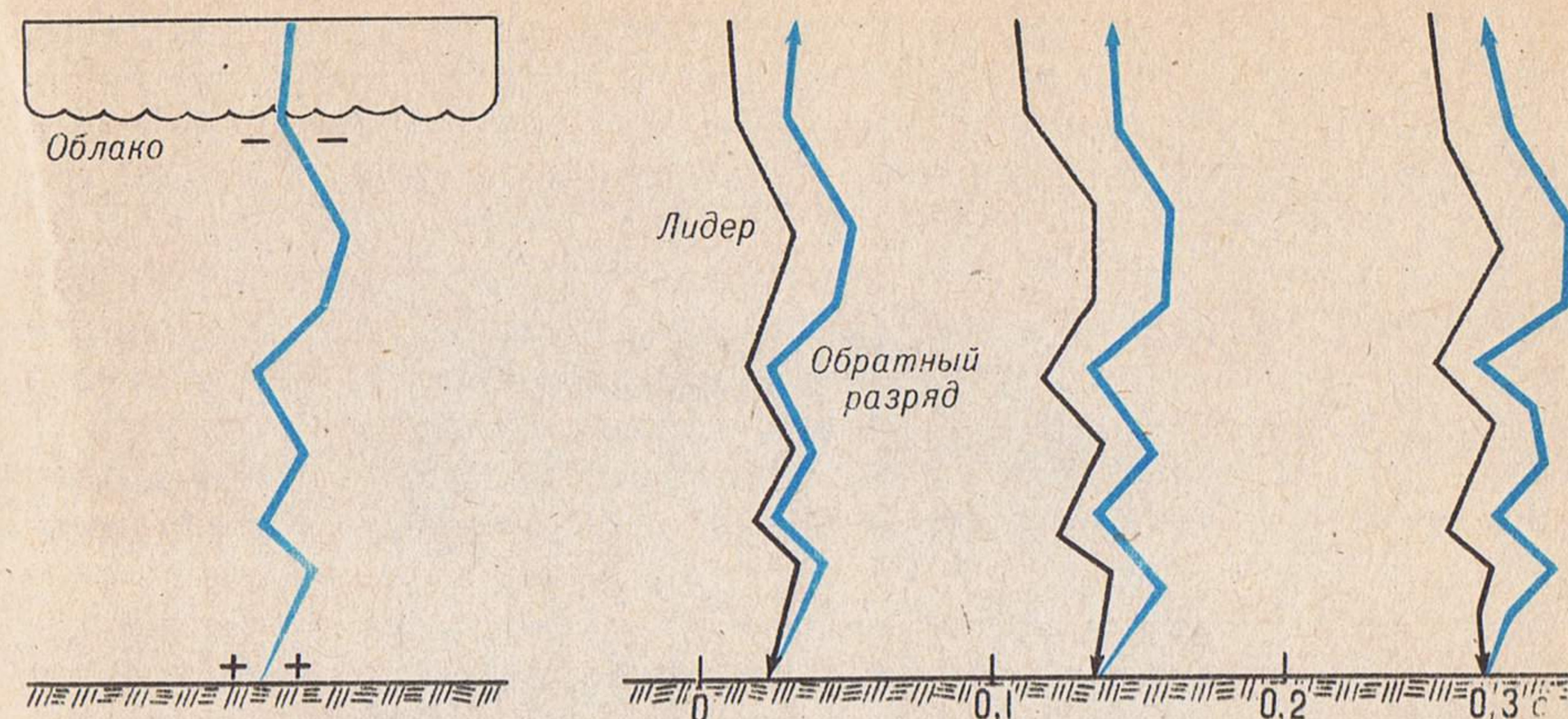
Распределение электрических зарядов в типичном грозовом облаке. При замерзании переохлажденных капель в центре облака образуются положительный и отрицательный заряды; затем положительно заряженные осколки льда переносятся в верхнюю часть облака, а отрицательно заряженные замороженные ядра — в нижнюю. Области с положительным и отрицательным зарядами в основании облака образуются, вероятно, при распаде дождевых капель на положительно заряженные капельки и отрицательно заряженные брызги.

Первая вспышка молнии появляется через 10—20 минут после того, как на экранах радиолокаторов покажутся первые капли дождя. О происхождении заряда и его распределении в облаке идут непрерывные споры со времен Бенжамена Франклина — отважного ученого, впервые показавшего, что молния — это заряд электричества.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Независимым путем к тому же заключению пришел М. В. Ломоносов. — Прим. ред.

происходит потому, что, кроме основного удара грома, мы слышим отраженный к нам (от облаков, от земли, от городских зданий, находящихся от нас на различном расстоянии) звук того же первого удара.

Наблюдения показывают, что грозы появляются, когда имеют место развитые кучево-дождевые облака с кристаллическими вершинами и сильные восходящие потоки воздуха. Верхняя часть таких облаков имеет положительный электрический заряд, средняя и нижняя части заряжены отрицательно, кроме незначительного положительно заряженного слоя вблизи основания. Такое распределение зарядов в нижней части облаков обусловлено главным образом положительным зарядом на поверхности земли непосредственно под грозовым облаком, хотя вдали от грозы и на незначительном участке под той частью облака, которая имеет положительный заряд, поверхность земли заряжена отрицательно.



Лидер, или разряд от облака к земле, сразу же сопровождается обратным разрядом, или разрядом от земли к облаку. Это повторяется множество раз. Весь процесс занимает менее 0,1 с и выглядит как одна вспышка.

Небольшой положительный заряд может возникать при распаде крупных дождевых капель. Большие капли унесут положительный заряд вниз, а тонкая водяная пыль, сорванная с поверхности первоначальных капель, унесет отрицательный заряд вверх. Однако это теория еще не объясняет, почему вершины грозовых облаков положительно заряжены, а основания — отрицательно.

Характер распределения зарядов в грозовых облаках, по-видимому, тесно связан с оледенением облачных вершин. Разделение электрического заряда, возможно, начинается при замерзании переохлажденных капель воды: замерзшие ядра принимают отрицательный заряд, а мелкие осколки капель — положительный заряд. (Как было описано в главе 6, осколки переносятся на более высокие уровни.) В таких условиях молния в облаке может возникать через каждые 20 секунд, т. е. с той частотой, какая бывает при реальной грозе. И все же мы еще недостаточно полно понимаем электрические и другие процессы, происходящие внутри грозовых облаков.

Большинство людей, вероятно, сказали бы, что главная яркая вспышка молнии движется вертикально вниз по зигзагообразной кривой от облака к земле, в действительности же все происходит несколько иначе. Скоростная фотосъемка показывает, что линейная молния имеет значительно больше разветвлений, чем удается различить невооруженным глазом, а путь ведущего разряда — лидера — сильно отклоняется от вертикали. Разряды молнии могут повторяться несколько раз и захватывать различные участки отрицательно заряженного слоя в нижней части грозового облака.



Английский климатолог Брукс считает, что в каждый момент на земле бушует примерно 1800 гроз. Во время каждой из них совершается 100 разрядов в секунду, из которых примерно 10 достигают поверхности земли. Такая частота разрядов эквивалентна постоянному току 200 А (ампер), текущему между облаками и землей. Более сильным является ток «точечных разрядов» (примерно 1000 А) от деревьев, зданий и громоотводов, состоящих из поднимающихся потоков положительных ионов, образовавшихся под грозовым облаком. Направленный вверх поток положительных ионов в районе с грозовым облаком уравнивается соответствующим оттоком ионов из атмосферы в районах с хорошей погодой.

Когда говорят: *ударила молния*, то имеют в виду разрушающее действие разряда молнии, как будто направленного с неба на землю. В действительности разрушающее действие оказывает выделяющееся при разряде тепло, способное зажечь деревья и здания и даже разорвать их. Это происходит, когда внутри них влага внезапно превращается в пар и создается огромное давление. *Шаровая молния* — светящийся шар диаметром примерно 30 см, который плавает над поверхностью земли и, как говорят очевидцы, взрывается при столкновении с твердыми предметами. Причина возникновения шаровой молнии не вполне ясна. *Огни св. Эльма* — светящиеся точечные разряды появляются на мачтах, громоотводах и крыльях самолетов, где электрический потенциал концентрируется на малой площади.

В *торнадо* наблюдаются самые сильные на земле ветры, вероятно, от 500 до 800 км/ч. Это вытянутый узкий вихрь, часто всего лишь 200 м диаметром, спускающийся из грозового облака и иногда достигающий земли. Торнадо движется со скоростью 15—50 км/ч, но в прериях Америки обычная скорость их 30—80 км/ч. Торнадо может вызывать значительные разрушения, особенно в застроенных районах. Сильные ветры сами по себе не всегда разрушительны, разрушения чаще являются результатом «взрыва» зданий, оказывающихся в центре торнадо, где давление чрезвычайно низкое. Избыток воздуха внутри здания, как правило, приподнимает крышу, которая затем срывается ветром. В центре торнадо с падением давления также понижается температура, вызывая конденсацию в облаках воронкообразного типа. Мощный поток воздуха в воронке поднимает различные предметы и уносит их на много километров. К счастью, отдельные торнадо кратковременны, но, как правило, они движутся группами, как и вызывающие их грозовые облака. В апреле 1965 г. такая группа торнадо причинила огромный ущерб на Среднем Западе Америки. В Англии торнадо наблюдаются сравнительно редко, раз в 12 лет. Они движутся с юго-запада на юг и юго-восток Англии. В Америке они наблюдаются до 150 раз в году.



Торнадо над поселком недалеко от Далласа, Техас, 1957 г. Рядом — двойной водяной смерч во время шквала в Мексиканском заливе.



Особенно часто они возникают днем в конце зимы и весной в Южных Штатах, а также в начале лета на Среднем Западе. Опасность торнадо так велика, что организована служба предупреждений, которая регистрирует появление и движение торнадо.

*Водяной смерч* — торнадо на море. Он всасывает воду из теплого моря в основание кучево-дождевых облаков. *Пыльные столбы* в пустыне и небольшие вихри, поднимающие пыль на дорогах, напоминают по форме торнадо, хотя они вызываются другими причинами: огромной неустойчивостью ненасыщенного воздуха вблизи поверхности земли.

Причины возникновения торнадо изучены недостаточно, но, вероятно, это явление начинается с завихрений воздуха, которые поднимаются к основанию развивающихся ливневых и грозовых облаков. Начальное вращение и подъем, вероятно, имеют место на краях нисходящего потока холодного воздуха. Соединение сильных восходящих и нисходящих течений и создает вращающиеся струи под кучево-дождевым облаком.

Когда солнечный или лунный свет проходит через ледяные кристаллы перистых или перисто-слоистых облаков и отражается от них, то Солнце или Луна выглядят окруженными *гало*, которое меняет свой цвет от красного на внутренней стороне к белому на внешней стороне. Перистые облака и гало часто предвещают приближение шторма.

Солнечный свет, отраженный и преломленный дождевыми каплями, образует явление радуги. Свет Солнца многократно преломляется в каплях воды и отражается под острым углом, но разложенный уже на составляющие цвета видимого спектра. (С земли мы видим, если встать спиной к солнцу, только часть круга, но когда мы наблюдаем с самолета, радуга выглядит как полный круг.) Нередко с внешней стороны основной радуги наблюдается *вторичная* радуга с обратным чередованием цветов, располагающаяся концентрически с основной.

Местная погода (смена облаков и дождя ясной погодой, появление града и торнадо) может показаться непривычному глазу совершенно случайной последовательностью событий. Но синоптические наблюдения и карты погоды, которые наносятся с середины XIX столетия, свидетельствуют о том, что в определенных районах погода изменяется по своим законам, связанным с движением циклонов и антициклонов.

Мы коснемся этих вопросов в следующей главе.

## 9 Синоптическая метеорология

Местная погода зависит не только от состояния атмосферы в данном месте или в данном районе, но и от процессов, происходящих в атмосфере над целым континентом. Температура, например, определяется местным теплообменом и теплом, которое приносят преобладающие в этом районе (месте) ветры. Чтобы проследить за изменением погоды, нужно каким-то образом зафиксировать погоду на большой территории через не слишком большие интервалы времени. Для этой цели на специальные карты особыми значками наносят десятки погодных показателей. Такие карты называются *синоптическими*.

На первый взгляд синоптическая карта может показаться необыкновенно сложной. Но путаница линий, знаков и чисел представляет собой лишь запись постоянно меняющихся условий погоды, которые наблюдатель на станции может обозначить набором соответствующих цифр. Они отражают наиболее существенные черты общей картины погоды. По такой карте синоптик анализирует и прогнозирует погоду.

Один из наиболее ранних методов анализа и прогнозирования погоды основан на представлении о *воздушных массах*. Первоначально их считали почти однородными областями атмосферы и прежде всего областями с почти однородной температурой и влажностью. Вслед за норвежскими учеными метеорологи других стран до 30-х годов оперировали в основном однородными воздушными массами. Однако несколько позже с началом регулярных измерений в верхних слоях атмосферы роль однородности воздушных масс в исследовании текущей погоды уменьшилась. В то же время в описаниях особенностей климатов оказалось возможным использовать понятия о воздушных массах, различающихся по происхождению. Здесь неизбежные вариации





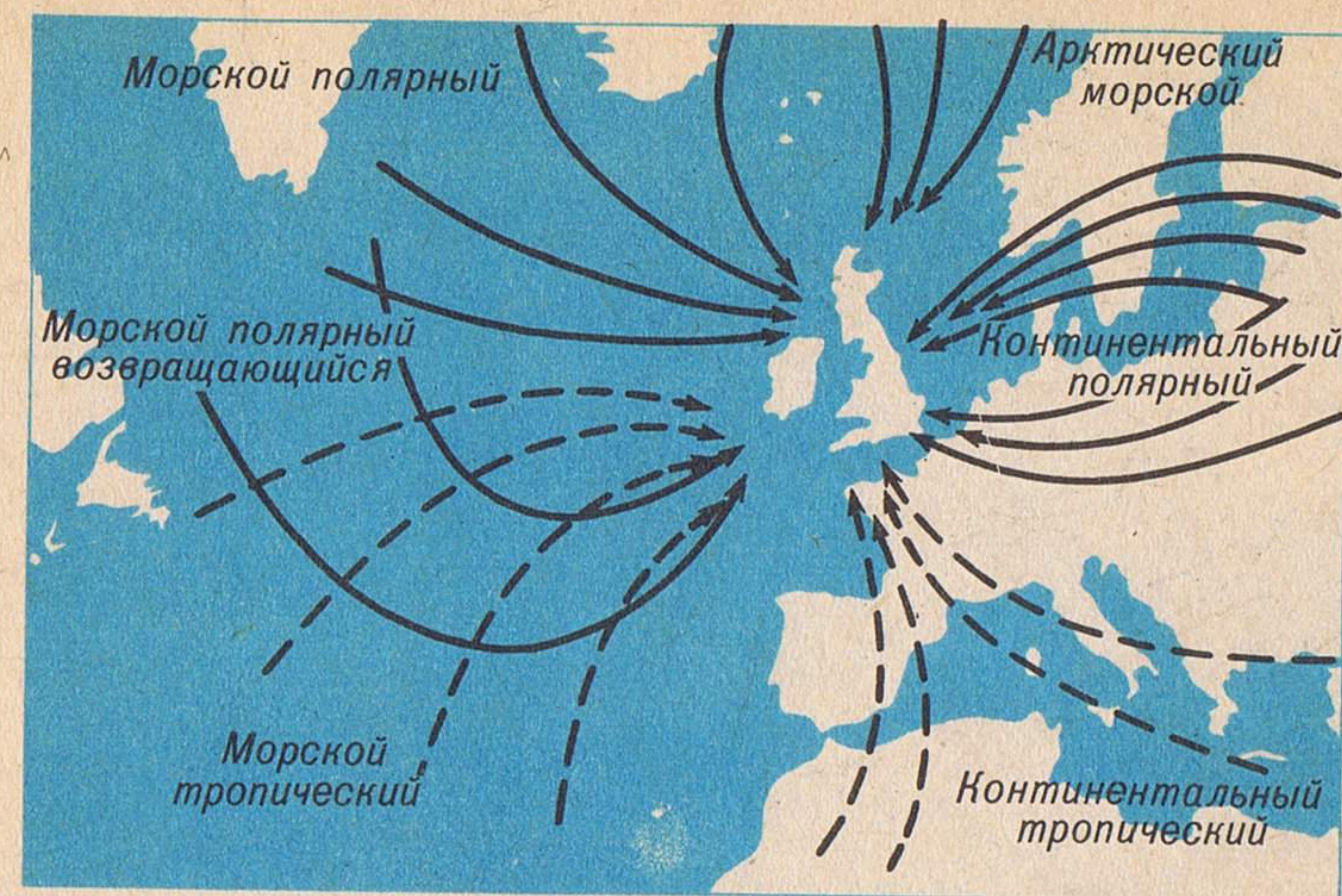
Районы формирования различных воздушных масс летом.

1—арктические воздушные массы приносят на Британские острова холодную дождливую погоду; 2—полярные континентальные обычно теплые и сухие; 3—полярные морские вызывают ливни на фоне ясной солнечной погоды; 4—тропические континентальные относительно редки в Англии, приносят жаркую сухую погоду с туманом; 5—тропические морские сопровождаются изнуряюще жаркой и влажной погодой с морским туманом у берегов; 6—экваториальные и 7—муссонные не влияют на погоду Англии.

сы, находясь длительное время над определенным районом, где нет сильных ветров, приобретают отличительные и довольно однородные особенности на всю толщину тропосферы вплоть до стратосферы. Но как только воздушные потоки увлекают массу от этого района — источника, на нее (вначале на нижние слои) начинают влиять иные условия. Воздушная масса, постепенно приобретая новые особенности, теряет свои прежние характеристики. В течение зимы Северная Америка находится под действием трех воздушных масс: полярной континентальной, формирующейся на севере Канады, полярной морской, приходящей с севера Тихого океана, и тропической морской с Мексиканского залива. Полярный континентальный воздух очень холодный, но в основном сухой в отличие от того, который приходит с подветренной стороны Великих озер или из зоны вынужденного подъема, скажем, над Аппалачами. Полярный морской воздух приносит много дождя к западным склонам Скалистых гор вплоть до Сьерра-Невады на юге Калифорнии. Но перевалив

температуры и влажности не столь существенны, как при описании погоды.

Сегодня климатологи всего мира используют ту же систему классификации воздушных масс, которую ввели синоптики. Воздушные массы помечаются буквами, чтобы показать место их происхождения, континентальность и характеристику (теплые или холодные): буквой А обозначают арктическую воздушную массу, П — полярную, Т — тропическую, Э — экваториальную. Буквой м обозначают морскую воздушную массу, к — континентальную, т — теплую, х — холодную. Например, символом кПх отмечается холодная воздушная масса, пришедшая из континентальных районов, расположенных в полярных широтах. Крупномасштабные воздушные мас-



Пути, по которым различные воздушные массы достигают Британских островов.

через горы, воздух становится суше и, опускаясь, адиабатически нагревается. Такие сухие горячие ветры, обычно дующие весной, называются чинук. Тропический морской воздух теплый и влажный, несет дожди, когда вынужден подниматься над горами или над клином более холодного и сухого воздуха. В южных и центральных районах США теплый влажный тропический морской воздух дает очень обильные ливни и грозы.

Англия окружена областями, являющимися источниками формирования воздушных масс со специфическими характеристиками. Зимой с севера Северной Америки и Гренландии к Британским островам приходит полярный воздух. Над Северной Атлантикой он нагревается и приходит в виде холодных неустойчивых, но не особенно влажных масс, которые дают ливни и снегопады. Воздух, втянутый в тыл исландского циклона, после длительного путешествия над теплыми просторами Атлантического океана может достичь Англии с юго-запада. Такой воздух называется *возвращающимся* полярным морским. В его слабо устойчивом нижнем слое толщиной около 500 м образуются слоистокучевые облака. Выше воздух неустойчив, в нем образуются кучевые облака над возвышенными местами. Летом иногда возникают сильные бури, когда облака и инверсия возвращающегося полярного морского воздуха разрушаются восходящими потоками теплого воздуха.

Холодный, более устойчивый воздух, приходящий из Арктики, называется *арктическим морским*, он приходит со снегопадами и метелями к северным и северо-восточным районам, осо-





Кучевые облака, образовавшиеся при вторжении полярной морской воздушной массы. Облака появляются утром, к полудню затягивают все небо и дают дождь. Рядом — когда приходят морские тропические воздушные массы, туман, распространяясь в глубь острова, начинает рассеиваться, например на берегу Северной Ирландии.

бенно сильными над возвышенностями. Полярный континентальный воздух приносит Британии ее жестокую зимнюю погоду. Когда он приходит в виде восточных ветров от антициклона, стоящего над восточной Европой и севером Советского Союза, температура в Британии колеблется около нуля. Температура опускается еще ниже, когда юго-восточные ветры дуют с холодных пространств Восточной Европы. Если восточные воздушные потоки проходят над Северным морем, они захватывают влагу, при этом вдоль восточного берега Англии из слоисто-кучевых облаков выпадает снег, прекращающийся в глубине острова. Летом полярный континентальный воздух обычно теплый и сухой, но если лето холодное, а воздух пересекает Северное море, над восточным берегом могут образовываться туманы и низкие слоистые облака.

Морской тропический воздух, достигающий Великобритании, формируется в квазистационарном антициклоне над Азорскими островами. Он приходит в виде теплого и влажного юго-западного ветра, несет низкие облака или туманы под задерживающим инверсионным слоем. Эта инверсия, образованная опусканием и растеканием воздуха вблизи земной поверхности, обычно располагается на высоте около 1 км; выше нее воздух чист и сух. Зимой морской тропический воздух сопровождается пасмурной сырой погодой с образованием изморози и тумана на холмах. Морской тропический воздух летом теплее, чем зимой, и тогда днем остров нагревается достаточно сильно, чтобы разрушить слоистые облака. Воздушные потоки становятся неустойчивыми

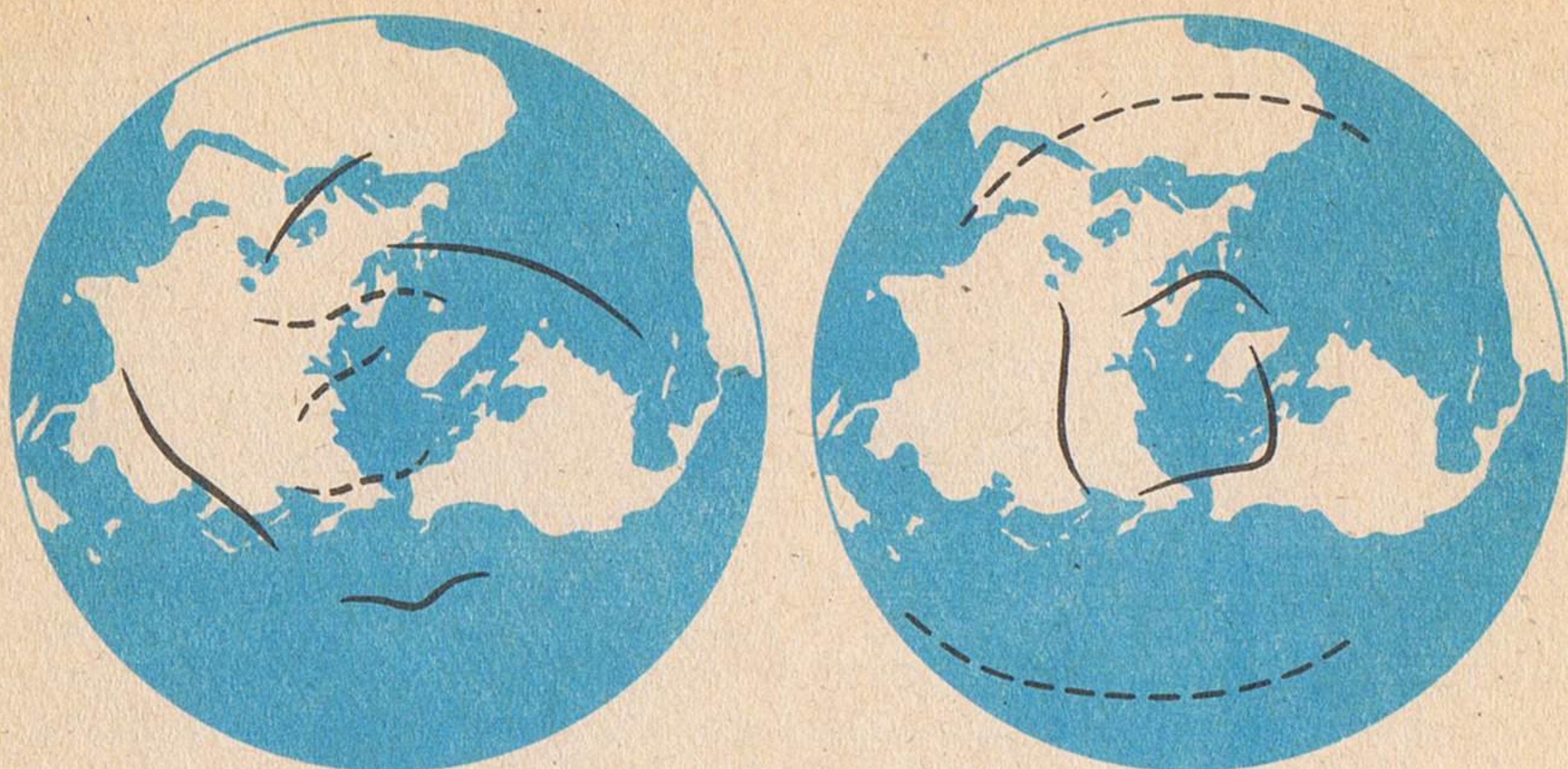
и дают сильные ливни иногда с градом и грозой, особенно на юго-востоке Англии. Континентальный тропический воздух с севера Африки является редким гостем в Англии. Что касается горячего, пыльного, но преимущественно сухого воздушного потока, то он является причиной некоторых памятных, но обычно непродолжительных волн тепла.

Когда воздушные массы различной температуры и влажности приходят одновременно, они стремятся сохранить свои особенности. Между массами возникает пограничная зона, или *фронт*. Раньше предполагали, что фронты (их впервые детально изучил норвежский ученый В. Бьеркнес, его сын Я. Бьеркнес и их коллеги между 1910 и 1920 гг.) являются резкими разрывами в плотности. Сегодня их считают скорее зонами очень сильного температурного градиента, образованного медленным перемещением соседних масс воздуха, обладающих различными характеристиками. Фронтальные зоны оказались много сложнее по своей структуре, чем предполагалось ранее.

Когда две несмешивающиеся жидкости налиты в один сосуд, то наиболее легкая стремится находиться выше тяжелой и их разделяет горизонтальная поверхность разрыва. В атмосфере теплый, менее плотный воздух отделен поверхностью разрыва от холодного, более плотного воздуха, хотя их *фронтальная зона* не горизонтальная, а наклонная. Холодный воздух в виде клина располагается под теплым воздухом. Наклон фронтальной зоны очень невелик, обычно тангенс угла наклона меняется от  $1/25$  до  $1/300$  (средний наклон в средних широтах обычно около  $1/100$ ), поэтому в верхних слоях тропосферы фронт располагается на расстоянии около 800 км от фронта на поверхности земли. Ширина фронтальной зоны со временем растет, обычно зона имеет толщину примерно 2 км по вертикали, а ее горизонтальная протяженность меняется от 40 до 500 км; фронты, нанесенные на карту погоды, показывают только общее положение пограничных зон между воздушными массами с различной температурой и влажностью.

На земном шаре можно выделить несколько климатических фронтальных зон, хоть ни одна из них не опоясывает полностью какое-нибудь полушарие. Они резче проявляются над океанами, где меньше случайных факторов, способствующих размыванию фронтов. *Арктический фронт* разделяет массы арктического и полярного морского или полярного континентального воздуха. Он возникает главным образом зимой над северными районами Атлантического и Тихого океанов. Летом он ослабевает и существует только в очень высоких широтах. *Полярный фронт* (фронт умеренных широт) разделяет массы полярного морского (или полярного континентального) и тропического морского воздуха над северными и южными районами Тихого и Атлантического



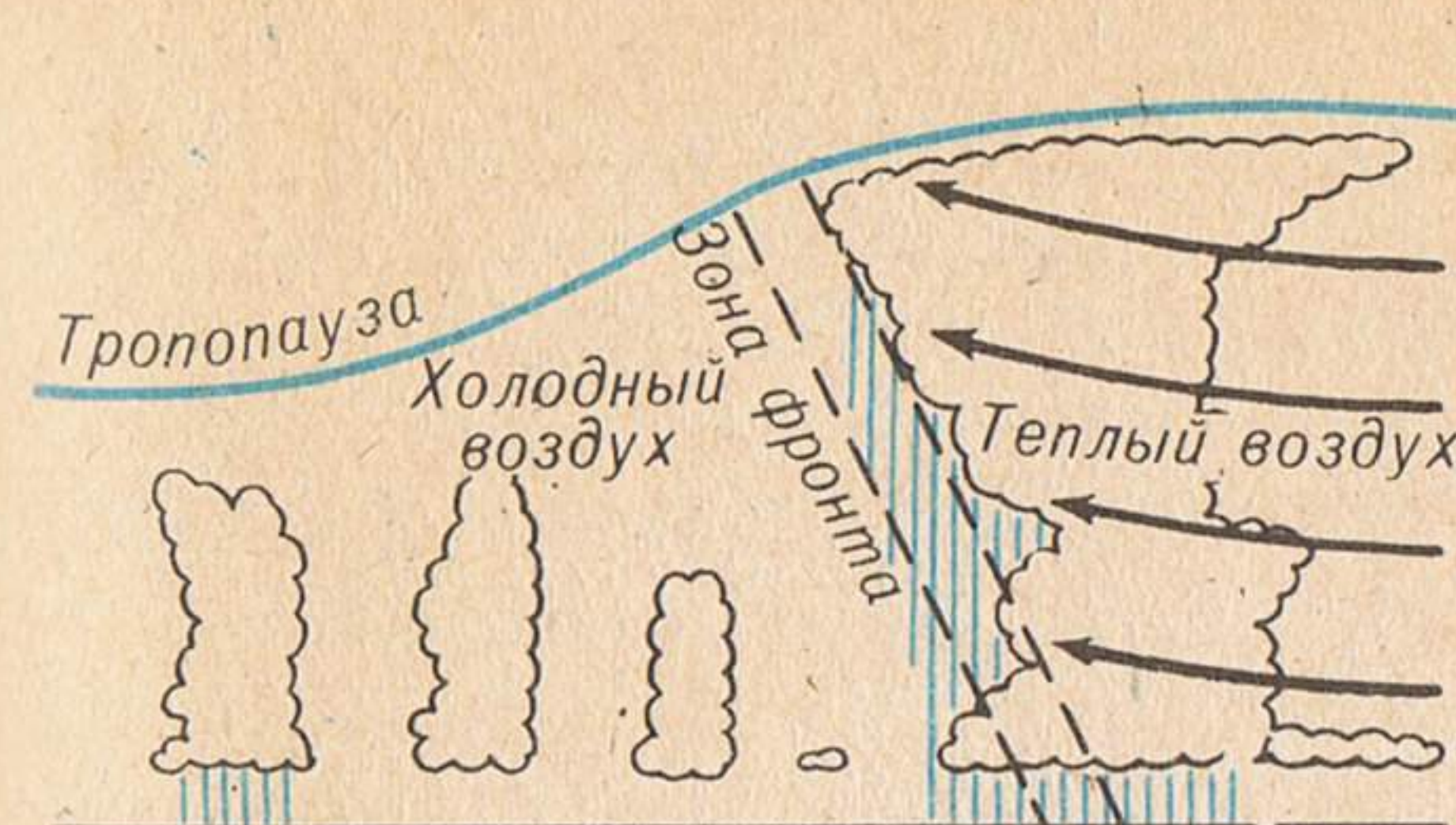


Положение основных фронтальных зон зимой в северном полушарии.

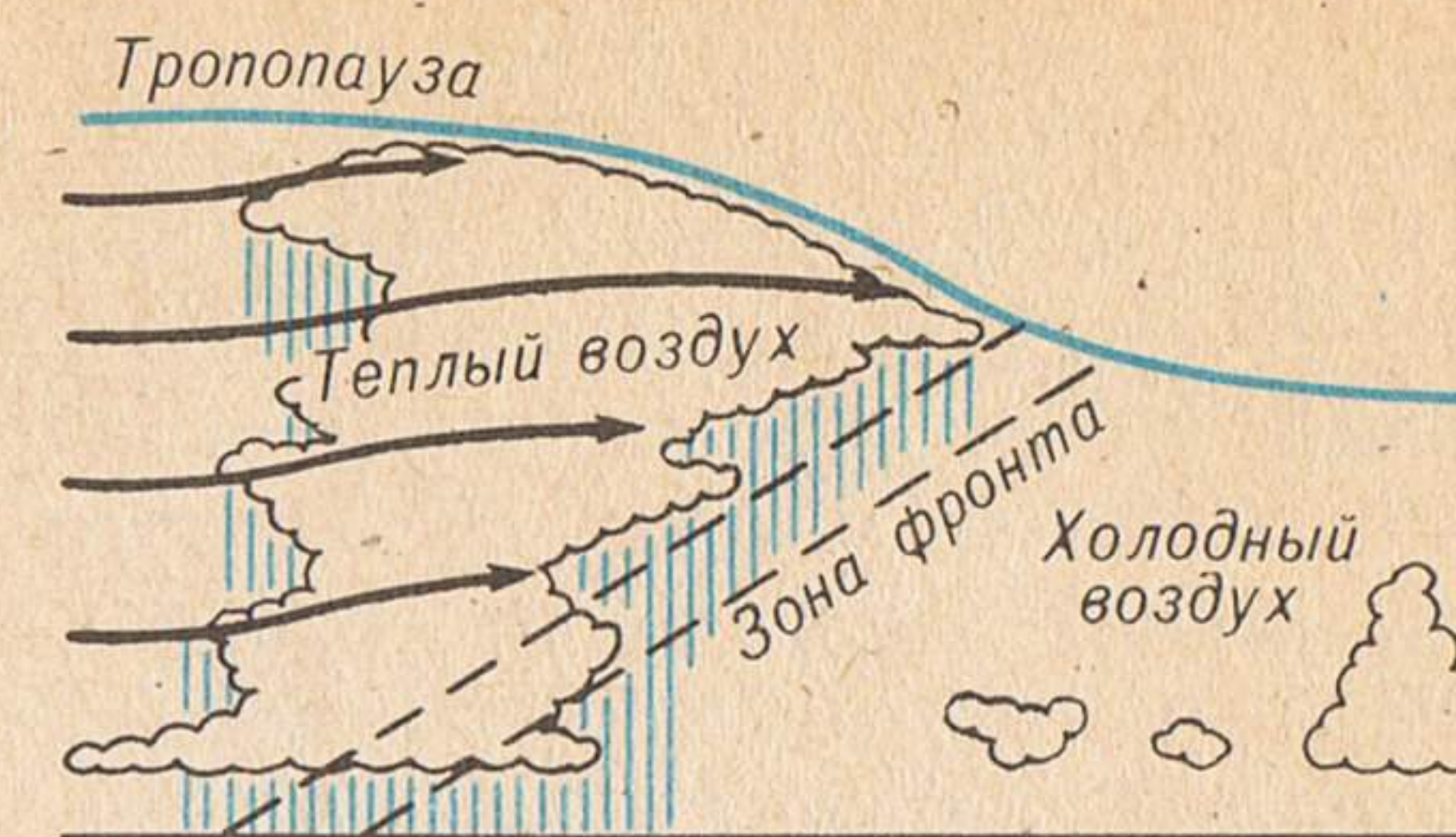
Положение основных фронтальных зон летом в северном полушарии. Прерывистая линия показывает зоны межтропической конвергенции.

океанов и расположен между континентами. Зимой он очень интенсивен и смещен ближе к экватору. Зимой над Средиземным морем образуется *средиземноморский фронт*, на котором полярный континентальный воздух из Европы встречается с тропическим континентальным воздухом из Северной Африки. *Внутри-тропический фронт*, или *зона конвергенции* (о которой упоминалось в главе 4), возникает при встрече пассатов двух полушарий и совпадает с поясом неустойчивости и сильных дождей.

Движение фронтов и связанных с ними масс воздуха определяется распределением давления и ветрами. На *холодном фронте* массы теплого воздуха замещаются более холодным воздухом, на *теплом фронте*, наоборот, поток холодного воздуха замещается теплым воздухом. Обычно ветры изменяют направление при прохождении через фронт. В северном полушарии ветер вращается вправо, т. е. его поворот соответствует движению по часовой стрелке и примерно пропорционален контрасту температур на фронте. Вертикальные движения воздуха в области фронта определяют характеристики фронтальной погоды. Если теплый воздух поднимается по отношению к фронтальной зоне, фронт называется *анафронтом*, если теплый воздух опускается — *катафронтом*. Практически один и тот же фронт может быть на разных уровнях ана- и катафронтом. Однако, даже учитывая эту сложную структуру, а также историю развития фронтов, полезно дать определение этим четырем стандартным типам фронтов в умеренных широтах, одновременно подчеркнув, что не



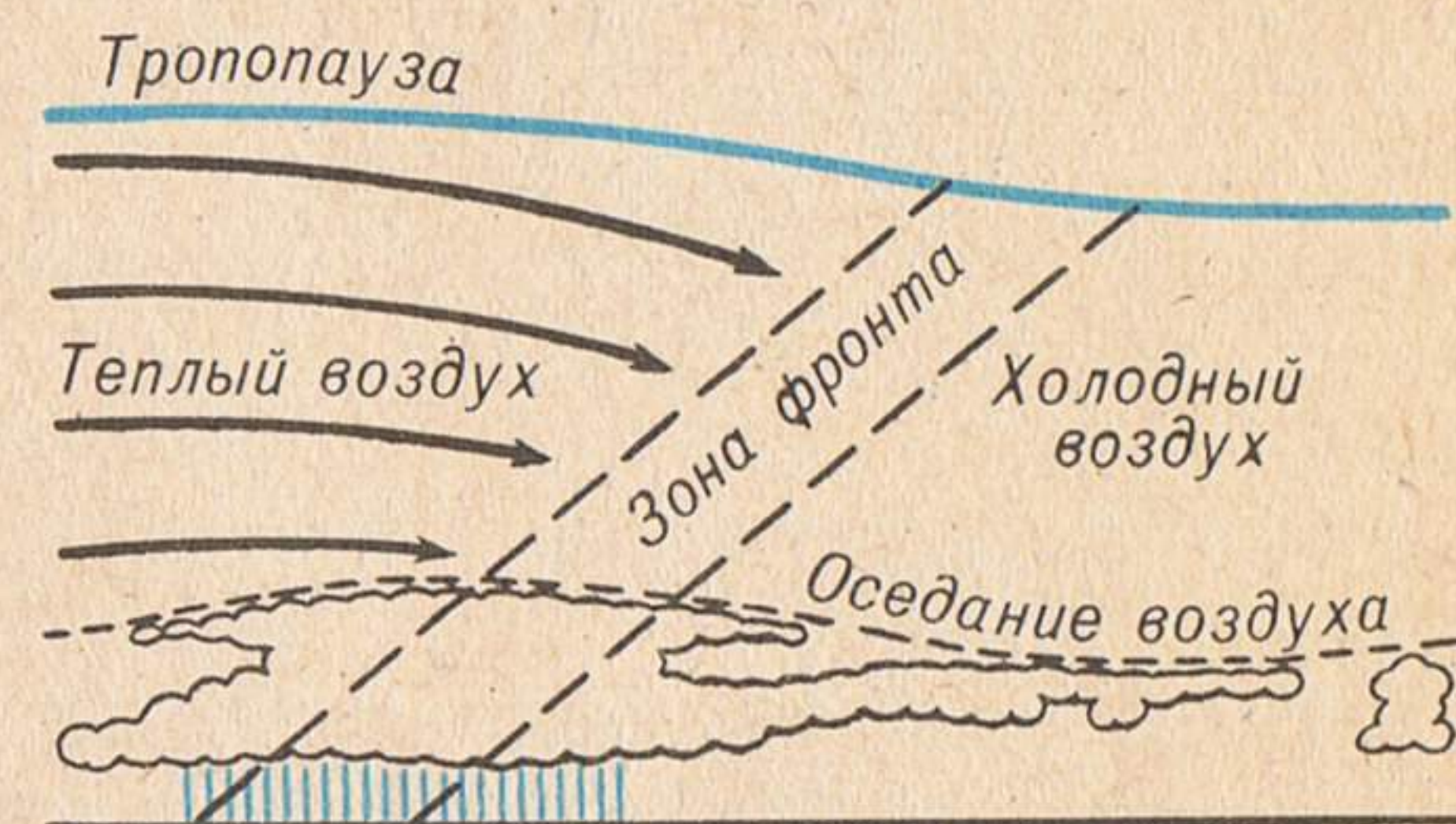
Холодный анафронт в Великобритании возникает главным образом зимой. Стрелки указывают движение теплого воздуха относительно фронта, но фронт движется и сам — наступает холодный воздух.



Теплые фронты имеют больший наклон, чем холодные. Теплый анафронт несет обильные осадки в полосе шириной до 1000 км.



В холодном катафронте холодный воздух прокладывает себе путь под более теплый воздух, как в анафронте, но теплый воздух стремится опуститься вблизи зоны фронта. Холодный фронт относительно крутой, может иметь ширину всего 200—300 км.



По мере того как массы теплого воздуха продвигаются и поднимаются над холодным воздухом, образуются слоистые облака. Теплый катафронт сопровождается продолжительным, но обычно несильным дождем; иногда в тонком слое холодного воздуха образуется туман.

существует типичной погоды на фронте, — каждый фронт является уникальным.

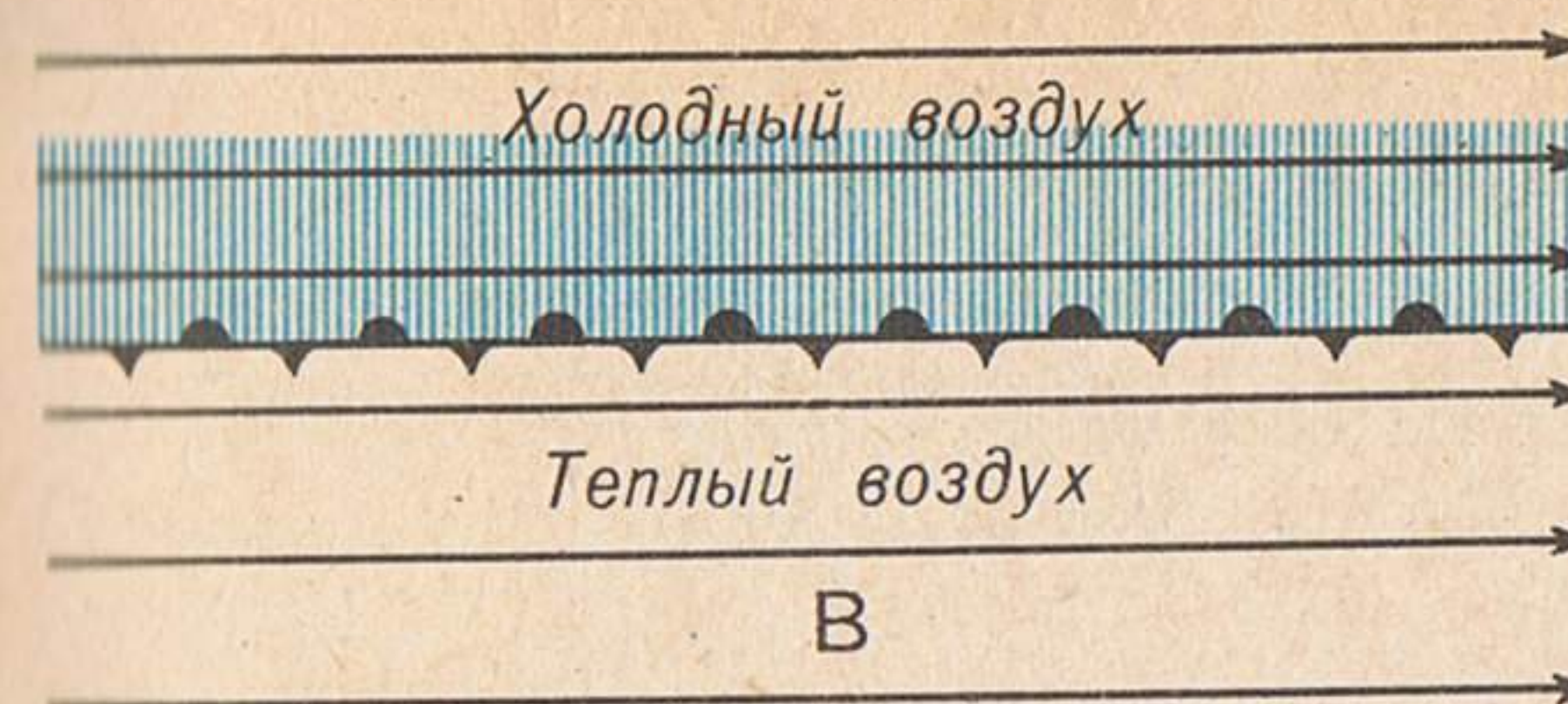
Как и фронты, фронтальные депрессии были впервые описаны Я. Бьеркнесом и его сотрудниками в Норвегии, вскоре после окончания первой мировой войны. И даже через полвека его оригинальные диаграммы еще появляются в бесчисленных книгах по метеорологии как блестящее доказательство тщательности его исследований и большой проницательности. Однако позднейшие открытия (особенно наблюдения в верхних слоях атмосферы) до некоторой степени изменили представления Бьеркнеса.



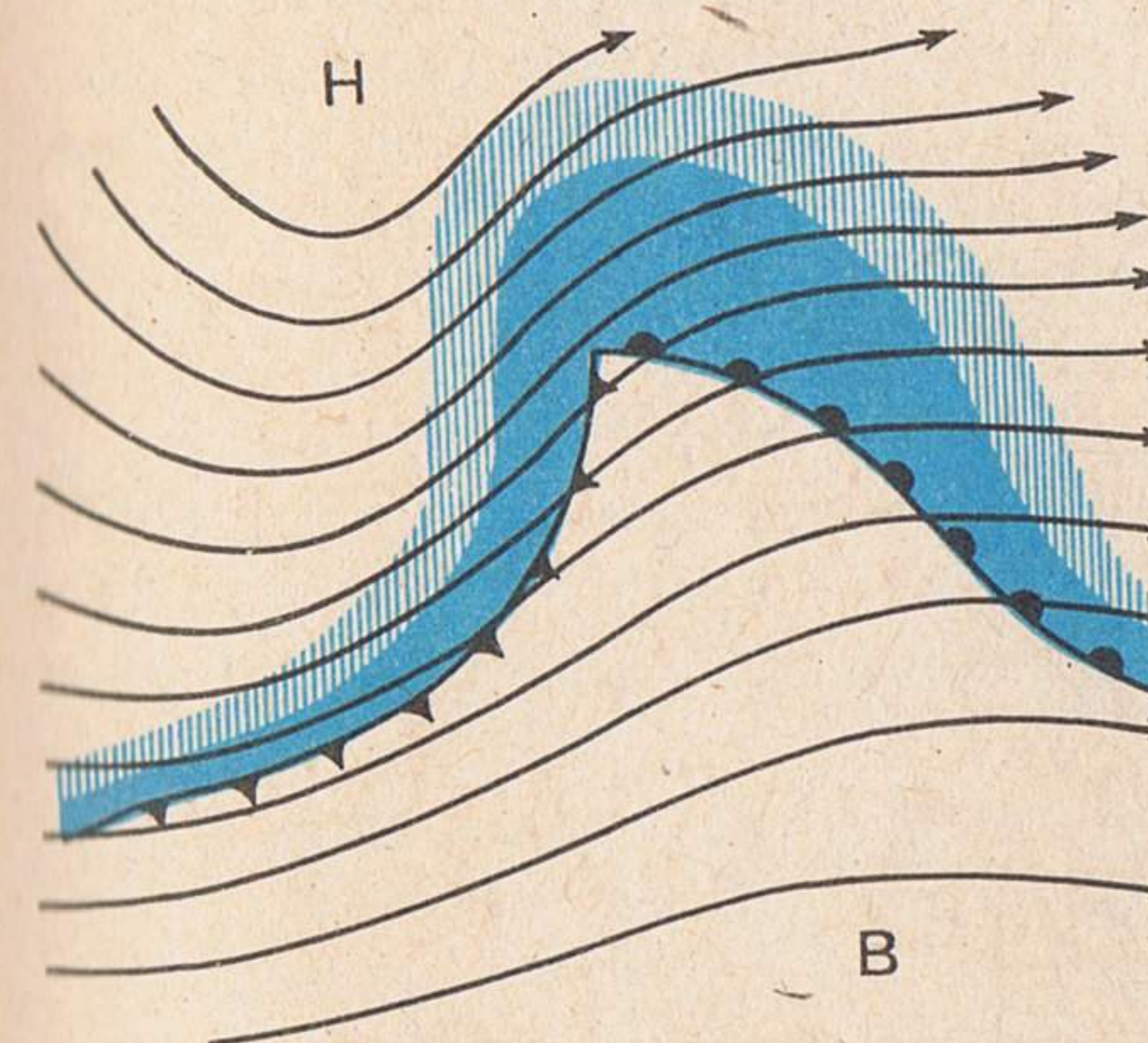
Описывая события, ведущие к появлению фронта, Бьеркнес и позже Тор Бергерон исходили из того, что на полярном фронте возникают волны, подобные волнам на поверхности океана, своеобразной границе между водой и воздухом. Волны на воде, однако, обязаны порывам ветра, тогда как в атмосфере в случае образования фронта участвует значительно больше факторов (вращение Земли, циркуляция ветра и т. п.). Особенности развития циклона остаются все еще тайной, хотя и получено много важных сведений за последние десятилетия. Но до того как мы рассмотрим некоторые из этих особенностей, познакомимся с событиями, которые предшествуют развитию депрессии в барическом поле и развитию фронта.

Возьмем полярный фронт, который обычно движется с юго-запада на северо-восток через Атлантический (и Тихий) океан и отделяет полярный континентальный воздух от полярного морского.

Первый обычно расположен над континентом северо-западнее фронта, второй — над океаном. Иногда холодные и теплые воздушные массы движутся в противоположных направлениях, но чаще всего обе воздушные массы движутся с юго-запада на северо-восток. На фронте, обычно в западной его части, развивается вначале небольшая выпуклость, или волна, которая постепенно начинает проникать в массу холодного воздуха. Затем эта волна движется вдоль фронта приблизительно с той же самой скоростью, что и теплый поток воздуха, при этом вблизи гребня волны теплого воздуха давление падает на несколько миллибар. Если волна сохраняет малую амплитуду, она может пробежать до 1000 км за один день. Такая волна называется *устойчивой*. *Неустойчивые* волны протяженностью более 500 км развиваются со временем в большие волны и давление у гребня волны может сильно падать по мере развития волны. Теплый и легкий воздух, проникая в холодную массу, «всплывает» наверх, вытесняемый холодным воздухом,двигающимся у поверхности земли. Передним краем теплый воздух натекает на холодный, и в циклоне появляется теплый фронт. В тыловой же части на выступ теплого воздуха наползает холодный воздух и это приводит к формированию холодного фронта. Движение теплых масс вверх приводит к падению давления и усилению циклона. Вокруг области развитых вертикальных движений ветры вращаются против часовой стрелки. Циклон в результате своего развития начинает двигаться по некоторой (часто довольно сложной) траектории. Путь циклона очень близок к направлению изотерм (линий равной средней температуры) на уровне примерно 5 км над землей. Вначале развития циклона изотермы тянутся с юго-запада на северо-восток, а в конце его развития, перед разрушением, они идут с юга на север.



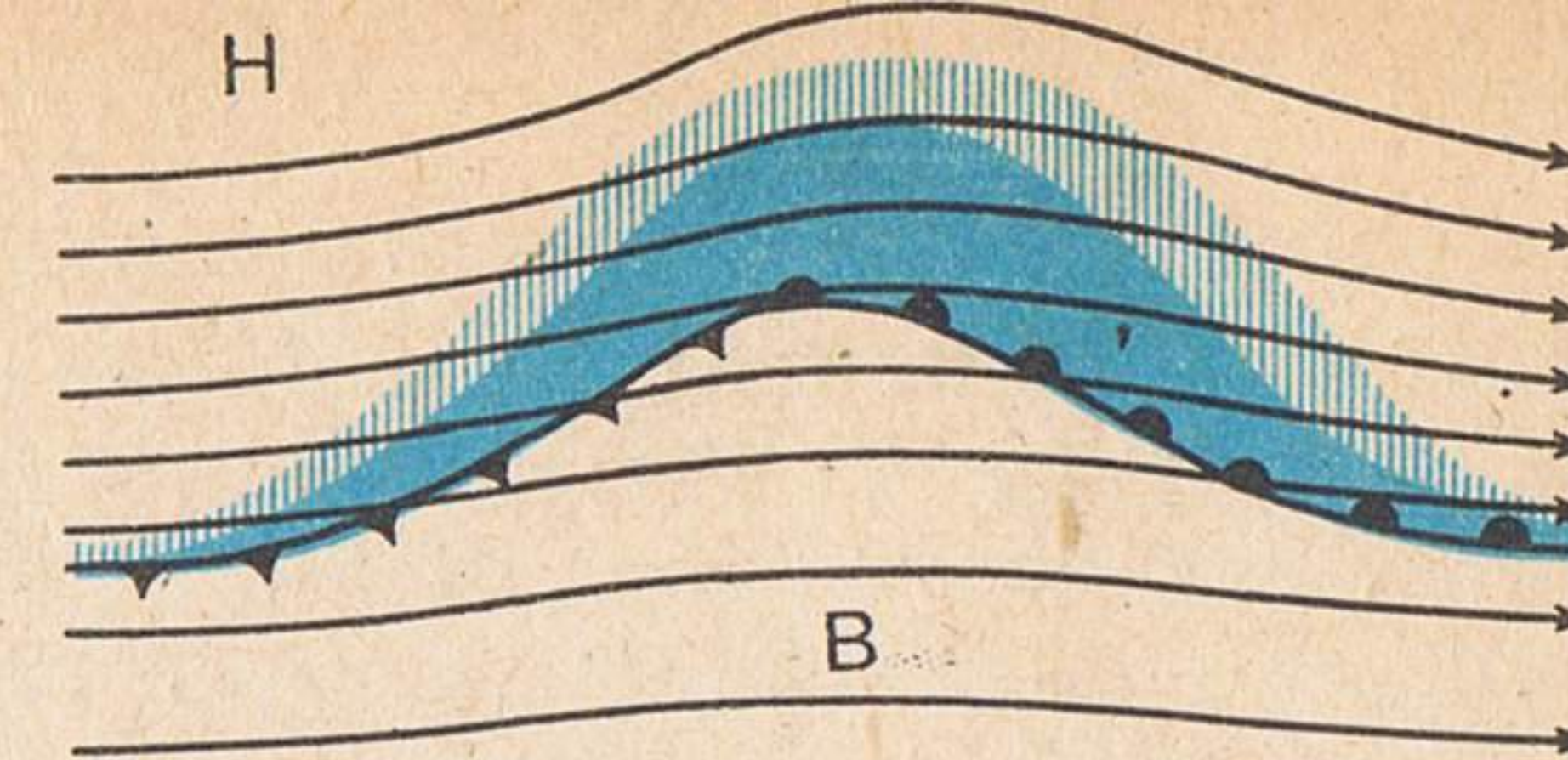
Когда теплая масса воздуха соприкасается с холодной (в этом месте возникает разрыв ветра), часто образуется циклон. Обычно обе воздушные массы движутся в одном направлении, но появление волны возможно и в том случае, когда они движутся в противоположных направлениях.



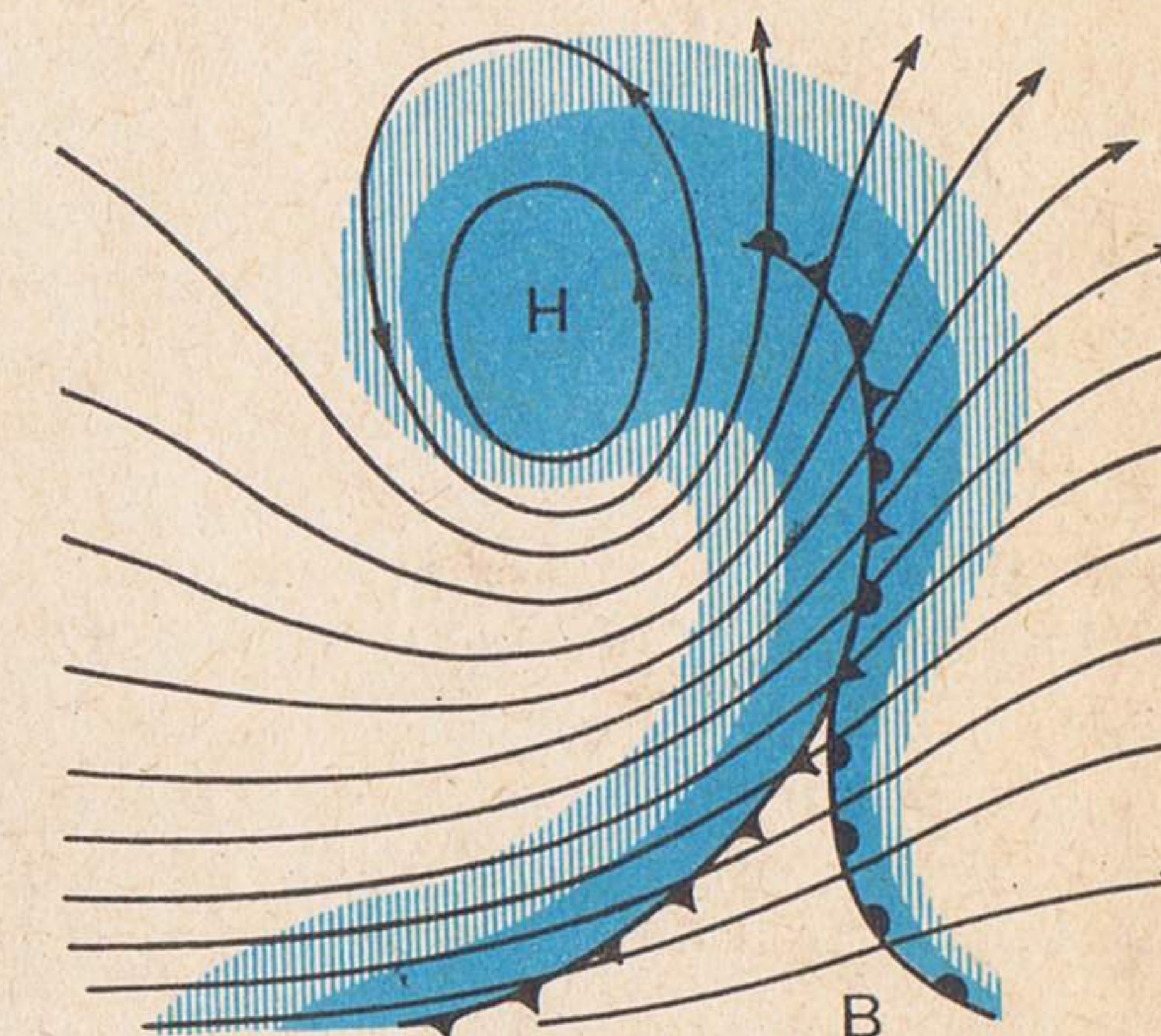
Волна приобретает форму клина; холодный фронт (слева) постепенно догоняет медленнее движущийся теплый фронт. Холодный воздух вытесняет более теплый воздух вверх, при этом образуются облака, дающие снег или дождь.



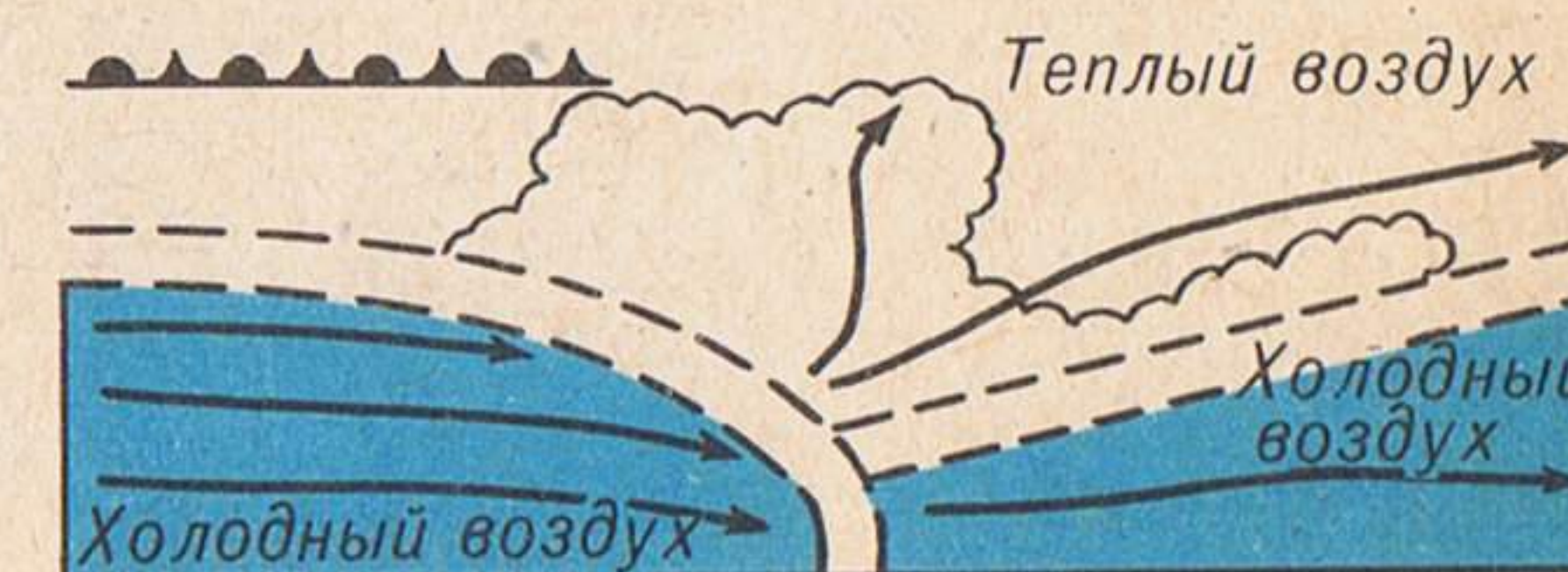
Поперечный разрез циклона. Холодный воздух в тылу (слева), причем теплый воздух поднимается вверх между теплым и холодным фронтами.



Небольшая выпуклость теплого воздуха развивается и вдаётся в холодный воздух. У вершины волны образуется область несколько пониженного давления; начинает развиваться циклон.



Когда сливаются два фронта, теплый воздух смещается вверх и образуется окклюзия. Воздух вращается вокруг области низкого давления. Циклон может иметь диаметр до 1500 км.



Воздух позади холодного фронта часто значительно холоднее, чем перед теплым фронтом. Этот более холодный воздух, контактируя с менее холодным, образует фронтальный раздел, называемый фронтом окклюзии.

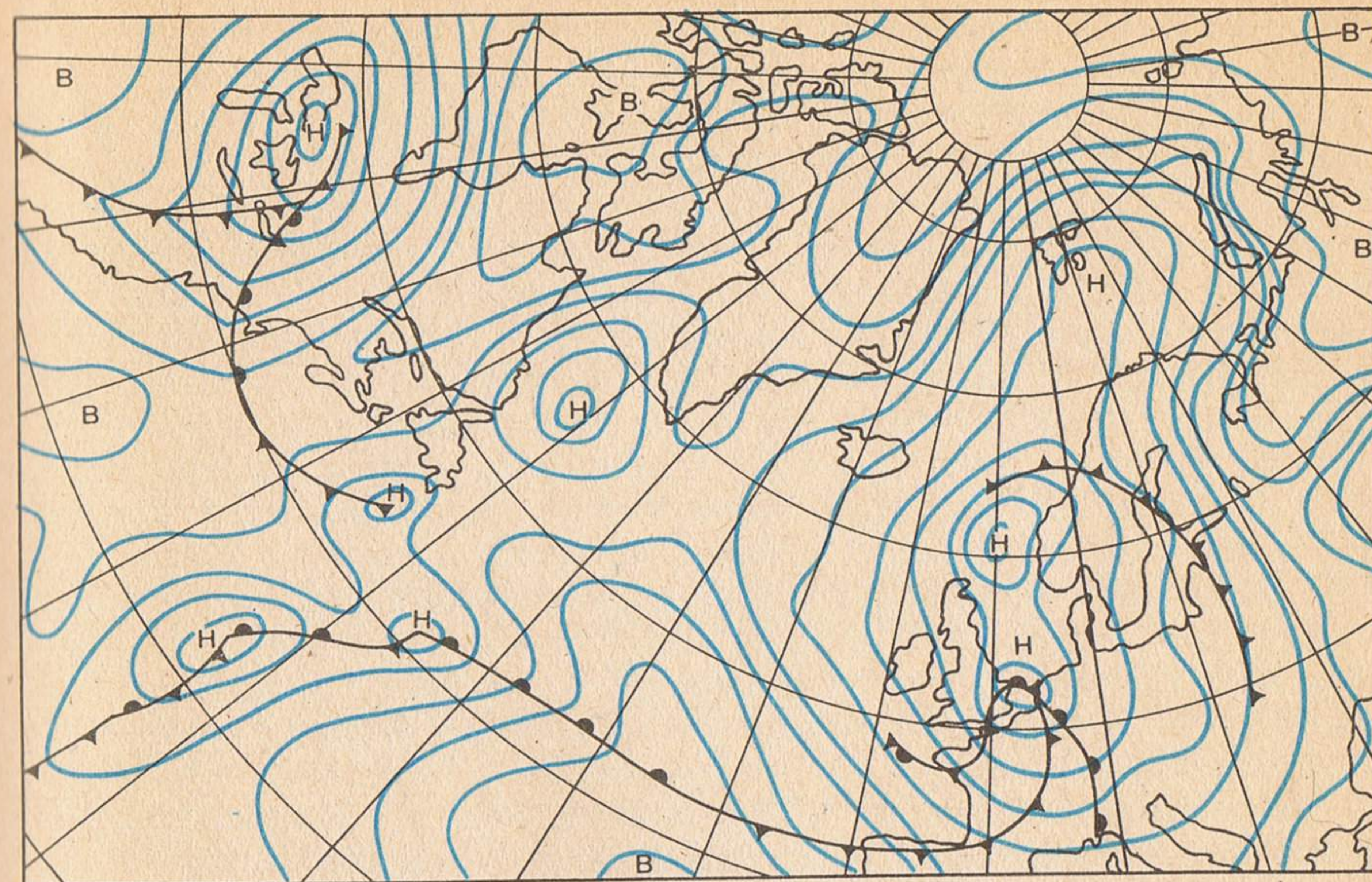


Так как холодный фронт в тылу циклона движется быстрее, чем идущий впереди теплый фронт, теплый сектор со временем сокращается, а теплый воздух поднимается над холодным. В конце концов холодный фронт настигает теплый фронт и соединяется с ним. Соединение двух холодных масс (одна была перед теплым фронтом, другая — позади холодного) приводит к тому, что появляется фронт окклюзии. Если холодный воздух в тылу циклона холоднее, чем воздух в передней части циклона, то образуется фронт окклюзии по типу холодного. Сравнительно редко, когда над Европой располагается холодный полярный континентальный воздух, а в тыл циклона попадает воздух, нагретый над океанами, образуется теплый фронт окклюзии. Большая часть циклонов, проходящих над Британией, по крайней мере частично окклюдирована, а южная часть страны пересекает почти равное число холодных, теплых и окклюдированных фронтов. Окклюзия — это обычно довольно слабый фронт, часто вызывающий лишь увеличение облачности и легкий дождь. Сам же циклон с четко выраженным теплым центром продолжает углубляться, и в результате возникают сильные ветры. Через некоторое время циклон ослабевает, часто вследствие блокирования антициклонов впереди. Его скорость и направление движения становятся неустойчивыми, ветры приобретают слагающую, направленную к центру циклона, который в конце концов заполняется и исчезает.

Мы уже описали типы погоды, которые следует ожидать в зоне фронта. Вблизи центра зрелого циклона теплый фронт — это обычно анафронт с поднимающимся воздухом, холодный фронт — катафронт с опускающимся теплым воздухом (к удивлению для большинства людей). Наибольшее количество облаков и дождя наблюдается, как правило, вблизи теплого фронта, но на некотором удалении от холодного фронта.

В теплом секторе циклона медленно поднимающийся воздух приводит к появлению хотя и тонких, но занимающих обширное пространство слоистых и слоисто-кучевых облаков, которые могут давать морось вблизи центра циклона. В полярном воздухе образуются отдельные кучевые облака, а в тылу циклона кучево-дождевые. Циклоны более интенсивны зимой, когда они проникают далеко на юг. За 24 часа ветер может достичь силы шторма, изменить направление на  $180^\circ$  и затем почти полностью стихнуть.

Вообще полярный фронт обычно изрезан серией или семейством из четырех, пяти и более волн, находящихся в различной стадии развития (более молодые — на западе, и более зрелые — на востоке). Такую серию циклонов может связывать общий фронт, причем теплый тропический воздух на высотах может проходить последовательно через центры многих циклонов. Часто,



Несколько упрощенная синоптическая карта с семейством циклонов. Такие семейства часто образуются над океанами.

особенно на западе фронтальной системы, циклоны разрушаются затоками полярного воздуха, который прорывается даже в субтропическую зону. Это явление также могут осложнять небольшие, обычно устойчивые волны, движущиеся с запада на восток. Возникновение, развитие и разрушение теплых и холодных фронтов в циклонах представляет особый интерес для синоптика, поскольку именно в зоне фронтов выпадают осадки, изменяется температура и режим ветра. Если бы не было циклонов, не было бы резких изменений погоды.

Большая часть циклонов в умеренных широтах образуется на полярном фронте, но бывают часто и нефронтальные циклоны. Их формирует одна воздушная масса и они могут иметь различные размеры. Одной из причин возникновения таких циклонов является высокая дневная или летняя температура и падение давления над сушей и морем. Они называются *термическими циклонами*. Самые большие из них, образующиеся, например, летом на севере Индии, определяют циркуляцию над целым континентом, самые мелкие, слабые и недолговечные, часто существуют лишь несколько часов.

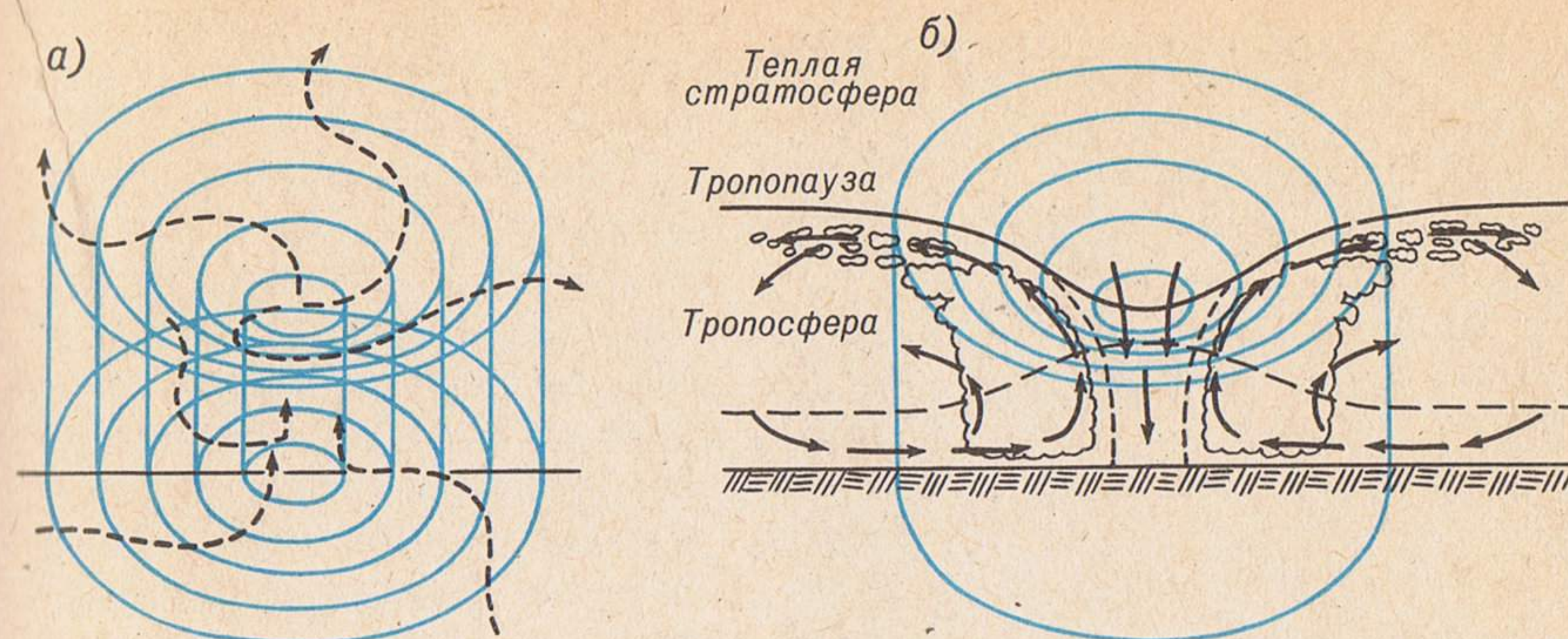
Полярные циклоны также относятся к нефронтальным. Они образуются при местном нагревании в устойчивом полярном воздухе, движущемся над теплым морем и иногда над сушей.



Так как нагревание является длительным, циклоны эти глубже и сохраняются дольше, чем другие нефронтальные циклоны. Часто они возникают в тылу циклона со зрелым или окклюдирующим полярным фронтом и образуют вторичные циклоны, которые вращаются вместе с потоком воздуха вокруг первоначального циклона, называемого первичным. *Подветренные циклоны*, которые иногда называют *орографическими*, — это другой тип нефронтального циклона. Установлено, что они формируются в воздушных потоках с подветренной стороны высоких горных хребтов, например Скалистых гор, а также Французских и Итальянских Альп. В этих областях может образоваться и фронтальный циклон. Эти циклоны напоминают своеобразные водовороты, возникающие в потоке воды, огибающем камень. Например, над Северной Итальянской равниной зимой часто образуются так называемые *генуэзские циклоны*, когда влажный воздух со Средиземного моря пересекает Альпы. И на север Италии, и в более восточные от Альп области эти циклоны приносят холодную и дождливую погоду.

Образованию циклона у поверхности земли обычно предшествует отток воздуха из этого района в верхней тропосфере — дивергенция воздуха. Если дивергенция на верхних уровнях сильнее конвергенции, которая существует у поверхности земли, то развивается циклон. Другим важным фактором в развитии циклонов является неустойчивость воздуха. Если приземная конвергенция возникает во фронтальной зоне и районе неустойчивости, то развиваются особенно сильные циклоны. Местные факторы, воздействуя здесь таким образом на общую циркуляцию, усиливают вероятность появления глубоких депрессий. В таких условиях депрессия может стать настолько мощной, что ее влияние достигнет нижних слоев стратосферы. Это обычно характерно для зрелой стадии развития циклона. Заполнение, окклюдирование и разрушение циклона часто вызывается отсутствием существенной дивергенции масс на высоких уровнях и сильной конвергенцией в нижней тропосфере. Как правило, через три — шесть дней циклон исчезает.

Гигантские перемещающиеся циклоны в средних широтах, составляющие в диаметре 2500—3000 км, не имеют себе подобных в тропиках. В тропических областях образуются свои типы возмущений. Например, тропический циклон. Он периодически возникает в тропиках над океанами и приносит штормовую, самую ужасную погоду, которая возможна на земле. Тропический шторм называется *ураганом* в западной Индии и южной части Соединенных Штатов, *циклоном* в Индийском океане, *тайфуном* в Китайском море и *вилли-вилли* в северной Австралии. Тропические циклоны выглядят на синоптических картах как очень глубокие впадины диаметром от 80 до 500 км, образован-



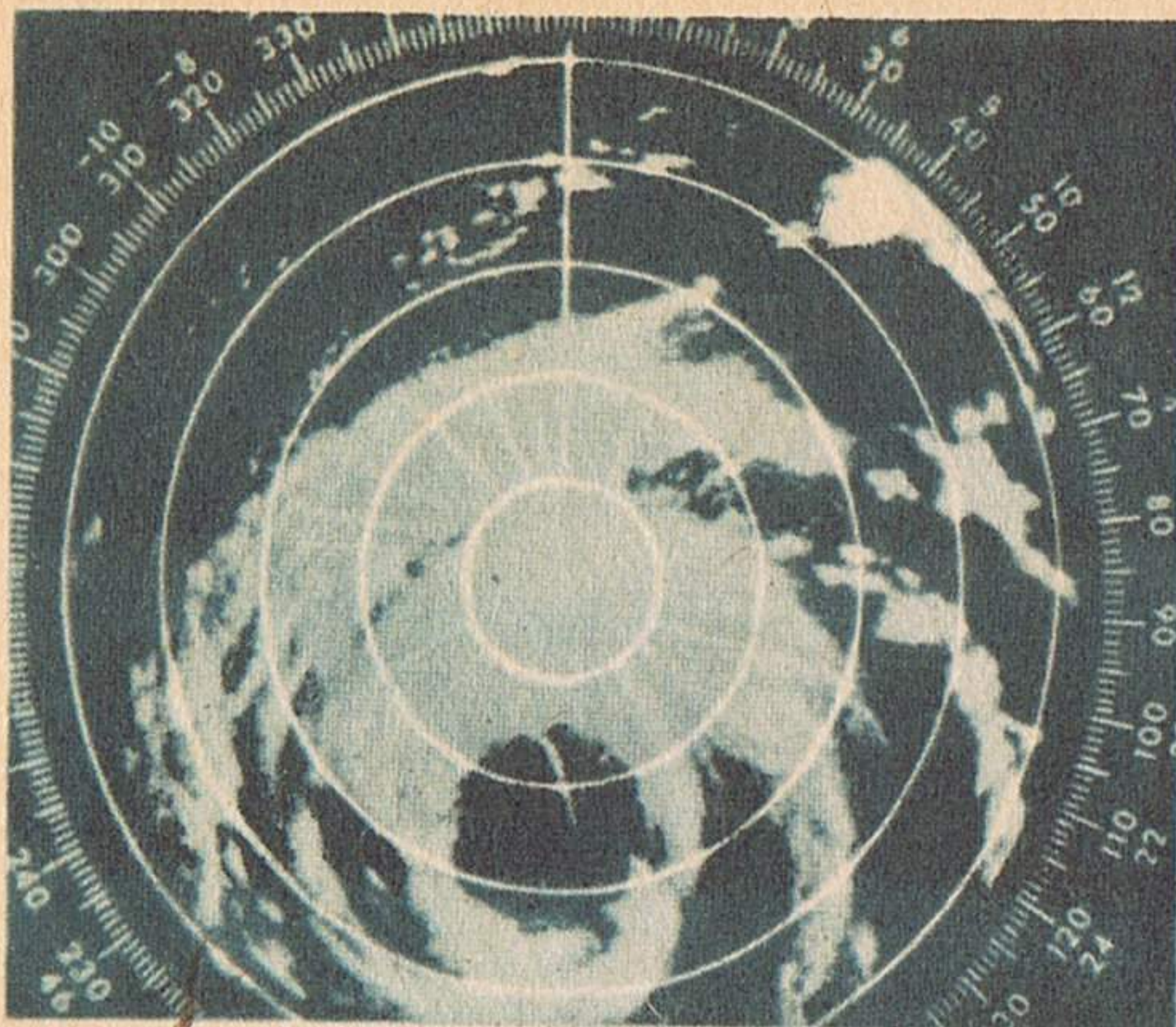
Слева — модель типичного циклона с характерной областью низкого давления в центре. Справа — схема движения воздуха в циклоне.

ные почти только круговыми изобарами. Неудивительно, что до использования радиолокаторов было мало что известно о структуре этих ужасных штормов, способных расшвыривать корабли и самолеты как пробки, уничтожать посевы и здания, затоплять речные долины и прибрежные районы.

Тропические штормы пронизывают всю толщу тропосферы снизу доверху. Быстрая конвергенция воздуха, закручивающегося внутрь тропического циклона в нижней тропосфере, скоро заполнила бы область низкого давления, если бы отсутствовал подъем воздуха равной интенсивности и дивергенция его в верхних слоях тропосферы. На этой высоте градиент давления слабее, чем у земной поверхности, но центробежная сила приводит к тому, что частицы воздуха, поднимаясь, выбрасываются из области тропического циклона. Эта дивергенция уравнивается опускающимся воздухом в верхних слоях тропосферы и нижних слоях стратосферы в центре тропического циклона, или в «глазе» шторма. У поверхности земли наблюдатель, оказавшийся в центре тропического циклона, обнаруживает необычайно тихую и теплую погоду, безоблачное небо. Это центральная спокойная зона, не более чем 15—50 км в поперечнике, окружена амфитеатром кучево-дождевых облаков, из которых выпадает ливень, сопровождаемый ветрами скоростью до 300 км/ч, а иногда и более. Ветры и дождь особенно сильны в радиусе 150 км от центра. Здесь обычно за 24 часа выпадает до 15 см осадков, но и 25 см не являются необычными для этой зоны. В верхней тропосфере кристаллические наковальни кучево-дождевых облаков расходятся в стороны от середины тропического циклона.

Тропические штормы теперь легко прослеживаются с помощью локаторов и искусственных спутников Земли. Задача службы предупреждения упрощается тем, что тропические шторм-





Ураган Бетси, пронесшийся над Америкой в 1965 г., на экране радиолокатора. Хорошо виден безветренный глаз, окруженный штормовыми ветрами и турбулентными облаками.

Самые новые теории происхождения тропических штормов отвергают старое объяснение, связывающее их появление с волнами на тропическом фронте. Наиболее широко принятое объяснение принадлежит американскому метеорологу Джоан Малкус (Симпсон), которая предположила, что ураганы развиваются в областях конвергенции и большой неустойчивости атмосферы, берут свое начало из мелких волновых возмущений, движущихся через пассаты с востока на запад. Случайно эти волны могут разрушить инверсию, которая в зоне пассатов обычно наблюдается на высотах 2—3 км. Восточные волны могут образовывать замкнутый вихрь с низким давлением, особенно в тех случаях, когда в верхней тропосфере существуют благоприятные условия для дивергенции воздуха. Такие возмущения сопровождаются ветрами и ливнями, но только некоторые из них развиваются в настоящие штормы. Они, вероятно, возникают, когда опускающийся воздух в центре шторма образует теплый глаз циклона, но никто не знает, почему и как это происходит.

От циклонов мы перейдем к антициклонам — областям высокого давления, в которых ветры в северном полушарии циркулируют по часовой стрелке (против часовой стрелки — в южном полушарии). Вследствие равновесия сил, которые вызывают ветер, антициклоны никогда не бывают столь малыми или столь интенсивными, как большинство циклонов. Вообще их диаметр достигает нескольких тысяч километров. Вблизи центра дуют очень слабые, переменные по направлению ветры. В отличие от

мы обычно движутся вокруг западной периферии субтропических антициклонов над океанами обоих полушарий. Только южная часть Атлантического океана свободна от таких штормов, вероятно, по причине относительно холодной водной поверхности. Большинство штормов, покидая тропики, теряет свою силу, но иногда они проникают глубоко в умеренные широты, вызывая там значительные разрушения. Например, осенью 1954 г. ураганы Эдна, Карел и Хазель вызвали огромные разрушения на востоке Соединенных Штатов и Канады.

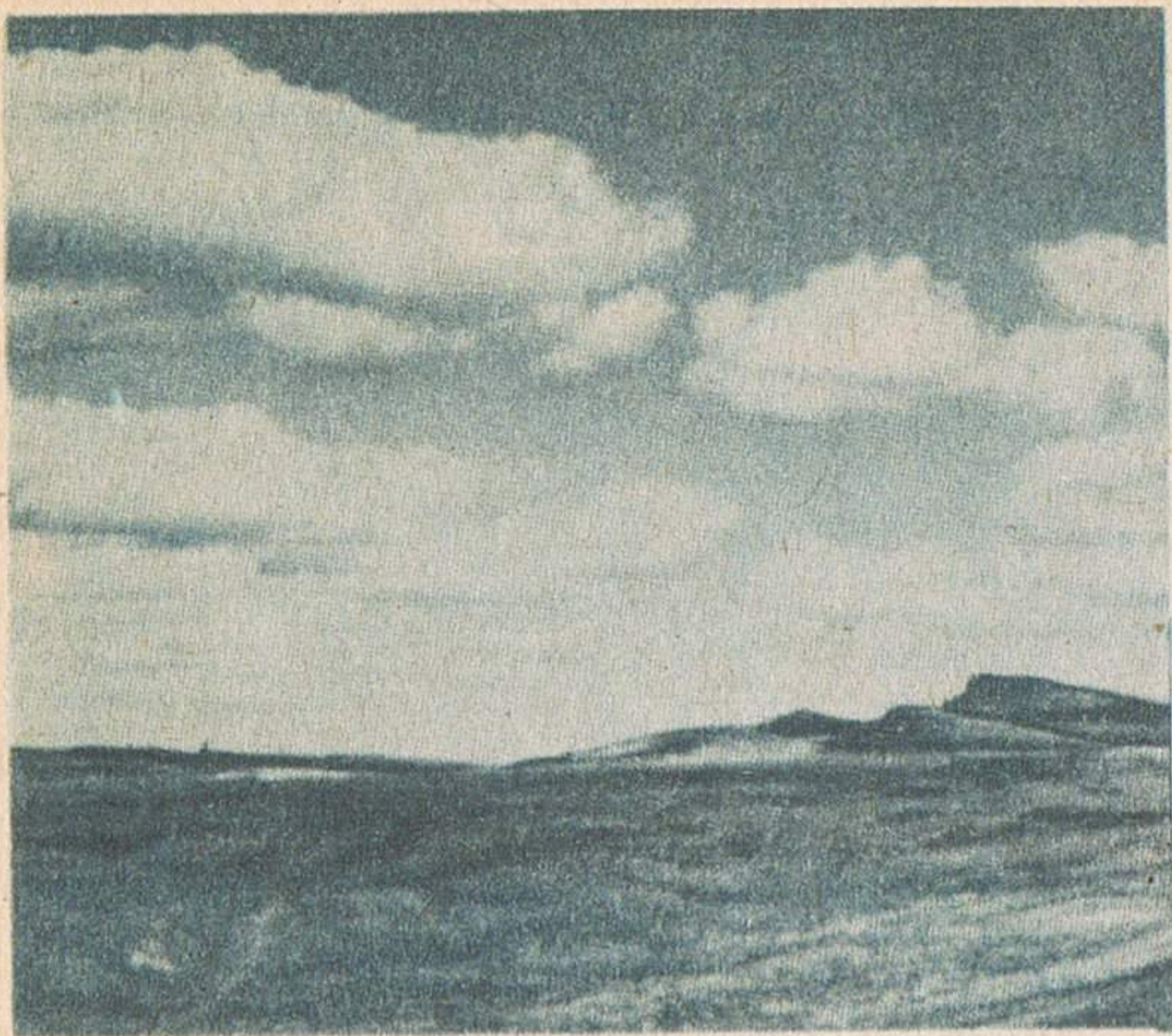
циклонов, антициклоны обычно возникают скорее как области застоя воздуха вдали от районов, по которым проходят циклоны. Антициклоны обычно сопровождаются похолоданием на малых высотах зимой и в переходные сезоны, тогда как циклоны — потеплением.

В антициклонах воздух, медленно опускающийся в нижние слои тропосферы, сжимается и таким образом становится теплее и суше. Погода, образованная антициклоном или небольшим гребнем высокого давления, зависит от таких факторов, как например, происхождение воздушной массы, сезон и время суток. Летом антициклоны несут периоды хорошей теплой и даже жаркой погоды, а также кратковременные ливни, иногда очень сильные, с градом и громом. Зимой они приносят ясную, холодную, свежую погоду или холодную облачную, со снегопадами или устойчивым радиационным туманом. Связь высокого давления с хорошей погодой (если верить традиционному барометру) наблюдается далеко не везде и не всегда. Антициклоны обеспечивают устойчивую, но не обязательно приятную и ясную погоду.

Бывают антициклоны, сформированные в холодном и в теплом воздухе. В холодных антициклонах воздух очень плотен и давление быстро падает с высотой, поэтому они редко прослеживаются на высоте выше 3 км. Антициклоны в районе Северного Ледовитого океана летом плохо развиты и существуют недолго. В них под слоем инверсии наблюдаются низкие слоистые облака и туманы. Зимой область высокого давления распространяется от полюса дальше на юг с отдельными центрами над Северной Америкой, Гренландией и Восточной Сибирью. Они приносят безоблачную погоду и очень низкую температуру, часто до  $-50^{\circ}\text{C}$ . В средних широтах, в зоне западных ветров циклоны отделены друг от друга чаще отрогами высокого давления, чем антициклонами. Этим объясняется между периодами облачной и дождливой погоды появление одного-двух ясных и теплых дней. В холодных антициклонах погода меняется часто в течение суток: днем небо закрывают низкие кучевые облака, задерживающиеся инверсией, ночью небо становится ясным, появляется легкий ветер, температура падает вследствие радиационного выхолаживания, причем возможны туман, роса, а также заморозки на почве и в воздухе.

Теплые антициклоны значительно выше холодных, так как сформированы в воздухе, обладающем низкой плотностью; они часто проникают даже в стратосферу. Правда, на этих высотах они выглядят как гребни высокого давления, а не как барические образования с замкнутой системой изобар. Антициклоны, которые обычно формируют поле высокого давления в субтропиках — это типично теплые гребни, достигающие стратосферы. Поле высокого давления то сжимается и сдвигается к полюсу,





Кучевые облака в ясную погоду, вертикальное развитие их ограничено оседанием воздуха в антициклоне. Сравните с кучевыми облаками, несущими дождь (стр. 94).

зональная циркуляция, воздух перемещается с запада на восток. Когда циклоны и антициклоны, усиливаясь, покидают свои широтные зоны и смещаются (циклоны — к экватору, а антициклоны — в умеренные широты), устанавливается так называемая *меридиональная циркуляция*, т. е. воздушные массы переносятся по меридиану с юга на север и с севера на юг. Такие условия возникают, когда несколько высоких теплых антициклонов, скажем, на  $55^\circ$  с. ш., блокируют потоки воздуха, движущегося с запада на восток, и направляют циклоны либо на север, либо на юг. *Блокирующие антициклоны* особенно четко прослеживаются в нижней тропосфере у основания теплых высоких гребней, которые развиваются в средней тропосфере. Бывает, что в южных широтах устанавливается перенос с запада на восток, который как бы отсекает блокирующий антициклон от субтропического пояса высокого давления. При меридиональной циркуляции может появиться и замкнутая область низкого давления, которая называется *отсеченным циклоном*. В любом случае отдельный антициклон или циклон замедляет свое движение до полной остановки или медленно передвигается к западу. Над Европой временами образуются блокирующие гребни, они контролируют погоду на значительной территории. Даже незначительное смещение их может изменить преимущественно антициклонический тип погоды на условия, свойственные циклонам, наблюдающимся вблизи блокирующих антициклонов. Такое незна-

то расширяется и отодвигается к экватору, принося с собой слабые ветры и хорошую погоду. Теплые субтропические антициклоны играют важную роль в формировании погоды на огромной территории земного шара; их размер и мощность также являются важным фактором в формировании характера общей циркуляции.

Когда субтропические гребни высокого давления и циклоны средних широт достаточно развиты в своих широтных зонах, устанавливается так называемая

чительное смещение барических образований может в одно лето создать необычно жаркую погоду, а в другое — холодную и дождливую. Даже в один и тот же год Юго-Восточная Англия может наслаждаться антициклонической погодой, а Северо-Западная Шотландия страдать от проливных дождей и холодных ветров.

Антициклоны образуются при условиях, почти противоположных условиям образования циклонов, т. е. при конвергенции на больших высотах, сопровождаемой нисходящими движениями, которая не полностью выравнивается дивергенцией снизу. В холодных гребнях и антициклонах конвергенция, нисходящие движения и рост давления часто — следствие интенсивных радиационных потерь тепла атмосферой, как, например, зимой в Восточной Сибири. Интенсивную конвергенцию в теплых антициклонах в верхней тропосфере объяснить труднее. Она появляется в передней части медленно движущегося высотного теплового гребня, когда кривизна траекторий частиц воздуха изменяется от антициклонической к циклонической. Это в свою очередь меняет направление центробежной составляющей в балансе сил, определяющих движение воздуха через барическую волну.

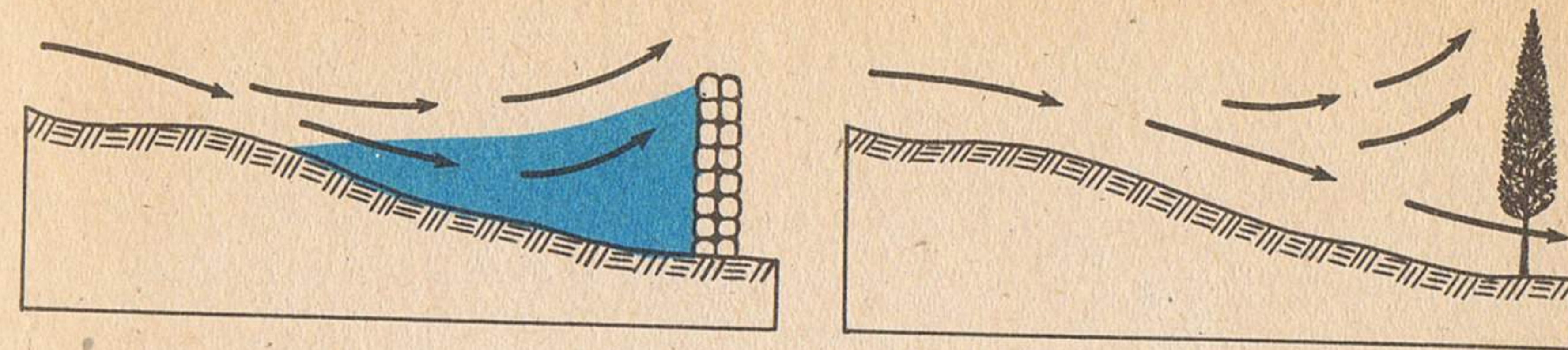
Мы заканчиваем наш обзор различных движений воздуха, которые определяют погоду на площадях, простирающихся на сотни и даже тысячи километров. Знание погоды на такой территории необходимо, чтобы составить прогноз погоды на сутки вперед и синоптические карты, на которых он основывается. В следующей главе пространственный масштаб будет уменьшен, мы будем изучать факторы, которые, изменяя условия погоды в некотором районе или пункте, создают местные климаты.



## 10 Местные климаты

Под словами «местный климат» мы обычно понимаем какие-то особенности в погоде, которые систематически повторяются в некотором районе. Например, погода в долине всегда немного отличается от погоды, которую можно наблюдать на вершине холма, а погода в городе от погоды в деревне. Можно говорить об особенностях климата даже очень малых пространств, например куста, грядки, кроны дерева или о различиях в климате по обе стороны изгороди. Такие условия обычно называются *микроклиматом*. В этой главе мы рассмотрим местные факторы, от которых зависит характеристика местного климата, — факторы, которые обычно сильнее всего заявляют о себе во время тихой ясной антициклонической погоды.

В образовании местного климата по ряду причин важную роль играет рельеф земной поверхности. Начать с того, что на вершинах больших гор воздух чище и разреженнее, чем в нижнем слое атмосферы, содержащем облака, пыль и дым. В горах больше коротковолновой ультрафиолетовой радиации и меньше рассеянного солнечного света в тени. Поэтому человек загорает там очень быстро. Когда человек в горах переходит с освещенного солнцем места в тень, он ощущает резкое падение температуры. Вследствие горизонтальных движений холодного воздуха, постоянных на высотах в тропосфере, даже днем в горах прохладнее, хотя почва и скалы могут хорошо нагреться. Температура воздуха падает с высотой в различных районах по-разному. Как показал британский климатолог Г. Манлей, на возвышенностях Западной Англии температура понижается очень быстро, в среднем на  $1^{\circ}\text{C}$  на 150 м, так что уровень, на котором еще могут расти деревья (*граница распространения леса*), должен располагаться на высоте около 700 м. В действительности,



Холодный воздух стремится стечь с холма в низину, т. е. образует кatabатический ветер. Стена или забор на склоне способствуют скапливанию холодного воздуха. Чтобы это предотвратить, надо применять несплошные заборы. Например, ряд деревьев позволит воздуху пройти между стволами.

однако, деревья растут лишь значительно ниже этой линии из-за сильных ветров и большой сырости воздуха. Выше границы произрастания деревьев в Англии можно встретить растительность тундрового типа со мхами и болотами на таких высотах, на которых в Центральной Европе возделывают пашни и разводят сады.

Температура на возвышенностях зависит не только от высоты местности, но и от расположения склона по отношению к солнечным лучам. Часто между солнечным и затененным склоном холма отмечается резкая разница в температуре. Все это создает характерный суточный ход температуры. Ночью холодный тяжелый воздух стекает по склонам и накапливается в долине или за каким-нибудь препятствием, например изгородью или насыпью. Такой сток холодного воздуха существует во всех долинах, но иногда он столь резко выражен, что долину называют *морозоопасной*. В Англии таким примером может служить небольшая долина Ривер-Чест, расположенная северо-западнее Лондона. Размеры долины вполне обычные, она имеет глубину всего несколько сотен метров; подобную долину можно найти в любой холмистой местности. Однако такая скромная долина создает самые суровые зимние условия, которые только можно наблюдать в Англии. В любом месяце в году в этой долине возможен заморозок, в среднем за год заморозок бывает здесь каждые две ночи из пяти. Наиболее часты заморозки на почве, примерно, каждые три ночи из пяти. Холодный воздух скатывается ночью с окружающих склонов и накапливается на дне долины, образуя «озеро» холодного воздуха глубиной 9—12 м. В таких долинах ночная температура часто на  $3-4^{\circ}\text{C}$ , а иногда на  $6-7^{\circ}\text{C}$  ниже, чем на прилегающих склонах и вершинах холмов. В некоторых глубоких заснеженных долинах температура может отличаться от температуры склонов на 10 и даже  $15^{\circ}\text{C}$ . Наиболее низкие температуры на земле наблюдаются либо на вершинах высоких гор, либо в глубоких впадинах. А самая низкая температура, видимо, должна быть во впадине на вершине горы.



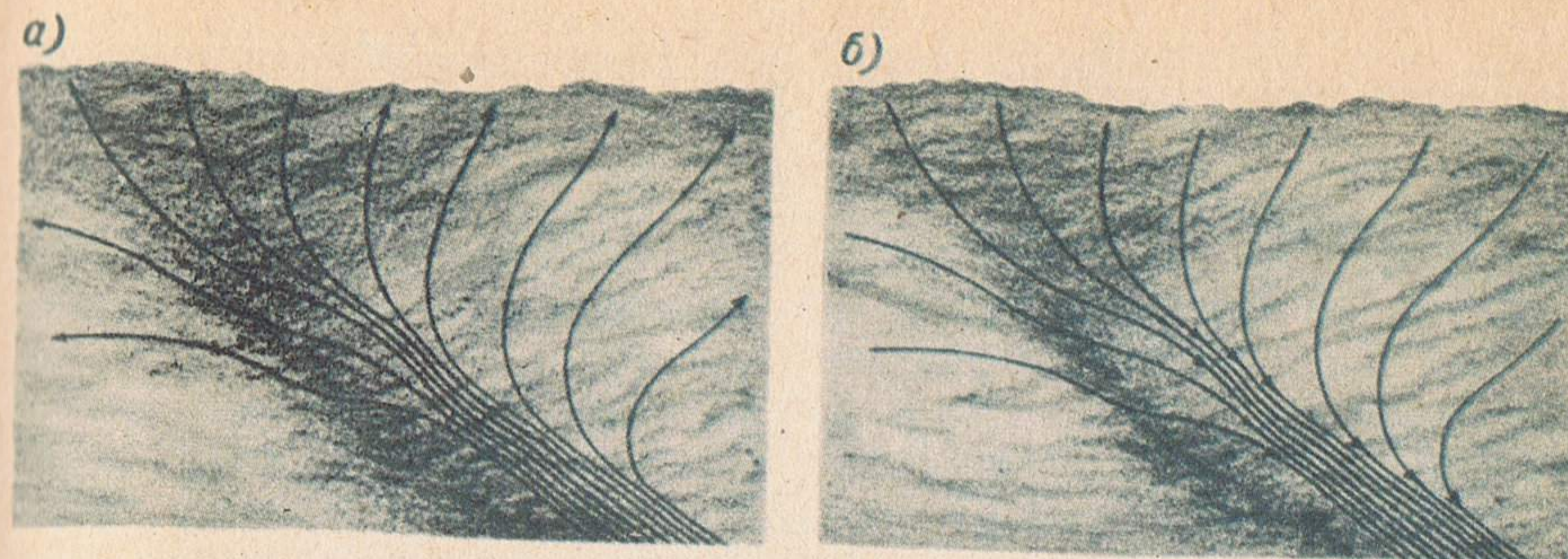
Очевидно, фермерам не следует засеивать дно долины, если они хотят сохранить посевы от мороза, как и застраивать ее, если они беспокоятся о снижении затрат на топливо.

Лучшими во всех отношениях являются те места, которые расположены на середине склона, т. е. выше области скопления холодного воздуха в ясную погоду, но ниже прохладных вершин холмов, которые бывают достаточно ветренными.

Ясно, что склоны, обращенные к солнцу, особенно днем, получают больше всего солнечного тепла. Северные же склоны, если они круты, могут постоянно находиться в тени. В глубоких долинах, например в Альпах или Скалистых горах, очень мало солнечного излучения попадает на склоны, обращенные не к солнцу. Поэтому они значительно холоднее склонов, обращенных на юг. Во многих горных долинах деревни и засеваемые поля расположены только на южных склонах.

Распределение влажности в холмистых районах очень сложное, оно зависит от высоты места, направления ветра и преобладающих воздушных потоков. Вообще относительная влажность выше всего в долинах, зимой окутанных туманом, и на вершинах холмов, летом затянутых облаками. Но самый резкий контраст возникает в скорости ветра между открытыми вершинами холмов и защищенными долинами. Ветры в низинах сильнее всего днем, в то время как на вершинах они сильнее ночью. Днем это происходит потому, что воздух, нагреваясь, сильно перемещивается и приносит к поверхности земли те ветры, которые наблюдаются в свободной тропосфере. Ночью же обмен энергией между верхними и нижними слоями незначителен и движение воздуха замедляется трением о шероховатую земную поверхность. Препятствия на пути ветра, конечно, значительно снижают его скорость. Деревья и растения, которые не выжили бы на возвышенных ветреных местах, могут расти там под защитой огороженных садов. Такая защита не только уменьшает скорость ветра, но и удерживает теплый воздух около растений. Температура повышается частично потому, что устраняется перемешивание теплого воздуха вблизи поверхности земли с более холодным воздухом, расположенным в верхних слоях атмосферы, и частично за счет отражения солнечного света от стен. Таким образом, в северных районах около обращенных к солнцу стен удивительно хорошо могут созревать такие южные фрукты, как персики и виноград.

Как правило, скорость ветра увеличивается с подъемом на гору так же, как и в свободной атмосфере. Но по мере приближения к горам воздушный поток вынужден сжиматься и увеличивать скорость, подобно реке, несущей вблизи плотины или узкого прохода все быстрее. Но на подветренной стороне холмов скорость ветра резко падает и образуются вихри, так как воздух,



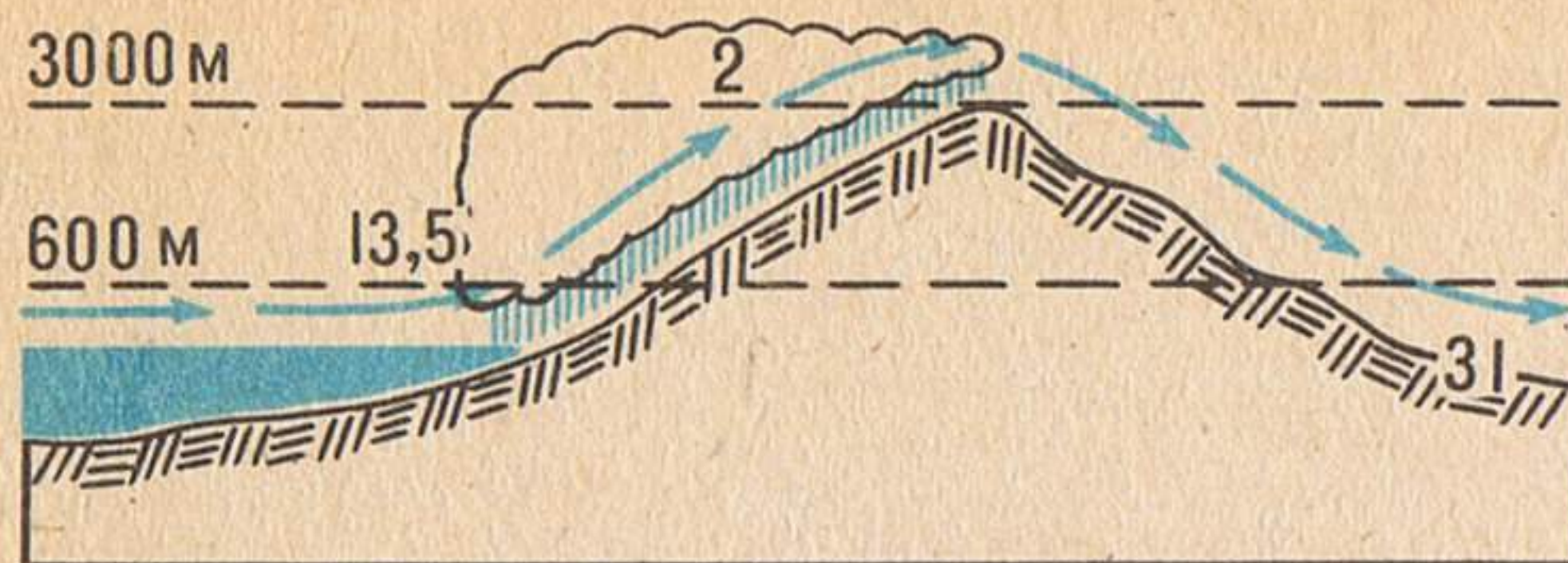
Днем воздух над высокими склонами нагревается сильнее, чем над долиной. В результате образуется анабатический ветер, дующий из долины на холм (а). Ночью воздух на возвышенностях охлаждается быстрее, чем в долине, и возникает кatabатический ветер (б), направленный с холмов в долину; он обычно сильнее анабатического, хотя редко превышает 15 км/ч.

движущийся по направлению к подветренному склону и выше него, встречает местный ветер, движущийся в противоположном направлении. Так могут образоваться зоны безветрия. Человек, стоящий на вершине холма и смотрящий поперек долины, часто может видеть дым, по подветренному склону поднимающийся навстречу общему потоку воздуха. На подветренной стороне пологих холмов ветры, как правило, дуют в том же направлении, что и над холмами. На вершине холма часто возникает вихрь, сопровождающийся образованием облаков характерной формы.

В горных ущельях ветры не только сильные и порывистые, но часто и необычно теплые или холодные. Холодные ветры, несущиеся через каньон Пасс, соединяющий пустыню Можав и долину Сан-Бернардино в Южной Калифорнии, оказывают губительное действие на фруктовые сады, расположенные против входа в каньон. Они несут морозные ветры зимой и ломают деревья летом. Поток очень сухого и холодного воздуха, который дует вдоль узкой долины Роны, называется *мистраль*. Он дует, как другие северные ветры, над юго-восточной частью Франции, от области высокого давления над северной частью Европы к области низкого давления над Лигурийским морем.

Один тип местных ветров получил свое название от ветров, дующих в деревне Фён. Такие ветры часты у северного подножия Европейских Альп, особенно в Австрии и Швейцарии. Такой же горячий сухой ветер называется *чинук* на восточных склонах Скалистых гор и *зонда* у подножия Анд. Аналогичные, но более слабые ветры встречаются даже в подветренной части невысоких возвышенностей Шотландии и Северного Уэльса. При фёновых ветрах над горными вершинами часто образуются облака, имеющие резкие очертания. Иногда при фёнах нагромождается





Горячий сухой ветер чинук, дующий со Скалистых гор, до сих пор считают чем-то таинственным. Теплый влажный воздух с Тихого океана, вынужденный подниматься на Скалистые горы, охлаждается и теряет часть влаги на западных склонах. Затем он опускается на восточном склоне, нагреваясь вдвое быстрее, чем охлаждался при подъеме.

ло, наблюдающиеся поздней зимой и весной, могут возникать всегда, когда ветер переваливает через горы. Зимой при фёнах начинается таяние снега, а летом увеличивается опасность лесных пожаров. По-видимому, фёны оказывают угнетающее действие на психику людей. Раньше считалось, что этот ветер порождается теплом, высвобожденным при конденсации влаги и выпадении дождя на наветренном склоне. На наветренном склоне воздух поднимается и слабо охлаждается (по влажной адиабате), но опускается на подветренный склон и сильно нагревается (по сухой адиабате). Такое объяснение не вполне приемлемо. Сейчас полагают, что фён возникает, если на пути воздушного течения располагается орографическое препятствие и воздух засасывается вниз за препятствием, опускаясь по подветренному склону. Таким образом, фён — это видоизменение циркуляции атмосферы в данном районе под влиянием орографии.

На холмистой местности при тихой погоде также возникают местные ветры. Днем над нагретыми солнцем склонами холмов воздух становится теплее, чем над долиной или равниной. Вследствие этого поле атмосферного давления искажается и возникает горно-долинный ветер, дующий к вершинам холмов; после захода солнца воздух над холмами охлаждается быстрее и стекает в долину. Холодные *горные ветры* дуют тогда к подножию холмов. Потоки в обоих случаях совсем не просты: в поднимающемся воздухе появляются ответвляющиеся и закручивающиеся воздушные течения, а к движущемуся вниз по склонам присоединяется множество притоков, спускающихся в долину. Горно-долинные ветры взаимодействуют и с ветрами общей циркуляции. В ясные тихие ночи даже очень пологие склоны могут заставить воздух двигаться, но самые сильные потоки образуются на крутых склонах, где большие массы воздуха быстро стекают вниз. Такие ночные ветры обычно стелются вдоль склонов,

несколько облачных валов, которые нависают над подветренными склонами гор. Подъем температуры до  $27^{\circ}\text{C}$  за две минуты был зарегистрирован в фёновом ветре у подножия Скалистых гор, а возрастание ее на  $33^{\circ}\text{C}$  за 12 часов является совершенно обычным. Высокие температуры часто наблюдаются при низкой относительной влажности воздуха, до 10—20%.

Фёновые ветры, как прави-

редко достигая высоты 100 м над дном долины и скорости больше 15 км/ч. Дневные горно-долинные ветры достигают 300 м по высоте в тех же самых долинах, хотя поток их мягче и равномернее.

В холмистых районах наветренные склоны обычно более влажные, чем подветренные, причем большее количество осадков выпадает вблизи гребня холма. Увеличение осадков на возвышенностях обусловлено рядом факторов. Это вынужденный подъем воздуха над горами; повышение неустойчивости внутри потока воздуха, особенно если быстро падает влажность с высотой; появление местной неустойчивости над теплыми поверхностями; возрастание крутизны фронта. Но если для достаточно возвышенных районов характерно усиление дождя на наветренных склонах и уменьшение его на подветренных (дождевая тень), то на низких или изолированных холмах часто наблюдается обратная ситуация. Здесь может выпасть больше осадков на подветренных склонах. Это происходит потому, что, во-первых, сильные потоки, дующие вверх по наветренному склону, поддерживают большие капли во взвешенном состоянии, а на подветренном склоне капли выпадают при опускании воздуха и, во-вторых, вследствие подветренной конвергенции и подъема воздуха, движущегося вокруг холма. Такое распределение осадков можно объяснить, кроме того, запоздалым образованием дождевых капель в облаках, формирующихся на наветренном склоне, в результате чего крупные капли будут выпадать лишь на подветренном склоне.

Рассмотрев влияние рельефа земли на микроклимат, остановимся на подстилающей поверхности. Известно, что различные почвы по-разному взаимодействуют с теплом и влагой. Например, ясным летним днем голая скалистая поверхность быстро нагревается, особенно если она темного цвета и мало отражает солнечную радиацию. Сухие песчаные почвы имеют более высокое альbedo (отражательную способность), чем темные глины, но так как между отдельными песчинками содержится много воздуха, они имеют меньшую теплоемкость и теплопроводность. Песчаные почвы быстрее нагреваются днем и весной. По этой причине фермеры зовут их теплыми почвами, хотя в тихие ясные ночи они так же быстро охлаждаются и способствуют появлению заморозка на почве. Глинистые почвы вообще более плотные, чем песчаные, и лучше сохраняют влагу, поэтому и температура их поверхности более устойчивая и тепло проникает глубже. Неудивительно, что хорошо вспаханная глина ведет себя так же, как песчаные почвы. Влажные почвы днем, как правило, холоднее, а ночью теплее, чем сухие, вследствие дневного испарения и способности воды проводить и удерживать тепло. Ясной ночью между соседними участками с песчаной и глинистой почвами была



зарегистрирована разность температур, равная  $8,4^{\circ}\text{C}$ . Снег — самая холодная поверхность, так как имеет чрезвычайно высокое альbedo и слабую теплопроводность. Но он предохраняет от промерзания земную поверхность, на которой лежит. Выпадение снежного покрова до наступления сильных холодов способствует хорошей перезимовке растений.

На обмен теплом и влагой между поверхностью почвы и атмосферой оказывает влияние растительность. Травянистый покров удерживает многочисленными листьями много воздуха и ведет себя подобно песчаным почвам, т. е. внутри него и над ним температура меняется в широких пределах. Правда, максимум температуры над растительностью ниже, чем над песчаной почвой, потому что днем с растительного покрова обильно испаряется влага.

Древесная растительность с большой кроной влияет по-разному на формирование микроклимата. Начать хотя бы с того, что она уменьшает поверхностный сток воды, удерживая капли дождя в своей кроне, испаряющиеся не достигнув земли. Кроме того, леса имеют низкое альbedo (сосновые и экваториальные — до 5%). Большую часть солнечной радиации поглощают верхние листья и ветви в густых лесах. В густом лесу, освежающе прохладном в жаркий летний день, ночью сравнительно тепло, так как излучающей поверхностью являются вершины деревьев. Правда, холодный воздух может стекать к земле, когда крона несплошная. Скорость ветра в лесу, конечно, снижается, направление также изменяется. Установлено, что в густых лесах скорость ветра на уровне около половины высоты деревьев снижается до 10% по сравнению со скоростью на открытом месте. Чем ближе к поверхности земли в лесу, тем меньше становится скорость, а вблизи земли воздух едва движется. У земли в лесу воздух насыщен влагой за счет испарения. На уровне листвы влажность также довольно высокая.

Дожди не всегда ослабляются внутри леса. В районах, где часты туманы и низкие облака, дождемеры, помещенные под деревьями, захватывают больше осадков, чем на открытой местности. Это происходит, когда слабый или умеренный ветер прибивает капли тумана или низких облаков к листьям, где капли увеличиваются и выпадают на землю. Это явление, известное как *плачущие туманы*, часто обеспечивает основное поступление влаги к деревьям, например, в лесах Беркли-Хилл, возвышающихся над заливом Сан-Франциско. Здесь на соснах и эвкалиптах, растущих на высоте 300 м над уровнем моря, осаждается до 25 см влаги из тумана в течение сухих, но очень туманных летних месяцев. Эта величина эквивалентна почти годовой норме осадков.

Влияние лесов на количество осадков, выпадающих в лесных районах, точно не определено. Леса добавляют водяного пара в воздух, но, как мы видели раньше, основным условием выпадения осадков является не количество водяного пара, содержащегося в воздухе, а такие факторы, как вертикальные движения и охлаждение воздуха. Некоторые предполагают, что леса влияют на движение воздуха. Но достаточно ли велико это влияние, чтобы усилить местные осадки, — вопрос, решить который весьма сложно. Это неудивительно, так как чрезвычайно трудно измерить осадки в лесу или над ним и также трудно оценить или исключить влияние других факторов, например рельефа местности. Другая проблема состоит в том, чтобы определить, является ли увеличение осадков следствием разрастающихся лесов или леса разрастаются, когда изменяется местный климат и увеличивается количество осадков. Из истории мы знаем достаточно примеров, когда после вырубания лесов земли становились засушливыми. Однако засушливость может быть результатом (при тех же осадках, но отсутствии лесов) усиления поверхностного стока воды в реки. Поверхностный сток легче разрушает почву, если нет навеса из листьев, а почва не скреплена корнями, и это тоже ведет к засушливости, короче — засушливость может наблюдаться и при достаточных осадках, но на оголенных почвах.

Перейдем теперь к водной поверхности, которая также оказывает влияние на формирование климата. Во-первых, медленно нагреваясь и медленно остывая, водоем уменьшает температурные колебания; во-вторых, вода переносит большое количество тепла из одного района в другой; в-третьих, она не препятствует ветрам, и, в-четвертых, она — основной поставщик пара в атмосферу.

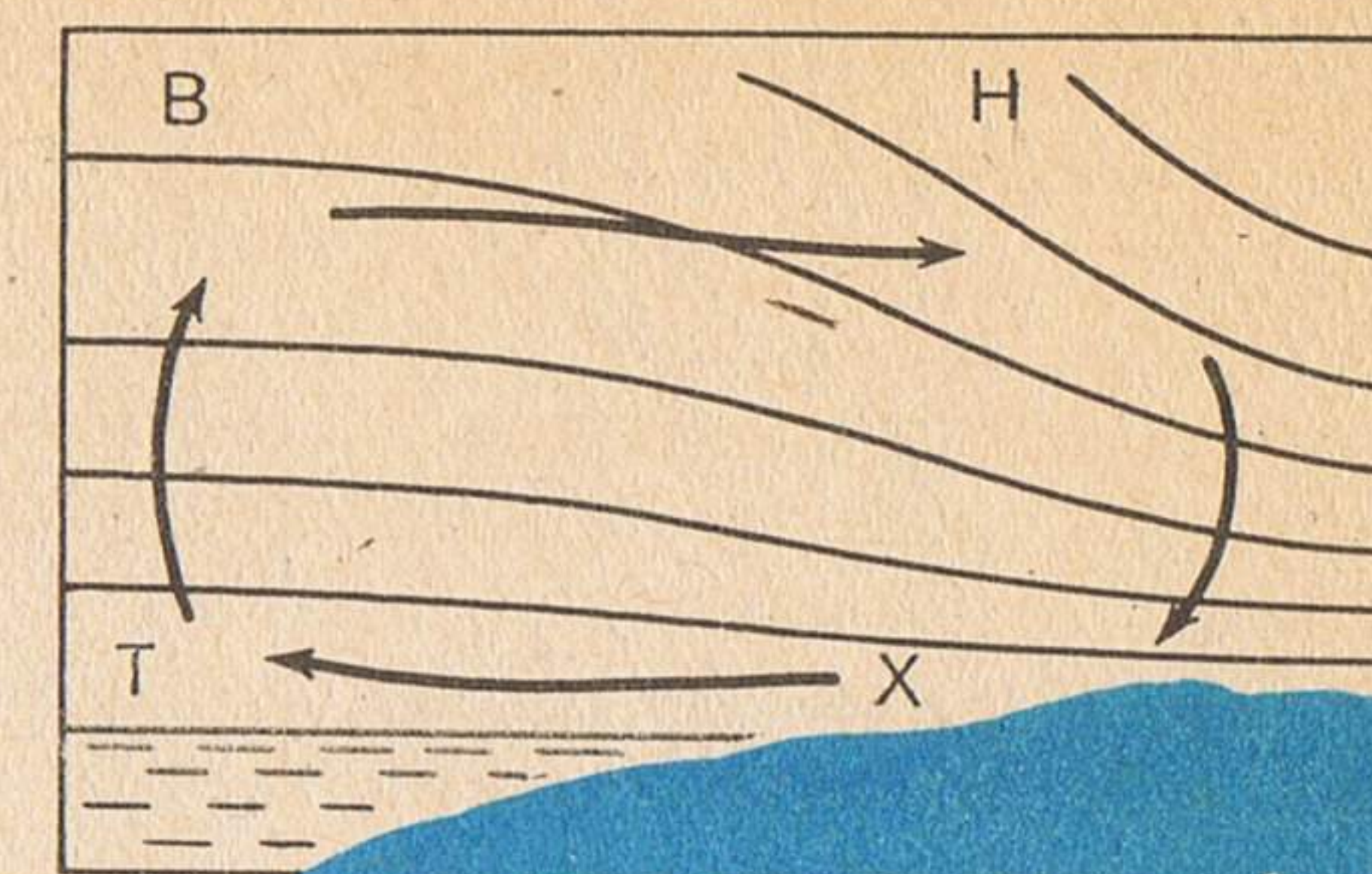
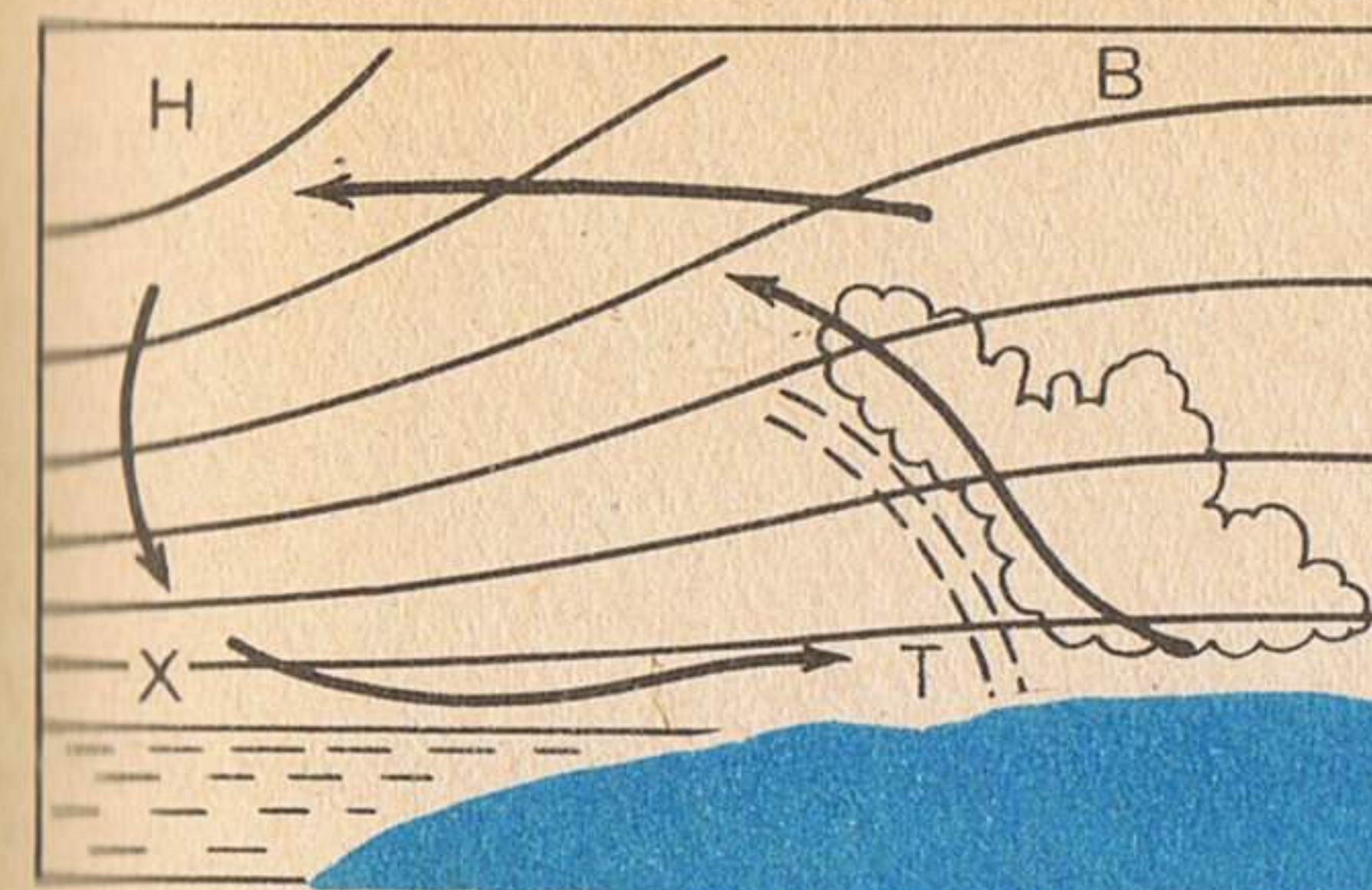
Теплоемкость воды в 2—3 раза больше, чем теплоемкость земной поверхности. Другими словами, чтобы поднять температуру единичного объема воды, требуется в два или три раза больше тепла, чем для нагревания такого же объема земли. Кроме того, лишь тонкий слой поверхности почвы нагревается и охлаждается под воздействием радиационных факторов. Уже на глубине 1 м в почве температура почти не меняется в течение суток, а на глубине 2 м — в течение года. В воде, наоборот, солнечная радиация проникает значительно глубже, а постоянное перемешивание заставляет нагреваться даже довольно глубокие слои. Поэтому суша гораздо быстрее реагирует на поступление энергии солнца, чем водная поверхность. Районы, расположенные далеко от морских побережий, имеют ярко выраженный ход годовых и суточных температур. Вблизи морей, океанов и даже озер ход температуры более сглажен. Моря вокруг Англии наиболее теплы в августе или начале сентября и холодны в конце



февраля и марте, т. е. на один-два месяца позже, чем материки. Но влияние морей и озер зависит не только от их реакции на нагревание, но и от системы течений в них. Теплые и холодные течения оказывают влияние на температуру, осадки, туманы прилегающих районов. Например, когда летом ветры дуют с моря, проходя над холодными прибрежными водами, в Калифорнии наблюдается холодная и туманная погода.

Как далеко в глубь континента проникает это влияние, зависит и от преобладающих ветров и рельефа местности. В северной Америке, где чаще дуют западные ветры, зимой континентальные условия наблюдаются на небольшом удалении от западного побережья, тогда как на соответствующих широтах в Европе аналогичный климат начинается далеко в глубине континента. Скалистые горы Северной Америки позволяют морю влиять лишь на узкую береговую линию вдоль западного побережья, тогда как в Европе мало что препятствует проникновению морского воздуха на континент с западными ветрами. Горы Скандинавии не очень высоки, чтобы служить серьезным препятствием для них.

В прибрежных районах высокие горы и холмы часто служат препятствием для потоков, дующих с моря, делают их турбулентными, что способствует образованию кучевых облаков. Летом в дневные часы небо над морем и побережьем бывает чаще ясным, так как воздух опускается к относительно холодной водной поверхности. В результате этого здесь отмечается больше солнечного света и меньше дождя, чем в глубине континента. Ночью над относительно теплым морем могут сгущаться грозные облака, тогда как над континентом стоит ясная погода. Такие различия порождаются береговыми и морскими бризами, обычными в хорошую погоду. Бризы проявляются по-разному, но возникают они из-за неравномерного нагревания суши и моря. Днем воздух поднимается над прогретой сушей и на высоте несколько сотен метров движется к морю, а затем опускается и соединяется вблизи поверхности земли с холодным морским бризом. Вскоре после захода солнца, когда земля охлаждается сильнее, чем море, циркуляция меняет направление на обратное. Воздух теперь опускается над землей и поднимается над морем со связующим потоком воздуха на малой высоте от земли к морю, называемым *береговым бризом*. Так как разность температур обычно больше днем, чем ночью, морской бриз бывает сильнее берегового. И так как оба бриза слишком мелкомасштабное явление, чтобы на них влияла сила Кориолиса, то они движутся от высокого к низкому давлению под прямым углом к берегу. В средних широтах скорость морских бризов редко превышает 25 км/ч, а распространение их в высоту ограничивается 200—300-метровым слоем, но в тропиках они мощнее. Их проникновение в глубь континента



Изменение температуры воздуха в течение суток порождает ветры, дующие с моря на сушу и обратно. Причина этого — быстрый нагрев земли и медленный — воды. Днем (слева) суша теплее воды — вблизи поверхности земли образуется градиент давления, направленный от суши к морю, который является причиной холодного морского бриза. Ночью (справа), когда суша охлаждается быстрее, развивается бриз, дующий с суши на море.

зависит от местного ветра. Если он дует с суши к морю, то более холодный морской бриз как бы подсекает более теплый воздух суши, и тогда пляжи и берега становятся довольно холодными. Но стоит удалиться на несколько километров от берега, как бриз становится менее заметным. Если же местный ветер дует в одном направлении с бризом и таким образом усиливает его, эффект может быть ощутим на большом расстоянии от берега — в Англии до 80 км, а вдоль широкого устья рек, как Темза или Северн, даже больше.

На местный климат влияют и внутренние воды, особенно большие озера, например Великие озера в Северной Америке. Американский климатолог Ландсберг показал, что на подветренной стороне к северу и востоку от озер климат более теплый и влажный, чем на наветренной стороне. Средние минимальные температуры в городах Миллуоки и Гранд Хевен, расположенных в 80 км друг от друга на противоположных сторонах озера Мичиган, отличаются на 5,6° С. Гранд Хевен (на восточном берегу озера) не только теплее — имеет более длинный безморозный период, но и более влажный.

Таковы некоторые факторы, определяющие характер местных климатов. В основном они порождаются естественными условиями (озера, лес и холмы), но некоторые (разреженность леса и дренаж почвы) связаны с деятельностью человека и в какой-то степени изменяют характер влияния естественных факторов на местный климат. В следующей главе мы продолжим знакомство с типами местного климата, но теперь климата, созданного человеком. Мы рассмотрим изменения климата, связанные с постройкой городов.



## 11 Климат городов

Если города олицетворяют собой самые коренные изменения естественных форм природы, произведенные человеком, то и климат городов представляет собой пример больших изменений климата, вызванных деятельностью человека. Город породил новый тип местного климата — *климат городов*. Физическое и химическое состояние атмосферы в городе поражает даже случайного наблюдателя. Городские здания грязнее сельских — в них окна моют чаще, чем в загородных домах; цветы в городских парках зацветают раньше и снег тает быстрее, чем в поле. Осенними вечерами на шоссе дорог и на многих центральных площадях часто стоит туман, ранним утром закрывающий солнце. Разнообразный набор микроклиматов можно найти даже на одной улице.

В индустриальных городах умеренных широт наиболее заметным отклонением от нормальных, естественных условий является загрязнение воздуха. Не только в городах воздух содержит множество твердых, жидких и газообразных примесей. Одним из самых опасных загрязнителей, вызывающих аллергию и осеннюю лихорадку, на Среднем Западе Америки является пыльца полыннолистной амброзии. Но самые опасные для человека примеси встречаются в индустриальных и городских районах, где они попадают в воздух из отопительных систем жилых домов, фабрик, сталеплавильных заводов, при работе двигателей внутреннего сгорания, от электровозов, кораблей и самолетов. Иногда рассеиваться загрязнениям препятствует инверсионный слой, образующийся на высоте нескольких сотен метров над трубами и выхлопными установками. Под инверсией накапливается так много дыма, что в иные дни приходится зажигать свет среди дня. Временами черная пелена покрывает все слои сажи, кото-



Большинство крупных городов в умеренном поясе (например, Нью-Йорк) периодически подвержены воздействию смога. Теплый инверсионный слой, лежащий над городом, задерживает у земли дым и копоть. Частицы дыма и копоти смешиваются с частицами тумана и создают опасную для людей, машин и зданий атмосферу.

рая превращается в подобие толстой черной коры или меха. В соединении с водой и кислородом многие загрязнения разрушают кирпичную кладку, заставляют ржаветь металл, растворяют нейлон, делают резину и кожу жесткой и ломкой и медленно убивают все живое, в том числе человека. Ущерб, который наносят загрязнения, колоссален. По скромным подсчетам, в Британии он составляет 250 миллионов фунтов стерлингов в год.

Загрязнения следует разделить на два класса. Это, во-первых, дым и двуокись серы, образующиеся при сгорании угля и тяжелого нефтяного топлива. Воздух Лондона и Питсбурга был классическим примером такой угольно-сернистой смеси, в сочетании с каплями тумана дававшей смертоносный смог. Второй класс составляют углеводороды, которые выделяются главным образом двигателями внутреннего сгорания. Выдающимся примером загрязнения этого типа является воздух Лос-Анджелеса. Упомянутые города построены в низинах, над которыми особенно часто



возникают инверсии. В воздухе сельских районов Англии уголь и нефть являются причиной лишь менее половины содержания примесей, но в большинстве городов воздух загрязнен в основном именно этими двумя видами топлива. В Англии за год, главным образом между сентябрем и апрелем, выбрасывается в воздух около 1,5 млн т дыма, из которых  $\frac{4}{5}$  приходится на домашние камины, в Лондоне же одно время до 90% загрязнений было обязано дыму каминов. Однако с 1965 г. содержание частиц дыма значительно снизилось в результате установленного законодательства над загрязнением и постепенной замены угля коксом, бензином и газом.

Среди газов, образующихся при сгорании топлива, наиболее вредными являются содержащиеся сера. Сера имеется в угле и нефти, но хотя она может быть удалена из дымовых газов, стоимость такого удаления экономически не выгодна. В Англии после 1965 г. поступление двуокиси серы в воздух возросло. Нью-Йорк, например, ежегодно производит около 1,25 млн т двуокиси серы плюс 2 млн т окиси углерода от сгорания нефти. Так как Нью-Йорк достаточно хорошо проветривается, дым не очень ощущается. При ярком солнечном свете двуокись серы соединяется с водой и образует серную кислоту, которая очень вредна и для человека, и для различных материалов. При сгорании дизельного топлива образуется окись азота. Вредными вторичными продуктами являются озон и органические соединения — альдегиды. Последние токсичны и вызывают раздражение слизистой оболочки глаз, что наблюдается, кроме Нью-Йорка, в Лос-Анджелесе.

В городском воздухе содержится много взвешенных частиц, или аэрозолей, которые, конечно, осаждаются, но где и когда — зависит от массы частиц, высоты их выброса в атмосферу, скорости и температуры, при которой они выбрасываются, а также от вертикального распределения температуры и ветра. Самая крупная пыль и зола выпадают вблизи источника, но легкие частицы дыма при некоторых условиях относит более чем на 150 км. Скорость осаждения иногда бывает очень высокой. В течение 1950 г. в плотно заселенных районах Лондона, расположенных в низких местах, осело более 900 т сажи и грязи на 1 км, а в значительной части пригородов около 200 т. Весь Лондон собирал более 60 000 т. В иных районах тяжелой индустрии осаждение 300 т на 1 кв. км ежегодно является обычным, а в Детройте, Нью-Йорке и Чикаго выпадает более 350 т на 1 кв. км. Единственный способ устранить загрязнение атмосферы — строить высокие трубы и выбрасывать теплый дым так, чтобы он мог подниматься над инверсионным слоем, до области сильных ветров. Зимой при спокойном состоянии атмосферы примеси задерживаются на малой высоте и вблизи земной поверхности

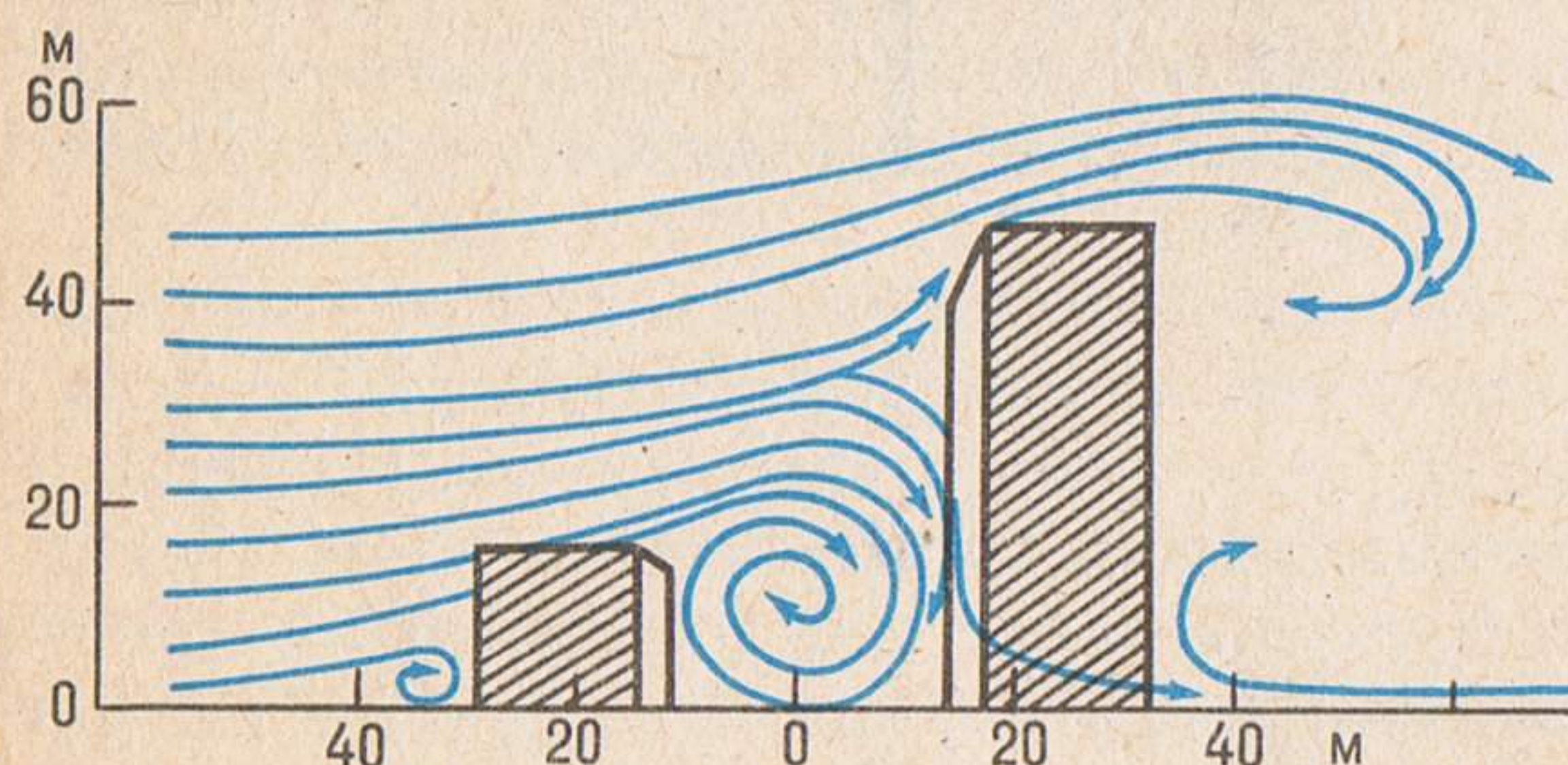
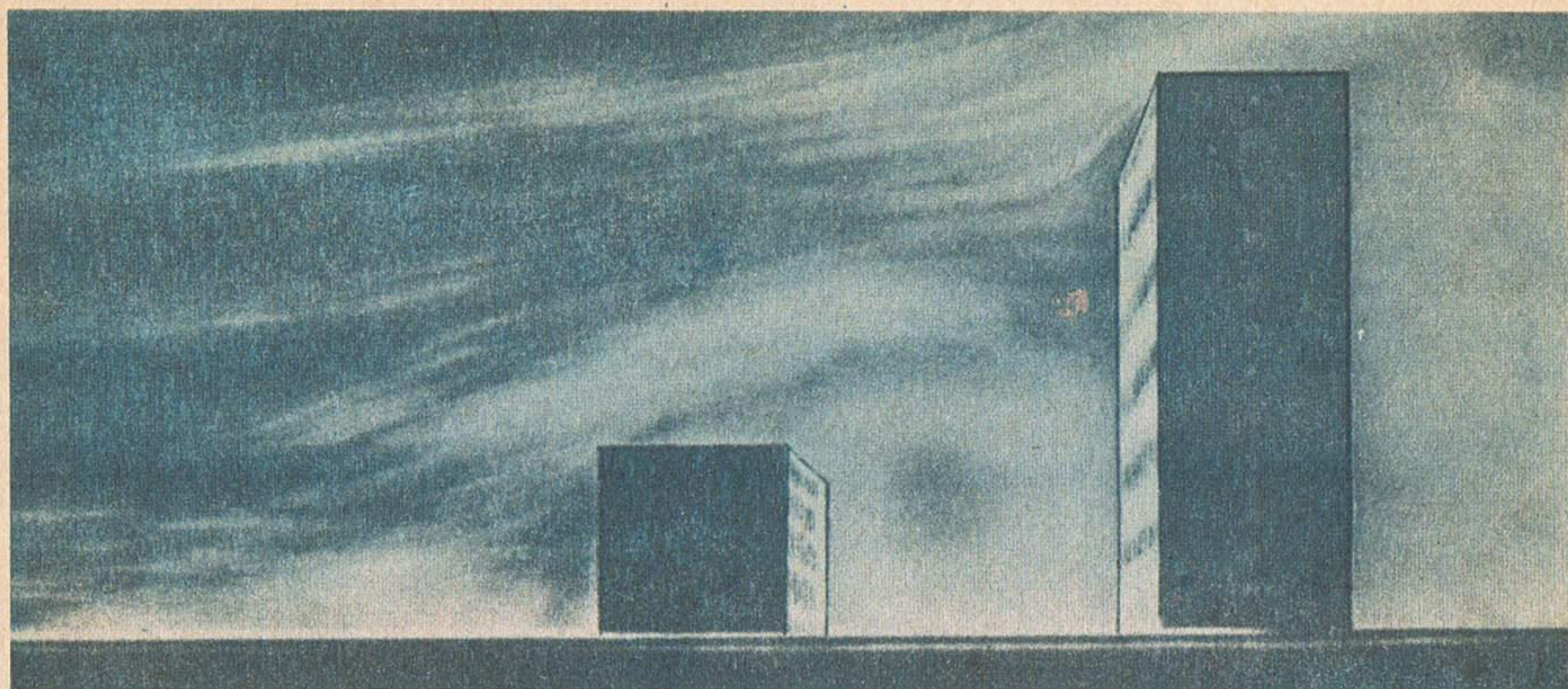
почти всегда отмечается самая плотная концентрация частиц, обычно быстро понижающаяся на границе города.

Пелена тумана, висящая над городом, днем уменьшает освещение солнцем приземного слоя, ночью, отражая длинноволновое излучение обратно к земле, препятствует охлаждению приземного слоя. Через плотную дымку загрязнения проникает лишь очень незначительное количество солнечной ультрафиолетовой радиации. Это одна из причин того, что многие жители городов в XVIII—XIX вв. страдали от рахита. Хорошее питание, длительный отдых, а также лучшее сгорание топлива, другой подход к градостроительству (широкие улицы и лучшая вентиляция), к счастью, почти исключили эту болезнь в Европе. Люди, живущие в современных городах, часто даже имеют солнечный загар. В январе и декабре центральная часть Лондона получает менее 50%, а пригородные районы около  $\frac{3}{4}$  солнечного света, достигающего поверхности земли на открытом месте. В пасмурные дни облака и пыль могут задерживать до  $\frac{9}{10}$  солнечного света.

Взвешенные частички примесей уменьшают видимость: собственным экранирующим эффектом, действуя как ядра конденсации, а также окрашивая капли тумана. Окрашенный плотный смог поколения лондонцев называют «гороховым супом». Туман (т. е. видимость менее 1000 м) появляется в центральной части Лондона в два раза чаще, чем в пригороде. Но действительно плотные туманы (с видимостью менее 40 м) в пригороде продолжают в четыре раза дольше, чем в центре города. Взаимодействие температуры и загрязнений является причиной интересного суточного цикла видимости. Часто вечером в холодном влажном воздухе над полями, окружающими город, образуется туман. В течение ночи температура падает и туман распространяется на центральную часть города, пока к рассвету не закроет весь город. После рассвета температура воздуха поднимается, турбулентность увеличивается и туман в пригороде рассеивается, тогда как в городе, где температура растет медленнее и ветер на улицах слабее, туман более устойчив. Городские туманы сохраняются дольше, так как они поглощают больше солнечной радиации, чем чистые пригородные туманы, земля под ними холоднее и почти не происходит перемешивания. Другой причиной их устойчивости является кислотность их капель, задерживающая испарение. Туман ранним утром может отличаться от вечернего тумана. Утром туман закрывает всю площадь застройки равномерным покровом, напоминающим одеяло, которое плотнее на окраинах, чем в центре города. Позже днем туман более слаб, от него очищаются городские улицы.

В городе уменьшается средняя скорость ветра, но увеличивается турбулентность: ветры обычно слабее, но более порывисты,





Эксперимент, призванный помочь строителям и архитекторам. Модели низких и высоких зданий размещены в туннеле, в котором дует ветер. Движение воздуха вокруг зданий можно наблюдать по дыму и изобразить на чертеже.

чем за городом. Даже в условиях устойчивой стратификации ночью порывы ветра в городе могут быть сильнее, чем за его пределами. В лабиринте улиц между высокими зданиями ветры резко меняют направление и скорость. Вдоль улиц возникает эффект каналирования воздушного потока, которые подобно искусственным каньонам направляют ветровой поток. Там, где улицы пересекаются, потоки разных направлений сталкиваются и возникают вихри. Поэтому часто, повернув за угол, мы попадаем из условий легкого бриза в сильный шторм. Клочки бумаги и пыль несутся через улицу и поднимаются на подветренной стороне зданий, на противоположной же стороне дым и мусор прижимаются к земле. Поперечных вихрей и воронок ветра в промежутках между зданиями часто можно избежать, если размещать здания с учетом преобладающих ветров. Однако их не удастся избежать в районах, где строятся слишком высокие здания.

До высоты 100—200 м большинство городов окружены теплым воздухом, представляющим собой своего рода тепловую воздушную изоляцию, так называемые острова тепла. Эти острова тепла появляются при нагревании воздуха различными путями, а их форма и температура зависят от преобладающей погоды, особенно от количества облаков и скорости ветра. Вече-

ром в городе обычно на несколько градусов теплее, чем за городом, но город нагревается медленнее, чем соседние поля и леса, и потому он прохладнее. Это происходит частично из-за различной теплоемкости и теплопроводности зданий города и почвы, покрытой растительностью, частично из-за дымки, тумана или облаков над застроенной территорией, и частично вследствие более интенсивного в городе перемешивания теплого воздуха вблизи земли с холодным воздухом свободной атмосферы. Загородные районы быстро нагреваются утром, и температура в них равна или даже выше, чем на городских улицах, несмотря на охлаждение при испарении и большее альбедо лесных участков и вспаханных земель, с одной стороны, и получение дополнительного тепла от выхлопов в воздухе городов — с другой. Ночью вследствие этих двух причин температура в пригороде понижается быстрее, чем в городе, где накопленное за день тепло выделяют здания, дороги и мостовые и где тепло поступает также от фонарей, печей и т. д. Тепловые острова над Лондоном, Манчестером и Вашингтоном особенно хорошо выражены перед рассветом, когда огни уже погашены, а также летом и осенью, когда их редко зажигают. В самом центре Лондона теплее на  $1,9^{\circ}\text{C}$  на рассвете и на  $0,6^{\circ}\text{C}$  в полдень. В спокойные ясные ночи поздним летом и ранней осенью температура в центре города может быть на  $9^{\circ}\text{C}$  выше, чем на полях зеленого пояса, окружающего город.

Самый большой город не обязательно имеет самый большой тепловой остров. Температура выше там, где здания тесно расположены и улицы узкие, а ниже — над парками и широкими дорогами. Так как большие здания чаще всего сконцентрированы вблизи центра города, то именно здесь имеют место наибольшие отклонения температуры. Деревня, дома в которой стоят тесно,



Температура в городе обычно несколько выше, чем в пригороде; эта разница особенно заметна ночью. На карте Лондона можно видеть распределение температуры (по Цельсию) в ночь на 14 мая 1959 г. Мощный антициклон над Европой позволил образоваться интенсивному тепловому острову над центром города.



может также производить удивительно большие тепловые острова.

Чрезмерное нагревание городов косвенно влияет на другие отличительные характеристики местного климата. Так, относительная влажность в городах ниже в среднем на 5—10%, причина этого — более высокая температура и быстрое просачивание осадков в канализацию (в некоторые ночи, когда тепловой остров особенно интенсивен, снижение влажности может достигать до 30%). Абсолютная влажность, наоборот, меньше отличается от абсолютной влажности в пригороде, а ночью часто выше, чем в пригороде. Этому явлению имеются два возможных объяснения. Во-первых, в пригородных районах больше влаги из воздуха идет на образование росы и, во-вторых, в течение дня на городских улицах создается высокая влажность в теплом воздухе и этот воздух сохраняется ночью между зданиями и, таким образом, предотвращает перемешивание с более сухим, расположенным выше.

Контраст в облачности и осадках между городом и деревней более сложен и хуже изучен, так как трудно получить сравнительные данные с городских и пригородных станций, не усложненные топографией и другими влияниями. Однако, по-видимому, многие города имеют тенденцию быть более облачными, особенно летом, вследствие повышенной турбулентности над застроенными районами. Изолированные стационарные облака наблюдались над некоторыми фабриками и доменными печами.

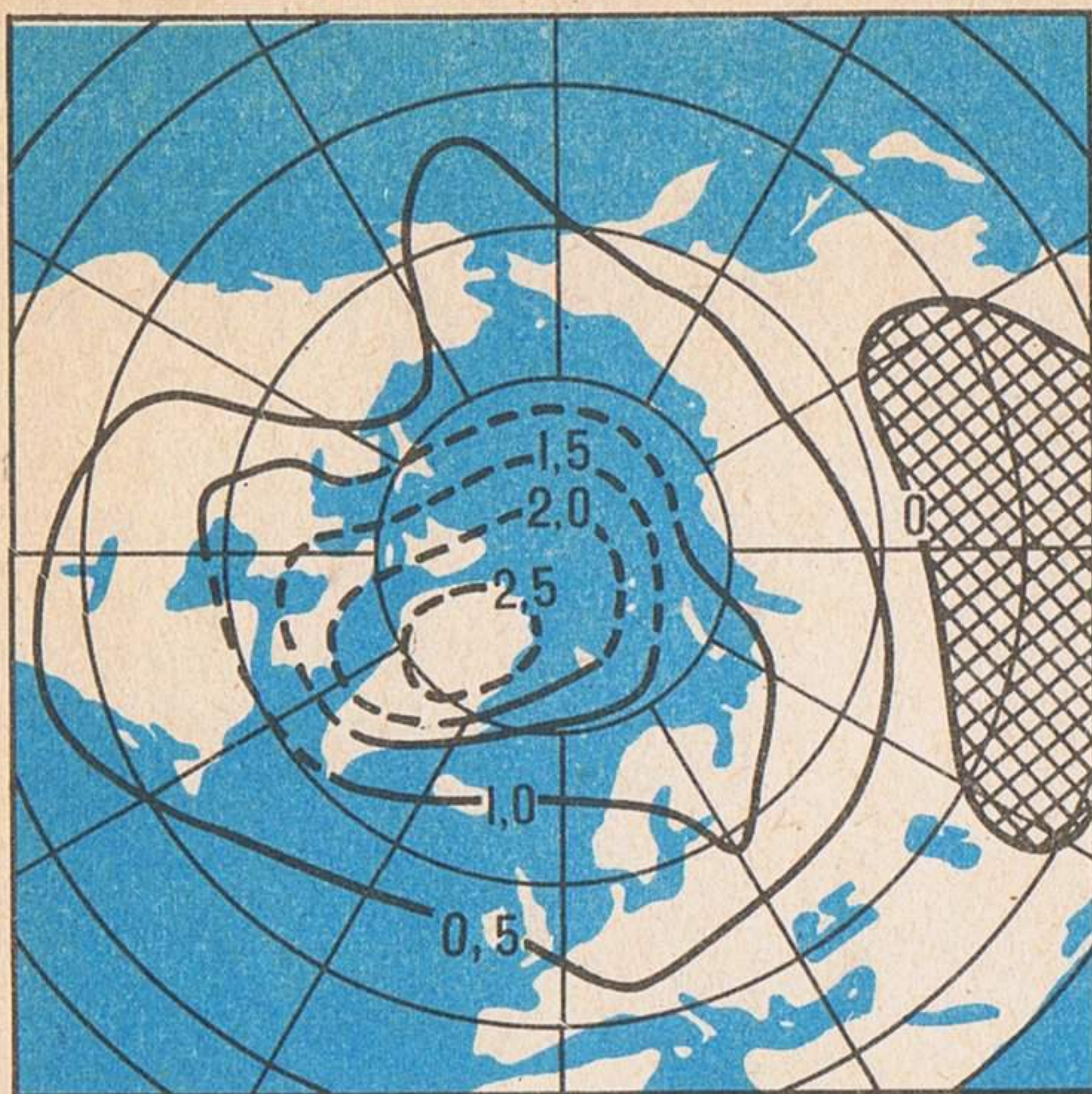
## 12 Климаты прошлого

Самая постоянная характеристика мирового климата — это его непостоянство. Часто колебания метеорологических характеристик непродолжительны и, по-видимому, случайны, но порой они отражают фундаментальные изменения климата, которые могут устойчиво сохраняться в течение столетий и даже тысячелетий. Рассмотрим климаты далекого прошлого, или палеоклиматы, имевшие место на северо-западе Европы в течение последнего миллиона лет (так называемого четвертичного периода).

В течение большей части плейстоцена, который окончился примерно 10 000 лет назад, около 20 млн кв. км северной и центральной части Северной Америки, Европы и северо-западной части СССР были покрыты слоем льда, толщина которого во многих местах составляла более 3 км. (В южном полушарии часть юго-восточной Австралии, Новая Зеландия, Патагония и южная часть Чили были также покрыты льдом.) Но четвертичное оледенение не было постоянным; в течение нескольких столетий — тысячелетий ледники таяли и уменьшались, наступали как бы своеобразные перерывы в оледенении Земли. Климат в эти периоды был значительно теплее, чем в периоды оледенений, и иногда даже мягче, чем сейчас.

В Англии последнее оледенение достигало максимального развития примерно 17 000 лет назад, но уже 8000 лет до н. э. страна была почти свободна ото льда. По мере того как льды на материке таяли и вода стекала в океан, уровень Северного моря поднимался и вода заполнила то, что теперь называется Дуврским проливом, и Британия стала островом. 1000—500 лет до н. э. климат стал более сырым, с холодным и облачным летом. О позднейших изменениях климата мы знаем от очевидцев, чьих свидетельств довольно много в древних летописях. Период с 1000 и до





Увеличение средней годовой температуры в районах, окружающих Северный полюс (с 1881—1938 к 1929—1938 гг.).

ратура, по-видимому, поднималась до  $2,8-3,0^{\circ}\text{C}$  тогда, как южнее  $50^{\circ}\text{C}$  с. ш. изменения были незначительны или их не было совсем. Во многих местах, например в Англии, наблюдалось увеличение облачности и дождей, хотя в субтропических пустынях возросла засушливость.

Это удивительное потепление климата имело заметное влияние на растительный и животный мир. Обитатели океанов освоили более северные районы, поскольку океан стал теплее. К 1938 г. морские льды в Северном Ледовитом океане отступили и северные порты стали освобождаться ото льда на большее число дней в году. Предполагалось, что если потепление будет продолжаться, то к концу века весь Северный Ледовитый океан освободится ото льда. Ежегодная продолжительность пребывания морских льдов у берегов Исландии уменьшилась: с 12 недель в 1880—1920 гг. до 10,5 недели к 1940 г. Но в пятидесятых годах продолжительность льдов снова возросла на четыре недели. Это всего лишь одно из многих указаний на то, что потепление первых сорока или пятидесяти лет 20-го столетия окончилось и сейчас отмечается изменение климата к более суровому. В большинстве мест процесс ухудшения климата начался еще в 1930—1940 гг., хотя в восточной части США он, по-видимому, задержался до начала пятидесятых годов. Американский метеоролог Митчел показал, что средняя температура Земли сейчас упала на  $0,2^{\circ}\text{C}$

1250 г. н. э. был очень теплым и безветренным. Между 1550 и 1850 гг. отмечалось существенное ухудшение климата, которое называют «малой ледниковой эпохой». В течение этих трех столетий альпийские ледники росли и заполняли долины, а арктические морские льды достигли самого южного положения за последние 10 000 лет.

С 1850 до 1940 г. климат снова изменялся: широко распространилось потепление с тенденцией к установлению более морских условий на обоих берегах Атлантического океана. Наибольшим потепление было в Арктике, где темпе-

по сравнению с 1940 г., хотя в период общего потепления климата поднялась на  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

Ясно, что легче установить сравнительно недавнее изменение климата, чем в далеком прошлом. Но и о климатах прошлого, кроме письменных свидетельств, есть другие источники информации. Особенно много геологических доказательств. Изучая особенности формирования рельефа, можно определить положение прежней снеговой линии и таким образом установить температуру и количество осадков в ледниковые периоды. Ценные сведения может дать также анализ отложений озер, следы пыльцы растений или останки беспозвоночных животных, имевших жесткую оболочку. По толщине слоев отложений на дне озер изучают изменения климата, поскольку она зависит от количества и интенсивности стекающей в озеро воды при таянии снегов. В морях при бурении отложений можно получить сведения за тысячелетия, а в полярных районах бурение мощных ледников может рассказать о том, каким образом накапливался снег, при какой температуре выпадал. Мы даже в состоянии построить теорию изменений химического состава атмосферы Земли, поскольку можем проанализировать состав воздуха, захваченного снегом, выпадавшим много веков и даже тысячелетий назад.

Ценный вклад о климатах прошлого внесла в наши знания археология и биология. Открытие древних наскальных рисунков со сценами охоты в Сахаре, например, показывает, что этот район не был несколько тысячелетий назад пустыней. Аналогичные доказательства представляют окаменевшие леса о тех местах, где теперь очень мало растительности, и заброшенные шахты, пронизанные корнями растений, о районах Гренландии, которые сегодня скрыты ледяным покровом. Такие свидетельства о климатах прошлого становятся еще более ценными, если можно определить их дату. По этой причине метод *углеродной датировки* является особенно важным. Все живое — животные и растения содержат углерод. Растение получает его из атмосферы и в процессе фотосинтеза использует для создания живой материи. Животные получают углерод уже косвенным путем, поедая растения или травоядных животных. Но атмосферная двуокись углерода, которая усваивается растениями, содержит два типа углерода: обыкновенный углерод с атомным весом 12 и радиоактивный изотоп углерода, называемый углерод-14, который образуется при бомбардировке атмосферного азота космическими лучами. Когда организм умирает, небольшое количество радиоактивного углерода, поглощенное при жизни, распадается с известной физикам скоростью. Время, прошедшее с момента смерти организма, можно определить путем измерения содержания в нем углерода-14. Его становится тем меньше, чем в более отдаленное время умер организм. Имеется, однако, ограниче-



ние: любой организм через 30 000 лет содержит так мало радиоактивного углерода-14, что по его содержанию очень трудно определить срок его смерти.

Имеется и масса письменных подтверждений изменения климата в течение исторических периодов. Например, записи регулярных измерений температуры сохранились во многих странах Северо-Западной Европы и их заморских колоний с конца XVIII в., хотя и весьма неточные до середины XIX в. Существует также много косвенных свидетельств, характеризующих изменение климата, например, даты урожаев винограда в некоторых странах Европы с 1400 г. Но делать какие-нибудь определенные выводы на основании такой информации опасно.

Попытаемся объяснить, почему эти изменения произошли. Но перед тем как это сделать, вспомним, что климат создается из многих столь различных переменных, что невозможно одинаково объяснить изменения климата от каменноугольного до пермского периодов, т. е. 200—250 млн лет назад, и в течение первых сорока лет текущего столетия. Но все изменения климата, малые и большие, можно в конце концов проследить по изменению общей циркуляции атмосферы. И здесь мы сразу же обнаруживаем, что мало знаем об атмосфере. Нам не известны, по-видимому, все факторы, определяющие режим общей циркуляции, мы не представляем всех возможных состояний, в которых она может находиться.

Мы видели, что большинство сезонных особенностей сильно меняется из года в год, хотя факторы, вызывающие эти изменения, часто кажутся несущественными и мы не обращаем на них внимания. Другими словами, короткопериодные изменения могут быть созданы скорее случайным повторением каких-либо циркуляционных систем, чем результатом внезапного влияния, например, солнечных пятен или чего-либо еще. Чтобы сказать об упорядоченном изменении климата, необходимо примерно 10 лет подряд наблюдать некоторое отклонение климатических характеристик в определенную сторону.

Принимая ту или иную схему общей циркуляции, мы должны помнить, что океаны и вечные льды, медленнее нагревающиеся, чем суша, действуют как гигантские маховые колеса в атмосферной тепловой машине. Предполагают, что температурные флуктуации устойчиво сохраняются в течение сотен лет в глубине океанов и в течение тысяч лет в полярных льдах. Например, полярные ледники, однажды образовавшись, вероятно, будут жить тысячи лет, так как их высокое альбедо уменьшает скорость таяния под лучами солнца, понижает температуру окружающего воздуха. Ледники, кроме того, стремятся разрастаться вширь, поскольку они создают специфическую атмосферную циркуляцию, при которой осадки в виде снега накапливаются глав-

ным образом на краях уже сформировавшегося ледника. На климат могут влиять также некоторые причины, нарушающие энергетический баланс Земли. Одной из таких причин является изменение материков. Например, образование Скалистых гор, Анд и Гималаев около 30 млн. лет назад должно было вызвать глубокие изменения климата. Еще более радикальным было, по-видимому, перераспределение земных масс и океанов где-то около 200 млн. лет назад. Идея о *дрейфе континентов* была впервые выдвинута немецким метеорологом А. Вегенером около 50 лет назад. Предполагается, что в каменноугольный период существовали только две большие массы суши: Пангеа, включавшая в себя Европу, большую часть Азии, Гренландию и Северную Америку, и Гондвана, включавшая Африку, Индию, остров Мадагаскар, Южную Америку, Австралию и Антарктиду. После серии грандиозных разломов Северная Америка оторвалась от Пангеа, тогда как Гондвана раскололась на составляющие, и они растеклись по поверхности Земли, заняв свое современное положение.

Вегенер оригинально развил свою теорию для объяснения того, что некоторые районы в тропиках были некогда покрыты льдом, о чем говорят следы оледенений и другие факты. Он также нашел причину образования залежей каменного угля — доказательство некогда теплого влажного климата и обильной растительности — в ныне обледенелом Антарктическом континенте. Но до недавнего времени эту теорию отклоняли многие ученые, главным образом потому, что не было убедительного объяснения огромным силам, необходимым для раскалывания первоначальной земной массы и смещения отдельных частей суши на расстояние в тысячи километров. Сегодня, однако, геологи полагают, что такие силы содержатся в конвективных потоках, создаваемых в земной мантии теплом, генерируемым радиоактивным распадом. И так как некоторые потоки движутся вверх и затем растекаются у вершины мантии в стороны, создаются достаточно мощные упругие силы, чтобы расщепить континентальные массы земной суши и заставить их дрейфовать на поверхности земной коры. Такая теория объясняет две главные климатические фазы: докарбоновое распределение масс суши, предшествующее периоду образования углей с его влажным и теплым климатом, и последующий дрейф континентов к районам с другими климатическими условиями.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Современные исследования дна океанов показывают, что разбегание континентов продолжается и по сей день. В центре Атлантического океана, например, существует зона очень молодых в геологическом отношении пород. Восточнее этой зоны все острова и материки медленно движутся на восток, массы суши, расположенные западнее этой зоны, движутся на запад. В результате Северная Америка медленно удаляется от Европы. — *Прим. ред.*



Другой путь, по которому мог измениться климат, это изменение энергетического баланса Земли в результате воздействия извне, например, колебаний солнечного излучения. Следствия таких колебаний представил в простой теории британский метеоролог Симпсон для объяснения четвертичного оледенения. Согласно Симпсону, это великое оледенение Земли было вызвано не уменьшением солнечной радиации, как можно было бы ожидать. Уменьшение, как он показал, существенно понизило бы температуру земной поверхности, особенно в тропиках. А это имело бы два важных следствия: оно уменьшило бы температурный градиент между полюсом и экватором, а также испарение в тропических районах, что в свою очередь уменьшило бы содержание водяного пара в атмосфере Земли. Общая циркуляция атмосферы неизбежно ослабилась бы, штормов и осадков во всех широтных зонах Земли стало бы немного. Известно, однако, что в ледниковый период сложились совсем другие климатические условия.

Симпсон предположил, что изменения, необходимые для оледенения, были вызваны небольшим усилением солнечной энергии, которое привело к увеличению облаков и осадков, особенно на возвышенностях вблизи полюсов. Возросшая облачность понизила температуру в высоких широтах и там распространились вечные льды.

Эта теория вызывает некоторую критику, хотя ее основные предпосылки, по-видимому, справедливы. В нее были внесены изменения, в одном из которых предполагается, что кратковременное возрастание солнечной радиации в ледниковый период произошло после довольно длительного периода пониженной излучательной способности Солнца. Континенты и особенно океаны в высоких широтах были выхожены в этот период, поэтому интенсивное испарение и увеличение осадков сразу же привело к бурному нарастанию ледяных покровов Земли.<sup>1</sup>

Считая, что теория Симпсона достаточно правильно отражает положение вещей, справедливо упомянуть о югославском физике Миланковиче, который пришел к противоположным выводам. Вычисления Миланковича, основанные на учете формы земной орбиты в различные периоды за последний миллион лет и величины угла наклона земной оси вращения к орбите, показали, что периоды наибольшего оледенения примерно совпадают с теми периодами, когда Земля получала наименьшее количество тепла от Солнца. Однако эти изменения были очень малы. Существовали ли какие-либо флуктуации в излучении Солнца за этот

долгий период — остается очень важной проблемой, подходы к решению которой пока неизвестны.

До недавнего времени убедительного доказательства каких-либо заметных колебаний в солнечном излучении не было зарегистрировано, хотя это не означает, что они никогда не могли произойти. Известно, что Солнце — переменная звезда, имеющая два четко выраженных цикла активности: 11- и 80-летний. Эти циклы подтверждаются наблюдениями за солнечными пятнами, число и площадь которых регистрируются с середины XVIII в. От момента почти полного освобождения поверхности Солнца от пятен до состояния высокой запятненности проходит 5 лет, после чего через 6—8 лет пятна вновь исчезают. Таким образом появляется примерно 11-летний цикл. Было сделано много попыток связать этот период с гидрологическим и климатическим циклами. Измерения солнечной постоянной указывают на то, что вариации в излучении Солнца за последние 50 лет не превышали 0,2%. Такое изменение солнечной постоянной, вероятно, должно вызывать изменение температуры у поверхности Земли, но не более чем на 0,1° С, т. е. почти в 10 раз меньше наблюдаемого изменения температуры за те же 50 лет. Таким образом, данные говорят о том, что существенные колебания климат испытывает, когда происходит перераспределение тепла при изменении общей циркуляции атмосферы, когда изменяется местоположение районов испарения и конденсации влаги. Однако это не означает, что длительные изменения климатов не могли быть обусловлены изменением радиации Солнца.

Последние данные наблюдений, по-видимому, показывают, что если изменение климата и зависит от вариаций солнечной радиации, то лишь вне интервала 0,3—3 мкм, т. е. в основном от радиации, не достигающей уровня, на котором было сделано большинство измерений напряженности солнечной радиации. Другими словами, необходимо обратить внимание на ультрафиолетовую и корпускулярную радиацию Солнца. Хорошо известно, что во время вспышек на Солнце, которые происходят в хромосфере, к Земле устремляются потоки рентгеновских лучей, а также заряженные частицы: протоны и альфа-частицы. Рентгеновское излучение поглощается очень тонким слоем воздуха. Практически почти всю радиацию с длиной волны менее 0,1 мкм поглощает ионосфера на высоте около 90 км, чуть-чуть более длинноволновая радиация (0,1—0,3 мкм) проникает глубже и поглощается в стратосфере озоном. Предполагали, что колебания в количестве излучения, поглощенного на высотах, могут быть причиной длительного изменения температуры и давления в стратосфере, что в свою очередь может влиять на условия в тропосфере. Многочисленные факты доказывают, что при колебаниях ультрафиолетового излучения Солнца изменяется вид

<sup>1</sup> Все современные исследователи четвертичных оледенений предполагают, что первопричиной появления льдов было снижение солнечной радиации на 1—3% по сравнению с современным уровнем. — *Прим. ред.*



циркуляции в тропосфере. При этом солнечная постоянная и полное количество энергии, идущей на нагревание нижних слоев атмосферы, остаются неизменными.

Солнечная вспышка 12 ноября 1960 г. (возможно, самая интенсивная за последние 30 лет) дала определенное подтверждение этой теории. Но было ли изменение циркуляции в тропосфере, отмеченное при вспышке, обусловлено изменениями в озонном слое или какими-либо другими факторами, остается до сих пор не совсем ясно.<sup>1</sup>

Попытки доказать, что на изменение климата в XX в. повлияли колебания солнечного излучения, ни к чему не привели. Но до того как оставить вопрос о непостоянстве солнечной постоянной, следует упомянуть об одной теории, согласно которой вся солнечная система за свою длительную историю проходила через облака межзвездной пыли. Примерно от половины до двух третей всей массы материи в нашей Галактике рассеяно равномерно в виде мельчайшей пыли. Эта межзвездная материя в отдельных частях Галактики собирается в облака, которые примерно в 100 раз или более плотнее, чем окружающее пространство. Никто достоверно не знает, что случится, если солнечная система пройдет через такое облако. Но многие ученые предполагают, что Солнце притянет и соберет вокруг себя часть этой пыли. Эта материя рано или поздно добавится к собственно солнечному материалу, производящему тепло, и, вероятно, увеличит выход солнечной энергии примерно на 1%, большая часть которой окажется в ультрафиолетовой области. Однако в момент вхождения солнечной системы в облако межзвездной пыли может наблюдаться снижение солнечной радиации.

На поступление и потерю радиационной энергии в отдельном месте, как и в глобальном масштабе, влияет также изменение состава атмосферы. Изменение частично может быть прямо обусловлено деятельностью человека; но действительно ли оно заметно влияет на климат? Как мы знаем, с начала века среднее содержание углекислого газа в воздухе увеличилось от 290 до 330 частей на миллион частей воздуха. Такое увеличение обязано в основном сжиганию топлива, но частично и другим причинам. Например, возрастанию бактериальной активности в почве (стало больше культивируемых площадей, чем в начале столетия, больше животной и растительной материи распадается). Углекислый газ, как известно, взаимодействует с длинноволновой радиацией, поэтому при любом увеличении углекислого газа должна подняться температура в нижней

<sup>1</sup> По данным исследований советских метеорологов, основное воздействие на тропосферную циркуляцию оказывают протоны высокой энергии, источником которых являются хромосферные вспышки на Солнце. — *Прим. ред.*

тропосфере. Как установлено, повышение температуры, обусловленное увеличением углекислого газа за текущее столетие, составляет не более  $0,01^{\circ}\text{C}$  в год. Снижение средней температуры Земли в последние десятилетия при возрастающих темпах роста углекислого газа указывает на то, что это далеко не решающий фактор. Концентрацией этого газа не удастся объяснить и почти постоянный уровень температуры к югу от  $50^{\circ}$  с. ш., где в воздухе содержится столько же углекислого газа, сколько в полярных районах. Изменение температуры отмечалось и до и после технической революции. Как уже указывалось, наибольшее потепление было в 30-х годах текущего столетия, а в последние 20—30 лет температура понижается. Некоторые ученые полагают, что температура изменяется в результате изменений концентрации углекислого газа, который участвует в сложном цикле обмена между атмосферой и океаном. Другая группа ученых объясняет современные изменения температуры Земли изменением циркуляции атмосферы.

В течение последних двух веков в атмосферу было выброшено много дыма, вследствие широко распространенного сжигания угля в домашних печах и заводских котлах. Частицы дыма и пыли рассеиваются и поглощают солнечную радиацию, но при этом увеличивается количество инфракрасной радиации, направленной вниз от атмосферы, и, вероятно, компенсируется потеря части прямой солнечной радиации, проходящей через загрязненную атмосферу. Однако суммарный эффект влияния частиц дыма на изменение климата Земли незначителен, так как даже наименьшие частицы редко остаются в атмосфере более нескольких дней. Совсем иначе ведет себя пыль, выброшенная в высокие слои атмосферы при извержении вулканов. Наибольшие частицы довольно быстро выпадают на землю, но мелкие и легкие частицы поднимаются в стратосферу и остаются там от двух до пяти лет, часто распространяясь над целым полушарием. Очевидно, что такая пыль сильно рассеивает солнечную радиацию и вызывает другие важные изменения. Испарение и конвекция, следовательно и облачность, обычно стремятся уменьшиться. Это в свою очередь улучшает условия притока прямой солнечной радиации к поверхности Земли. Меньше энергии будет отражаться и излучаться в межпланетное пространство. Атмосфера как бы компенсирует недостачу энергии по одной статье экономией ее по другой. Большое преимущество этой теории, объясняющей изменение климата, состоит в том, что количество вулканической пыли может быть измерено. После извержения вулкана Кракатау в 1883 г. пыль оставалась в атмосфере по крайней мере в течение трех лет и количество солнечной радиации в этот период, зарегистрированное в Монпелье (Франция), упало



примерно на 10%. Есть аналогичные данные о других заметных вулканических извержениях.<sup>1</sup>

Выдвигалось по крайней мере около десятка гипотез, объясняющих изменения климата. Каждая из них больше или меньше соответствует фактическим данным, но ни одна из них не объясняет все детали климатических изменений. По этой причине многие палеоклиматологи пытались определить основные циклы или ритмы в данных регистрации о прошлых климатах. Анализ такой периодичности часто был бесполезным, не потому что не находили циклов, а потому что их было слишком много. Для объяснения циклов разной длительности опять-таки были необходимы разные теории.

Понятно, что теории климатических циклов сегодня не внушают доверия. Лучше понять причины климатических изменений можно, изучая циркуляцию атмосферы в прошлом. Например, мягкие морские условия в Европе и Северной Америке, преобладавшие в конце прошлого столетия, хорошо связаны с доминирующей зональной циркуляцией, с частыми циклонами, движущимися по достаточно северным траекториям. Но было установлено, что с 20-х годов средний путь циклонов над Северной Америкой сместился на 2—5° дальше на юг, т. е. на 200—500 км. Такое смещение привело к тому, что летние месяцы стали более холодными и влажными, а зимние более суровыми, с частыми северными и северо-восточными ветрами. Изменился характер, а также особенности циркуляции и в средней и верхней тропосфере. Если раньше в западном переносе в средней тропосфере чаще наблюдались 2—4 длинные волны, то теперь меридиональная циркуляция не так сильна. Длинные волны ослабели, стали преобладать небольшие, но со значительной амплитудой возмущения.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Советские метеорологи недавно показали, что температура летних месяцев в течение пяти лет после извержения крупного вулкана была примерно на 0,5° С ниже, чем обычно.—Прим. ред.

<sup>2</sup> Здесь следует подчеркнуть, что все климатические изменения, произошедшие в четвертичный период, когда очертания и положение континентов были такими же, как теперь, определялись соответствующими изменениями циркуляции атмосферы. Но чем определялись эти изменения циркуляции атмосферы: космическими факторами, изменением солнечной постоянной или корпускулярного излучения Солнца, вулканической пылью или факторами, связанными с изменением режима вращения Земли и циркуляции глубинных вод Мирового океана? Конечной причиной изменений на Земле и даже на Солнце многие ученые считают космические факторы. Вероятнее всего, изменения климата в четвертичный период определялись какими-то изменениями в космосе. Процессы на Земле (будь то тектоника, циркуляция атмосферы и Мирового океана, режим вращения) связаны с условиями космического пространства. Чем больший промежуток времени мы рассматриваем, тем легче прослеживаются эти связи. Однако какие факторы и на каких этапах играют первостепенную роль в изменениях режима атмосферной циркуляции, температуры и осадков, еще предстоит выяснить.—Прим. ред.

## 13 Климат и человек

Успехи Человека, живущего на планете Земля, в сильной степени зависят от его способности не только использовать, но и преобразовывать окружающий его мир. Хотя атмосфера и является одной из наиболее важных и сложных составных частей окружающего человека мира, она все еще не контролируется человеком. Тем не менее он никогда не оставляет мечту о сознательном и прямом влиянии по крайней мере на местные условия погоды и климата. В этой главе мы рассмотрим обе стороны взаимоотношений между человеком и климатом: как климат влияет на человека и как человек пытается изменить климат.

Начнем с того, как климат влияет на человека, на его физические возможности. Согласно теории Е. Хантингтона, монотонный климат несколько расслабляет, тогда как меняющаяся погода, с чередованием циклонических и антициклонических условий стимулирует умственную и физическую деятельность большинства людей.

Вероятно, физическая активность человека наивысшая, когда температура около 18° С, и относительная влажность от 75 до 80%, хотя в идеале обе величины должны, как и давление, колебаться в некоторых пределах.

Когда рассматривается влияние климата на человека, то основным критерием этого влияния служит способность тела регулировать свою температуру. Когда относительная влажность высокая и температура выше 20° С, естественного охлаждения кожи и легких достаточно, чтобы температура тела не поднималась выше нормальной. Интенсивные же движения тогда сопровождаются определенным неудобством и чувством угнетения, а в чрезвычайных случаях — тепловым ударом. Движение воздуха, очевидно, помогает повысить способность тела к охлаждению даже



тогда, когда температура и влажность достаточно высоки. По этой причине вентиляторы, или еще лучше кондиционированный воздух всегда существенны для комфорта внутри помещений во влажных тропиках. Сегодня мы знаем, что в умеренном климате больше половины тепла, потерянного телом, составляет инфракрасное излучение. В тропиках радиационные потери тела малы, но в полярных районах в спокойную погоду они могут достигать более двух третей. В холодных ветреных условиях большая часть тепла теряется также за счет теплопроводности и турбулентности и значительно меньше за счет испарения, так как при низкой температуре тело испаряет очень мало. Поэтому изменения относительной влажности значительно лучше переносятся в холодном климате, чем в тропиках.

Действительно огромный вред наносит холод, когда организм производит меньше тепла, чем теряет (например, в холодной воде или на холодном воздухе). Вода оказывает охлаждающее действие, в 23 раза большее, чем воздух, — при температуре, близкой к замерзанию, человек может погибнуть в воде менее чем за 15 минут.

Многие болезни человека имеют явную связь с погодой: например, бронхит — с загрязненной туманной атмосферой. Часто это связь косвенная, но тем не менее безошибочная. Например, некоторые климаты благоприятствуют развитию и распространению определенных вирусов и болезнетворных микробов, малярийных комаров и мух цеце. Некоторые медики полагают, что старые раны, мозоли и больные суставы, реагируя на электрические возмущения, появляющиеся перед приходом атмосферного фронта и осадков, могут предсказывать изменение погоды.

Ясно, что климат играет важную роль в развитии и распространении болезней и эпидемий животных и растений. Возьмем хорошо известный пример. Картофель заболевает примерно через две недели после 48-часового периода с минимальной температурой воздуха (на глубине 1 м) не ниже  $10^{\circ}\text{C}$  и с относительной влажностью выше 75%. Такие условия часто создаются на юге летом после продолжительной влажной облачной погоды, принесенной медленно движущимся циклоном. Некоторые болезни не местного происхождения прямо зависят от погоды: зародыши, споры и микробы могут переноситься ветром на сотни километров. Споры черной ржи (головня) — болезни хлебных злаков — иногда попадают в Южную Англию из Северной Африки; сообщалось даже о саранче, пережившей такое же путешествие.

Имеется много и других примеров влияния климата на человека и его окружение за исторический период. Рассмотрим способы, с помощью которых человек пытался и пытается изменить влияние климатических условий. Прежде всего он строит изолированные от атмосферы ячейки (жилища), чтобы создать

удобный для жизни и работы климат. В жарких странах здания располагают таким образом, чтобы устранить действие яркого солнечного света и улучшить вентиляцию местным бризом. В Восточном Средиземноморье, например, при планировании прибрежных городов оставляют проходы между зданиями, чтобы морской бриз мог проникать в глубь застройки. Температура внутри и снаружи зданий зависит, конечно, от альбедо и теплопроводности стен и крыши. Толстые, покрытые белой краской с маленькими окнами стены зданий в Северной Африке сохраняют холод днем и тепло ночью. Стены, полые внутри, и окна с двойными стеклами помогают изолировать дом от внешней низкой температуры. Важно также положение дома: в холодный зимний день в северном полушарии нужно в пять раз больше топлива для нагревания комнаты, обращенной на север, чем комнаты, обращенной на юг.

Принцип изоляции применим также для успешного выращивания комнатных растений. Даже в неотапливаемой теплице температура редко падает ниже  $-2^{\circ}\text{C}$ . Низкая стеклянная рама обеспечивает лучшее сохранение тепла, она в два раза эффективнее, чем теплица. И если раму побрызгать водой так, чтобы образовалась пленка льда (плохой проводник тепла), то в холодную зимнюю ночь внутри рамы можно поддержать температуру, на  $10^{\circ}\text{C}$  большую, чем вне ее. Во многих теплицах, чтобы полностью исключить риск замерзания, используют искусственный подогрев и разбрызгивание воды. В умеренных широтах даже вне помещения можно предохранить растения от мороза — возможно, самой серьезной угрозы погоды. Так как лучше предупредить возможность появления заморозка, чем устранить его, то особое внимание нужно уделять выбору подходящего места под те или иные насаждения. Если это невозможно, то навесы над растениями, уменьшающие радиационные потери тепла от земли в ночное время, являются одним из самых простых и эффективных методов защиты. Эффектны и дымовые экраны, но они не так легко управляемы, кроме того, они могут покрывать листья вредной копотью и гарью, давать нежелательные эффекты. Другой популярный способ борьбы с морозом состоит в том, чтобы нагревать воздух путем сжигания дешевого топлива — обычно тяжелой нефти — в специальных горелках на  $5^{\circ}\text{C}$ , если нагретый воздух удерживается вблизи поверхности земли низкой инверсией. Вращающиеся вентиляторы с большими лопастями, помещенные над кроной фруктовых деревьев, также могут предотвратить замерзание. При этом создается искусственное турбулентное перемешивание: холодный воздух с поверхности земли заменяется теплым воздухом из верхних слоев атмосферы.

Серьезный вред посевам может нанести и ветер. В течение сотен лет жители таких районов, как широкая долина реки Роны



во Франции, сажали живые изгороди и деревья или строили стены, чтобы предохранить пахотные земли от иссушающих ветров. Очевидно, что степень предохранения зависит от типа защиты. На подветренной стороне сплошной стены скорость ветра резко падает. Но на расстоянии, в 5—10 раз большем, чем высота стены, ветер быстро восстанавливает свое направление и скорость. Заборы, стены и другие типы жесткой и сплошной защиты вызывают сильную турбулентность и пыльные порывистые ветры. Их польза очевидна лишь в случае, когда ими огораживают небольшие сады. Проницаемая для ветра изгородь и живая изгородь из растений меньше предохраняют насаждения, но зато не служат причиной появления вихрей и вредных порывистых ветров. Лучшим типом защиты является барьер из высоких деревьев, более плотный у вершин, чем у земли. Воздух, фильтрующийся в нижней части такого барьера, не может формироваться в вихри на подветренной стороне. А скорость ветра на подветренной стороне такого защитного пояса снижается на 20—40% по сравнению со скоростью на наветренной стороне. Выше защитного пояса и около его концов скорость ветра может возрастать, поэтому важно не оставлять прохода в ветроломном барьере. Очевидно, барьером из деревьев можно защищать только небольшие территории, но ряды параллельных лесозащитных полос, стоящих под правильным углом к преобладающим или наиболее разрушительным ветрам с интервалами, примерно в 30 раз превышающими их высоту, могут предохранить поле в несколько квадратных километров.

Град — это главная угроза посевам и зданиям во многих странах. Попытки предотвратить разрушения от градобития имеют длинную (и иногда комическую) историю, особенно в винодельческих районах Южной и Центральной Европы. Все они были основаны, как мы теперь знаем, на использовании волн давления. Уже в начале XVIII в. крестьяне звонили в церковные колокола, когда на горизонте появлялась черная грозовая туча. С XVIII до начала XIX в. в грозовые облака палили из пушек. Сегодня пушки для расстреливания градовых облаков заменены ракетами. Во Франции, в Италии, Советском Союзе, Америке, Южной Африке, Кении и других странах большие территории с ценными сельскохозяйственными культурами охраняются сетью ракетных станций, обычно управляемых самими фермерами.<sup>1</sup> Ракеты взрываются на высоте от 1,5 до 2 км; возникающие при этом волны давления дробят естественные

градовые камни, превращая твердый град в снежную крупу или дождь.

В Швейцарии, Советском Союзе, США и других странах ведутся исследования в области физики градообразования в облаках, повышения эффективности ракет, несущих в облака химические реагенты. Пытались предотвратить выпадение града и путем высевания различных соединений с самолета на потенциально грозовые облака, предоставляя возможность каплям переохлажденной воды замерзнуть до того, как они вырастут путем слияния. Сомнительно, однако, что можно искусственно создать огромное количество ядер замерзания, необходимых для существенного изменения характеристик большого облака.

Облака обрабатывают аналогичным образом и для того, чтобы вызвать выпадение дождя — решающего элемента любого климата. Здесь люди достигли определенных успехов. Во многих частях света дождя недостаточно, чтобы орошать посевы, либо он выпадает слишком рано или слишком поздно. В странах, постоянно страдающих от засух, кое-где сохранились ритуальные обряды вызывания дождя. В древности от одного дождя зависело быть урожаю или голоду.

Дождь вызывают с помощью магии или науки, только тогда, когда он вероятен, когда в атмосфере имеются благоприятные условия, т. е. обычно в начале или в течение сезона дождей. Тщательно и длительно наблюдая за облаками, колдун может стать неплохим прогнозистом погоды, даже если он представляет свою науку как магическое искусство. В первых экспериментах по вызыванию дождя использовали такие фантастические методы, как разжигание костров из веток, пальбу из пушек (иногда с использованием зарядов, наполненных жидкой углекислотой), разбрызгивание пыли из баллонов и производство электрических разрядов с самолетов.

Действительно научно обоснованное вызывание осадков началось в пятидесятых годах. Опыты были выполнены выдающимся немецким ученым, специалистом по физике облаков, В. Финдейзенем, который использовал аэроплан. Он рассыпал кварцевую пыль в небольшие переохлажденные облака с температурой  $-8,5^{\circ}\text{C}$ , что на  $10^{\circ}\text{C}$  выше температуры, при которой ледяные кристаллы образуются на ядрах замерзания в атмосфере. После обсеивания облака превратились в полосы падающих снежных кристаллов. Этот эксперимент был первым зарегистрированным примером преднамеренного и успешного изменения естественного состояния облака. Появились и совершенно новые перспективы контроля за погодой и климатом. Лишь в 1946 г. был найден метод получения ядер замерзания в достаточном количестве, чтобы преобразовать переохлажденные вершины водяных облаков в ледяные кристаллы и таким образом привести в действие

<sup>1</sup> В виноградарских районах Советского Союза сельскохозяйственные поля охраняются от градобития специальными постами, оснащенными зенитными орудиями. — *Прим. ред.*





На гравюре изображена машина, запатентованная Д. Раглом в Вирджинии в 1880 г., которая будто бы может вызвать дождь. Взрывчатый груз посылали на воздушном змее в соответствующие облака и затем взрывали с земли, используя электричество.

За первыми успешными испытаниями с сухим льдом и иодистым серебром как искусственными ядрами замерзания последовало возникновение ряда компаний по искусственному образованию осадков, организованных полными надежд предпринимателями. Лишь немногие из этих компаний оказались жизнеспособными, так как было установлено, что вызвать дождь — далеко не так просто, как сначала предполагали. Выяснилось, что облака только некоторых форм и определенных размеров поддаются искусственному воздействию. Засев сухим льдом с самолета стоил весьма дорого. В случае с иодистым серебром, которое рассеивалось в виде дыма наземными генераторами, частицам часто

процесс образования дождя (по Бержерону), о котором мы упоминали в главе 7. Это случилось, когда американский метеоролог В. Шефер открыл, что кусочек твердой углекислоты, не больше булавочной головки, производит сотни миллионов ядер конденсации, если он попадает в лабораторную камеру, содержащую переохлажденные капельки воды. (Твердая углекислота, которую обычно называют сухим льдом, имеет температуру около  $-70^{\circ}\text{C}$ .) Первое испытание в естественных условиях имело место в ноябре 1946 г. Переохлажденные облака были успешно преобразованы с помощью углекислоты в плотные снежные кристаллы. Вскоре после этого было сделано другое важное открытие. Оказалось, что мельчайшие кристаллы иодистого серебра, имеющие кристаллическую структуру, удивительно похожую на структуру льда, действуют как ядра замерзания при температуре ниже  $-5^{\circ}\text{C}$ .



Более современным методом искусственного образования осадков является засев облаков. Один из способов: в облако сбрасывают иодистое серебро, которое стимулирует замерзание переохлажденных капель. В середине облака ледяные кристаллы выпали и образовалась дыра.

не удавалось достичь высоты переохлажденных облачных слоев, причем солнечный свет разрушал частицы реагента, как бромированное серебро на киноплёнке. По этой причине высевание реагента прямо в облако с самолета, на первый взгляд более долгое, может оказаться при постоянном использовании аппаратуры более экономичным. Австралийские ученые почти полностью вернулись к самолетным экспериментам с иодистым серебром, более чем две трети которых дали успешный результат. В 1965 г. широко распространившиеся лесные пожары в Новом Южном Уэльсе были погашены частично дождем, выпавшим из засеянных этим реагентом облаков.

Сегодня ученые многих стран работают совместно над фундаментальными исследованиями проблемы искусственных воздействий, ставят лабораторные эксперименты, проводят испытания новых реагентов в полевых условиях. Большая часть их базируется на хорошо установленном факте, что многие облака, со-



стоящие из переохлажденных капель, можно превратить в ледяные. В Австралии и Японии была сделана попытка стимулировать образование дождя путем соударения и слияния капель различного размера в теплых облаках. В самых ранних экспериментах кучевые облака обрызгивались сверху большим количеством водяных капель, но без какого-либо заметного результата. Это не удивительно, так как вычисления скорости роста капель показывают, что этот метод, вероятно, имеет успех только тогда, когда облака очень высокие, другими словами, когда имеется большая вероятность того, что дождь выпадает и без вмешательства человека. Более обещающий метод состоит в следующем. В основание активно растущих облаков вводят маленькие капли воды, так как капли растут во время движений внутри облака. В Австралии, например, дождь выпадал из большого числа облаков, в которые были введены капли воды. Другой сравнительно новый метод использует кристаллы соли в качестве ядер конденсации. Этот последний метод имитирует естественный процесс, который происходит в атмосфере над океаном (примерно 20—30 кг соли в виде ядер конденсации находится в среднем ливневом облаке).

Итак, мы упомянули несколько самых последних идей и методов для стимулирования дождя и изменения местных погодных условий. Но некоторые ученые уже рассматривают возможные пути изменения климата в региональном, континентальном и даже глобальном масштабе. Например, можно радикально изменить климат, изменяя количество радиации, поглощенной земной поверхностью путем добавления в атмосферу углекислого газа, водяного пара или пыли, или изменения альбедо земной поверхности. В Советском Союзе и Канаде весной снег заставляют таять раньше, покрывая его угольной пылью, которая интенсивнее поглощает солнечную радиацию. Было предложено несколько методов, основанных на таком же принципе, чтобы растопить полярные льды. Но вмешательство человека в крупномасштабные природные процессы вызывает больше тревогу, чем энтузиазм, так как трудно представить, что за таким вмешательством последует.

Сегодня изменение погоды является целью большого числа теоретических экспериментальных исследований, проводимых более чем в двадцати странах. Но по мере того как данные накапливаются, люди начинают понимать, что ресурсы энергии, которые они имеют в своем распоряжении, малы по сравнению с силами, приводящими атмосферу в движение. Около 10 млн. т воздуха приводятся в движение для того, чтобы произвести довольно маленькое ливневое облако, которое затем продолжает поглощать воздух в своем основании со скоростью около 2 млн. м<sup>3</sup>/с. Обычный циклон часто несет несколько миллионов

таких облаков. Полная кинетическая, тепловая и электрическая энергия одной грозы примерно эквивалентна энергии, выделившейся при взрыве мегатонной бомбы, а один-единственный тропический ураган может генерировать во много тысяч раз больше энергии, чем самая мощная водородная бомба. Поэтому чрезвычайно маловероятно, что человек когда-либо будет изменять погоду так же свободно, как, например, течение рек, хотя он, возможно, сумеет улучшить скромный контроль за местными условиями.

Перспективным представляется путь изменения погоды, если человек, не противопоставляя громадной энергии атмосферы еще большую энергию, изучит детально физику явлений и сумеет подобрать ключи к атмосферным процессам. Очень малые дозы энергии, реализованные в точно выбранные моменты, во многих случаях могут привести к большим изменениям в атмосфере, чем те, которые мы наблюдаем после взрыва атомной бомбы. Главная опасность заключается в том, что, искусственно изменяя погоду в глобальном масштабе, можно вызвать необратимые последствия. По этой причине до того как человек вмешается в погоду и климат Земли, он должен достичь глубокого понимания физики основных процессов в атмосфере и все попытки вмешательства начинать только на основе широкого международного сотрудничества.





## Содержание

1	Наблюдение за погодой . . . . .	3
2	Структура атмосферы . . . . .	14
3	Тепловой баланс Земли и атмосферы . . . . .	23
4	Атмосфера в движении . . . . .	33
5	Испарение . . . . .	57
6	Конденсация . . . . .	64
7	Осадки . . . . .	78
8	Свет и звук в грозных явлениях атмосферы . . . . .	85
9	Синоптическая метеорология . . . . .	91
10	Местные климаты . . . . .	108
11	Климат городов . . . . .	118
12	Климаты прошлого . . . . .	125
13	Климат и человек . . . . .	135

Т. ЧАНДЛЕР  
ВОЗДУХ ВОКРУГ НАС

Редактор Л. П. ЖДАНОВА. Обложка художника Ю. И. ДЫШЛЕНКО. Художественный редактор В. В. КОСТЫРЕВ. Технический редактор В. И. СЕМЕНОВА. Корректор Г. Н. РИМАНТ

Сдано в набор 31/VIII 1973 г. Подписано в печать 3/IV 1974 г. Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага тип. № 2. Печ. л. усл. 8,37. Уч.-изд. л. 9,21. Тираж 60 000 экз.  
Индекс ЦЛ-190. Заказ 3993. Цена 54 коп.  
Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23

Типография им. П. Ф. Анохина Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. г. Петрозаводск, ул. «Правды». 4.

