Д.Х.

ПРОФ. А. А. КРУБЕР

ОБЩЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЕ

ЧАСТЬ II



1977881

УЧПЕДГИЗ—МОСКВА—1937

г. Белинск

КОНТРОЛЬНЫЙ ЛИСТОК
СРОКОВ ВОЗВРАТА

КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ
ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ
УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

Колич. пред. выдач.

Д.Х.

8 ТМО Т. 500000 З. 1379—85

7-7271.

ГГОУНБ им. В. Г. Белинского

Книга должна быть
Возвращена не позже
азанного здесь срока

ГОУНБ им. В. Г. Белинского

ГОУНБ им. В. Г. Белинского

Проф. А. А. КРУБЕР

ОБЩЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЕ

ЧАСТЬ II

АТМОСФЕРА И КЛИМАТ. ГИДРОЛОГИЯ СУШИ. КАРСТ. ЛЕДНИКИ. ЛАНДШАФТ ПУСТЫНЬ.

Учебное пособие
для высших педагогических учебных заведений
и государственных университетов

1949

УТВЕРЖДЕНО НАРКОМПРОСОМ РСФСР

Издание третье, переработанное, под редакцией
проф. Б. Ф. ДОБРЫНИНА и проф. А. С. БАРКОВА

1961

ГОСУДАРСТВЕННОЕ УЧЕБНО-ПЕДАГОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКВА — 1937

Республиканская центральная библиотека УАССР. г. Ижевск.
Библиотека Института усовершенствования учителей г. Ижевск, Удмуртской АССР Инв. № 10860
5Г1,4 К84
СОУНБ им. В. Г. Белинского

551.4
К 84

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ПУБЛИЧНАЯ БИБЛИОТЕКА ИМ. В. Г. БЕЛИНСКОГО

1988881

Государственная ордена Трудового Красного Знамени публичная библиотека им. В. Г. Белинского г. Свердловск

ПРЕДИСЛОВИЕ.

Третье издание II части «Общего землеведения» проф. А. А. К р у б е р а, подобно опубликованной (в третьем издании) в 1935 г. I части, выходит вновь переработанным при участии коллектива географов. Переработка курса организована кафедрой физической географии Московского государственного университета. I отдел книги — XI глава (атмосфера и климат) — переработан доц. МГУ Б. С. Ш у с т о в ы м, XII, XIII и XIV главы (деструкционные процессы, подземные воды, карстовый ландшафт) переработаны проф. МГУ А. С. Б а р к о в ы м, XV и XVI главы (реки и ледники) просмотрены и переработаны проф. А. А. Б о р з о в ы м и проф. Б. П. О р л о в ы м, XVII глава (ландшафт пустынь) просмотрена проф. В. А. Д у б я н с к и м, XVIII глава (озера) заново написана доц. МГУ М. А. П е р в у х и н ы м.

Общая редакция II части принадлежит проф. Б. Ф. Д о б р ы н и н у и проф. А. С. Б а р к о в у.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ имени Ф. Скорины

ГОУНБ им. В. Г. Белинского

XI. АТМОСФЕРА И КЛИМАТ.

Понятие о строении атмосферы и составе воздуха.

Наука, которая изучает процессы, совершающиеся в воздушной оболочке земли, т. е. в атмосфере, называется м е т е о р о л о г и е й. Метеорология изучает атмосферу по преимуществу физическими методами, пользуясь также услугами статистики. Климатология черпает данные из этой науки для своих построений.

Деятельность экзогенных сил на земной поверхности может быть понимаема только после того, как даны основные сведения о климате. Выветривание, работа льда и воды, действие ветра — все это зависит от процессов, протекающих в воздушной оболочке земли.

Под понятием «климат» разумеются характерные для данного района или места процессы, создающие погоду, присущую данному месту в разные сезоны года. Раньше под климатом понимали «среднее состояние атмосферы» или «среднее состояние метеорологических элементов» (как-то: температуры, влажности, осадков, ветров и т. п.), присущее данному месту, и характеризовали климат только средними цифрами. Такое статистическое определение климата в настоящее время нас удовлетворить не может. Климат представляет собою атмосферные процессы, и климатологию мы можем трактовать как науку, изучающую эти процессы в различных географических условиях. Под погодой мы понимаем процессы, происходящие в атмосфере в данный момент, характеризуемые состоянием метеорологических элементов в данном месте. Так, например, мы говорим о погоде данного дня, понимая под этим совокупность процессов, происходивших в течение этого дня.

Основные метеорологические элементы — это: 1) атмосферное давление; 2) температура воздуха, характеризующая его тепловое состояние; 3) влажность воздуха; 4) воздушные течения, рассматриваемые по величине скорости воздуха и по направлению; 5) видимость, или прозрачность атмосферы; 6) облачность и осадки в твердом и жидком состоянии.

Процессы, совершающиеся в атмосфере, есть результат взаимодействия ряда факторов. Метеорологические закономерности физического порядка осложняются рядом моментов, вытекающих из взаимодействия атмосферы, литосферы, водной оболочки и органического мира, которое особенно выявляется в нижних слоях атмосферы. Метеорология интересуется, однако, и теми явлениями,

которые протекают на значительной высоте в верхних слоях атмосферы, так как полное истолкование закономерностей метеорологических явлений невозможно без изучения всего воздушного океана. Раньше изучали преимущественно только дно этого воздушного океана. В настоящее время трехмерное изучение атмосферы получило широкое распространение. В составе метеорологии выделилась особая ее ветвь — аэрология, изучающая высокие слои атмосферы и выработавшая свою технику исследования, отличную от техники обычных метеорологических наблюдений.

Детальное изучение атмосферы и познание климата земного шара стало возможным лишь с момента изобретения в XVII и в XVIII столетиях метеорологических инструментов (барометра и термометра) и в особенности с XIX столетия, когда прежде изобретенные инструменты были усовершенствованы и был построен целый ряд новых. Первоначальное ознакомление с климатом началось, конечно, значительно раньше.

Последние успехи физических наук и, в частности, изобретение радио сильно двинули вперед науку об атмосфере.

Для изучения климата земли нельзя ограничиться разрозненными, непродолжительными наблюдениями, а необходимы планомерные длительные наблюдения в разных местах земли. В настоящее время Западная Европа и Соединенные штаты Северной Америки имеют особенно густую сеть метеорологических станций; довольно много их в СССР, Канаде, Индии, Австралии. Но количество станций недостаточно в полярных странах, в центральных частях Африки, Азии, в Китае, в некоторых местностях Южной Америки. В СССР особенно много сделано за последние годы по постройке в Советском секторе Арктики метеорологических станций, число которых теперь много больше числа станций в Канадско-Американском секторе. В частности СССР принадлежит самая северная в мире метеорологическая станция на 80°20′ с. ш. в бухте Тихой на о-ве Гукера, в архипелаге Франца-Иосифа, с отделением на Земле Рудольфа (81°48′ с. ш.).

Работа метеорологических станций состоит в том, что данные наблюдений над метеорологическими элементами, полученные здесь, пересылаются по радио в бюро погоды, где на основании полученных материалов составляется карта погоды, так называемая синоптическая карта. Такие карты составляются несколько раз в день и ими пользуются для предсказания погоды.

По международному соглашению каждая страна в установленные сроки дает по радио сводку погоды. У нас такая сводка дается из Детского Села (близ Ленинграда) и из Москвы.

В СССР главная метеорологическая обсерватория находится в Ленинграде и носит название Главная геофизическая обсерватория. Это большое научное учреждение, состоящее из ряда научно-исследовательских институтов. Центральное бюро погоды — Институт погоды — находится в Москве.

Воздушная оболочка, окружающая землю, представляет часть самой земли, участвуя в суточном вращении земли вокруг оси и в годовом ее движении.

Можно считать за предел атмосферы высоту тех слоев, которые настолько плотны, что могут еще играть некоторую роль в физической жизни нашей планеты. Что же касается вообще границы атмосферы, то вероятнее всего, что атмосфера постепенно переходит в межпланетное пространство. О высоте атмосферы мы можем поэтому говорить лишь условно. Обычно под высотой атмосферы понимают ту высоту, на которой можно наблюдать те или иные физические явления, доказывающие наличие на этой высоте достаточно плотной газовой среды.

Так, например, наблюдения над сумерками и зарей показали, что высота слоя воздуха, способного рассеивать и отражать солнечный свет, колеблется около 70 *км*.

Как известно, явление зари заключается в том, что хотя солнце уже зашло за горизонт, но лучи его продолжают освещать некоторую часть небесного свода, рассеиваются и отражаются от более высоких, еще достаточно плотных для этого слоев атмосферы и попадают в наш глаз. Светящиеся серебристые облака, видимые иногда в полночь летом в нашем полушарии, находятся приблизительно на высоте 80—85 *км*. Наблюдения над метеоритами, которые, проносясь через воздушную оболочку, раскаляются и делаются видимыми, дали средние величины для высоты загорания метеоритов 100—200 *км*. Наблюдения над высотой полярных сияний, которые могут происходить только там, где существует хотя бы и очень малая плотность атмосферы, дают цифры свыше 750 *км*. Очень редко удавалось наблюдать полярные сияния дугообразной формы на высотах, превышающих 750—800 *км* и доходящих до 1000 *км*. До сих пор мы не могли наблюдать физические явления на больших высотах. Поэтому условно высота атмосферы и принимается около 1000 *км*.

Данные метеорологических станций, расположенных на земной поверхности, далеко не достаточны для суждения о процессах, протекающих во всей толще атмосферы. Для изучения более высоких слоев атмосферы, а также особенностей горного климата, устраиваются горные обсерватории на выдающихся горных вершинах или на больших высотах — например, у нас в Средней Азии на леднике Федченко на высоте 4300 *м* построена высочайшая обсерватория. Иногда устанавливаются только самопишущие приборы, периодически контролируемые, например, на вершине Казбека (5040 *м*) и на пике Сталина (на высотах 5600 и 6850 *м*). Однако выступающие вверх горные массивы оказывают большое влияние на физическое состояние прилегающих слоев воздуха; поэтому более важными для изучения атмосферы являются подъемы самопишущих приборов на шарах-зондах, воздушных змеях, аэростатах и т. п. в свободной атмосфере. Шары-зонды поднимались до высот 40—42 *км*, но могли дать пока еще слишком недостаточные научные материалы. В самое последнее время стали применять для изучения высоких слоев атмосферы радиозонды, в которых использован принцип передачи показаний приборов на расстояние при помощи радио. Советская метеорология одержала в этом деле большую победу. Радиозонд из Борисполя поднялся на высоту 40 *км* (1936 г.).

Кроме того, с научной целью был произведен ряд воздушных поднятий на аэростатах, причем в 1901 г. человеку удалось проникнуть на воздушном шаре до высоты 10 800 *м* (Берсон и Зюринг в Германии). 30 сентября 1933 г. из Москвы на стратостате СССР с герметически закрытой гондолой была достигнута высота в 19 000 *м* (1934 г.). Стратостат Осоавиахима под командой т. Федосеенко достиг высоты в 22 000 *м*, где были произведены научные наблюдения. К несчастью, стратостат во время спуска потерпел аварию. Несколько большей (22 060 *м*) высоты достиг американский стратостат в 1935 г. Полет этот является мировым рекордом подъема летательных аппаратов с пассажирами.

Вес воздуха в атмосфере создает давление, величина которого в каждом месте равна весу находящегося над ним столба воздуха. На уровне моря на параллели 45° с. ш. атмосферное давление в среднем равно давлению ртутного столба высотой в 760 *мм*. Один кубический сантиметр ртути при $t^\circ = 0^\circ$ весит 13,596 *г*, а вес ртутного столба в 76 *см* с площадью поперечного сечения в 1 *кв. см* составит $76 \times 13{,}596 = 1033{,}3$ *г*. В абсолютной системе мер атмосферное давление в 760 *мм* ртутного столба при 0° равно 1 013 250 *дн* на 1 *кв. см*, т. е. близко к 1 млн. *дн* на 1 *кв. см*, что равняется одному бару. Тысячная доля бара носит название миллибар. Миллибарами и пользуются сейчас почти во всех странах, в том числе и в СССР, для измерения атмосферного давления. 1 *мб* = 0,75 *мм* ртутного столба, а 1 *мм* ртутного столба равен 1,33 *мб*.

Нижние слои воздуха испытывают давление всего находящегося над ним воздушного столба. Естественно, что воздух внизу наиболее плотен, и давление с высотой быстро понижается.

Число метров поднятия, соответствующее понижению давления на 1 *мм*, называется *барометрической ступенью*. При 0° и при давлении 760 *мм* барометрическая ступень равна 10,52 *м*. Дальнейшее понижение давления происходит не так быстро, потому что воздух становится реже. Так, если бы вся атмосфера имела 0°, то на высоте 5,5 *км* давление составило бы половину давления у поверхности земли.

На высоте 60 *км* плотность воздуха совсем незначительна — 0,0003, а давление равно всего 0,1 *мм*.

Воздух состоит из смеси газов. Приводим таблицу количественного состава сухого и профильтрованного через вату (для того чтобы не было ни пыли, ни микробов) воздуха у поверхности земли (в процентах по объему):

Азот	78,08
Кислород	20,94
Аргон	0,94
Углекислый газ	0,03
Водород	0,01[1]

В верхних слоях состав воздуха, предположительно, изменяется. Так, начиная с высоты в 60 *км*, процентное содержание азота быстро

[1] Сверх того в небольшом количестве: неон, гелий, криптон, ксенон.

падает, а содержание легких газов — водорода и гелия — быстро растет. На высоте 100 *км* содержание легких газов в воздухе достигает, предположительно, 95%. По некоторым новейшим воззрениям, однако, даже и на этих больших высотах преобладают атомы кислорода и азота (Чепмэн).

Разные авторы в своих вычислениях приходят к различным выводам о составе воздуха на высотах (рис. 1).

Для жизни организмов наибольшее значение имеют кислород и углекислота. Кислород необходим для дыхания животных и ра-

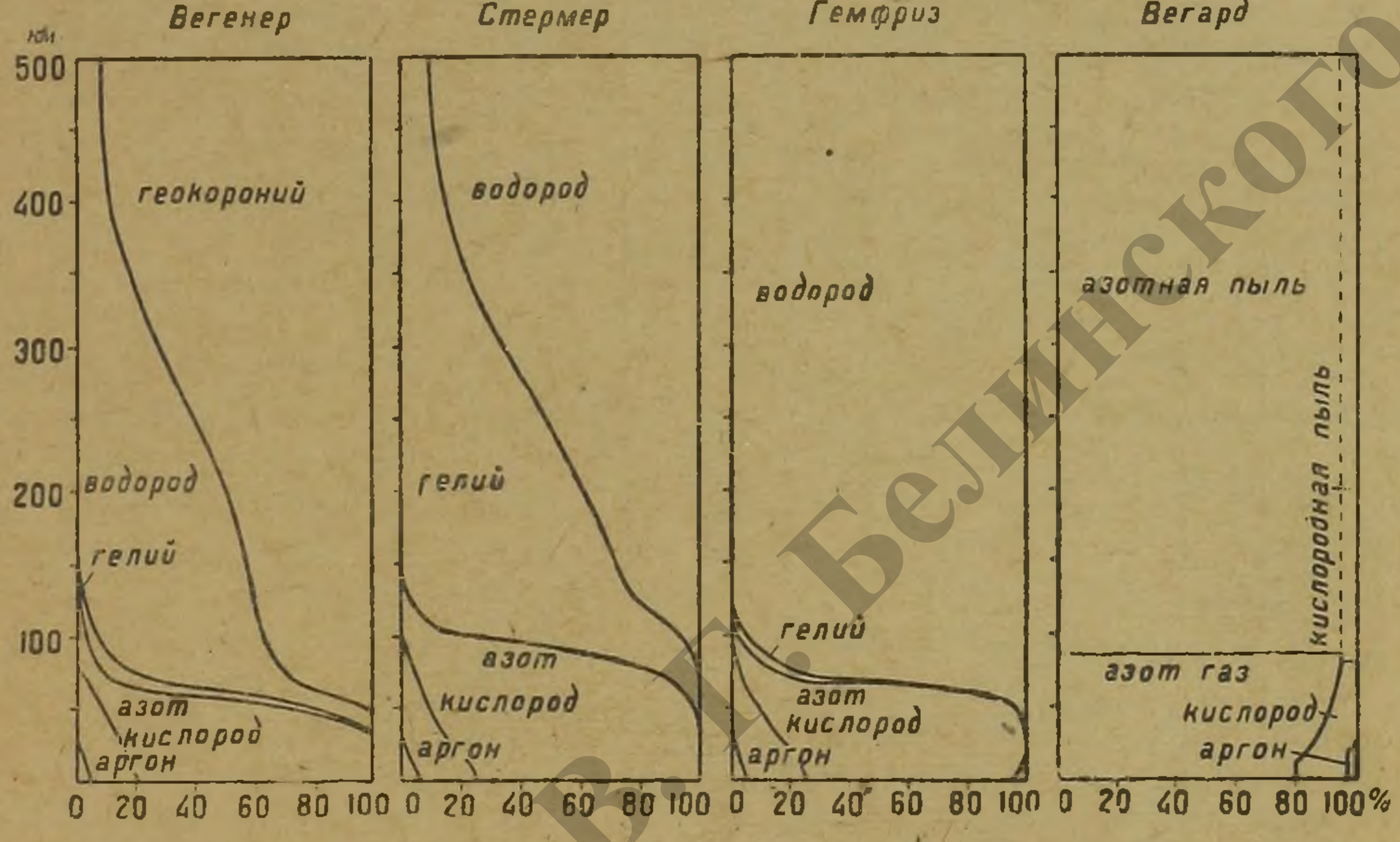


Рис. 1а. Состав атмосферного воздуха на разных высотах.

стений, а углекислота для питания растительных организмов. Так называемая горная болезнь вызывается не разрежением воздуха, а тем, что абсолютное количество кислорода делается слишком малым для того, чтобы происходил процесс окисления, и вследствие этого наступает смерть животных. Человек чувствует себя плохо уже на высоте 4000 *м*, но если взять с собой баллон с кислородом и производить искусственное дыхание, то, как показали полеты аэронавтов, человек еще может существовать на высоте 9000—10 000 *м* и выше.

Казалось бы, что количество кислорода с течением времени должно было уменьшиться. Дело в том, что кислород входит в соединение с элементами, слагающими земную кору, окисляя минералы и содействуя их выветриванию. Большое количество кислорода потребляется человеком и животными в процессе дыхания, а также идет на гниение и горение. Однако обратно действует другой процесс: растения в процессе фотосинтеза поглощают углекислоту и выделяют кислород, а углерод идет на построение тканей растений. Количество кислорода не уменьшится до тех пор, пока будут достаточное количество углекислоты и достаточно богатый растительный покров. По мнению Шлезинга, наиболее важным

регулятором углекислоты в атмосфере является океан, который поглощает избыток углекислоты из атмосферы и вновь выделяет ее вследствие разложения двууглекислого кальция морской воды, когда количество углекислоты над поверхностью моря уменьшается.

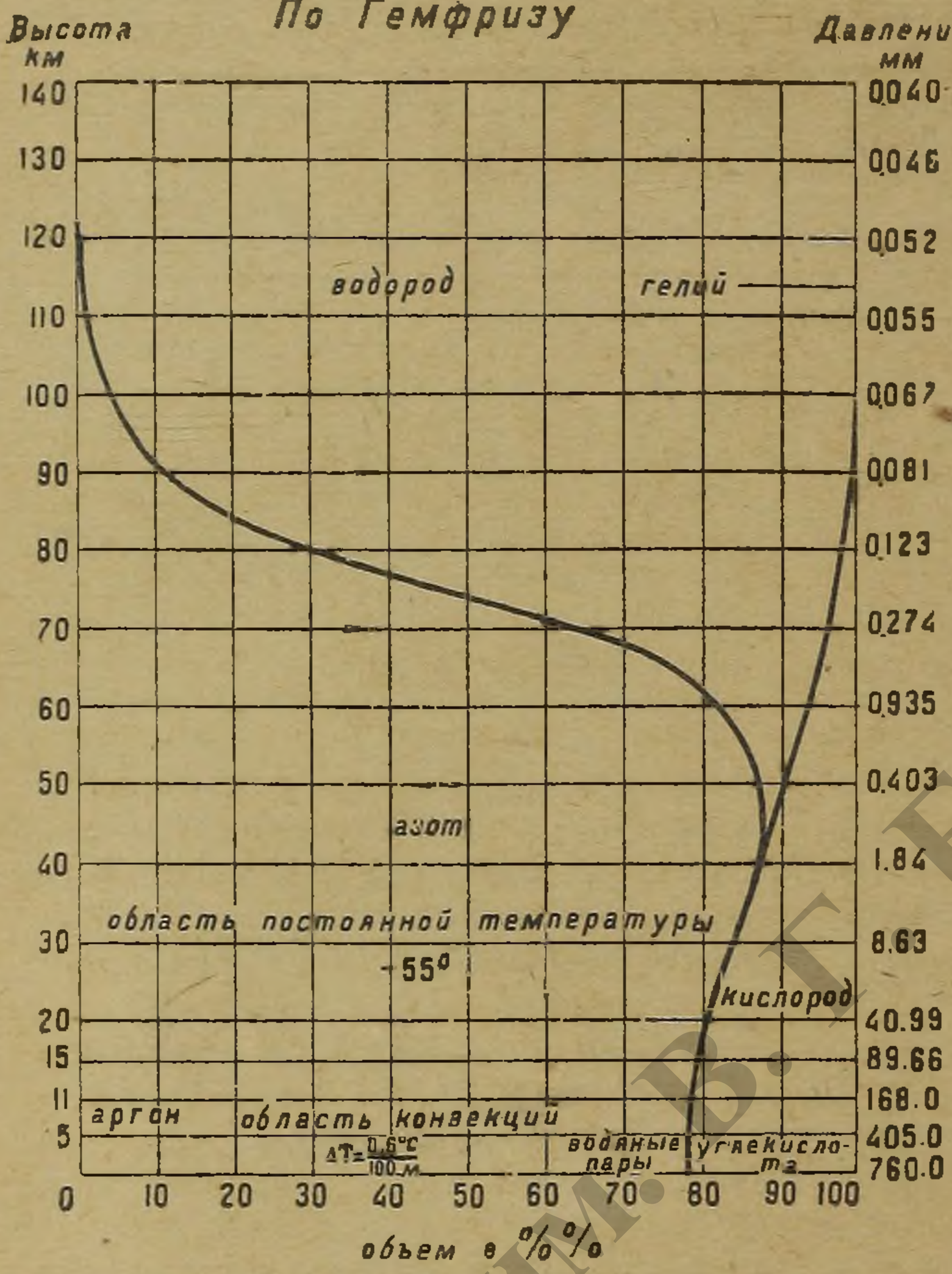


Рис. 1б. Состав атмосферного воздуха на разных высотах по Гемфризу.

Кроме постоянных составных частей воздуха, имеются еще в нижних слоях такие, содержание которых сильно колеблется. К этой категории относятся водяные пары. Количество водяных паров в атмосфере может в жаркую влажную погоду достигать до 4% по объему и падать в очень холодную погоду почти до 0%. Среднее содержание водяных паров различно на разных широтах, влияя тем самым на процентные величины составных частей воздуха; это видно наглядно из прилагаемой таблицы, дающей состав воздуха (в процентах по объему) с учетом среднего содержания водяных паров на разных широтах.

	Азот	Кислород	Аргон	Водяные пары	Углекислый газ
Экватор	75,99	20,44	0,92	2,63	0,02
50° с. ш.	77,32	20,80	0,94	0,92	0,02
70° с. ш.	77,87	20,94	0,94	0,22	0,03

В небольшом количестве в воздухе содержатся также озон и азотная кислота, кроме того, в нижних слоях атмосферы всегда находятся продукты разложения органических веществ (животных и растительных), например, аммиак, а также пыль и бактерии. Содержание пыли в воздухе сильно изменяется в зависимости от высоты над уровнем моря, от состояния погоды, от сухости или влажности воздуха. После дождя пыль прибивается, поэтому дожди имеют до

известной степени санитарное значение, обезвреживая воздух. Количество пыли в определенном объеме при различных условиях можно определить при помощи прибора Айткена, сосчитывая число капель, осаждающихся на пылинках. В следующей таблице показано число пылинок в каждом кубическом сантиметре воздуха:

в открытом месте после ночного дождя	32 000
при сухой, хорошей погоде	130 000
в комнате с двумя газовыми рожками на высоте 1,2 *м* над полом	1 860 000
то же на расстоянии 1,2 *м* от потолка	5 420 000

Количество органической пыли и бактерий также уменьшается над океаном (где в воздухе содержится много частичек соли) и в полярных странах. Что касается азотной кислоты, то она образуется в незначительном количестве при грозовых разрядах. Озоном особенно богат горный воздух. По новейшим представлениям считают также, что большие запасы озона имеются в атмосфере на высотах около 50 *км*.

Освещение и нагревание поверхности земли.

Источником тепла и света на земле является солнце. Оно излучает в мировое пространство громадное количество тепла, часть которого перехватывает земля. Количество тепла, даваемое солнцем, достаточно для того, чтобы расплавить ежегодно слой льда мощностью в 36 *м*, покрывающий всю земную поверхность при $t^\circ = 0^\circ$.

Другие источники тепла ничтожны. Луна и звезды нам посылают очень мало тепла. Собственная теплота земли оказывает ничтожное действие на температуру земной поверхности и прилегающих слоев атмосферы. 1 *кв. см* земной поверхности получает благодаря ей только 54 *м. кал* в год, что составляет около $^1/_{5000}$ доли тепла, посылаемого солнцем. Нагревание земли, следовательно, происходит главным образом от солнца.

Величина инсоляции, т. е. того количества теплоты и света, которое получается от солнца в единицу времени, например в одну минуту, единицей поверхности измеряется особыми приборами — актинометрами и пиргелиометрами. Интенсивность инсоляции изменяется в зависимости от следующих условий. Во-первых, она зависит от расстояния земли от солнца. Как известно из физики, напряжение лучистой энергии изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния от источника света и тепла. Во-вторых, величина инсоляции зависит от угла падения лучей и прямо пропорциональна синусу угла, составляемого падающим лучом с поверхностью земли. Чем ближе этот угол к прямому, тем больше лучи дают тепла и света. Если пучок лучей падает вертикально, то он дает максимум тепла и света, а если горизонтально, то он совсем не дает тепла. Количество тепла, получаемое 1 *кв. см* горизонтальной поверхности, на основании законов физики, равно количеству тепла, получаемому 1 *кв. см* поверхности, направленной перпендикулярно к лучам, умноженному на синус угла, образованного лучами с горизонтальной поверхностью $i_1 = i \cdot \sin E$ (рис. 2).

Третьим фактором является продолжительность нагревания. Два последних фактора имеют особенно большое значение.

В разных местах и в различные времена года определялась величина солнечной инсоляции, и из этих определений попытались вывести и величину солнечной постоянной, т. е. количества энергии, получаемой в минуту при вертикальном падении лучей 1 *кв. см* черной поверхности, находящейся за пределами атмосферы, т. е. когда лучи совершенно не задерживаются последней. Долгое время принималось определение Ланглея, который вычислил, что солнечная постоянная равняется 3 *м. кал* (*м. кал* — количество тепла, потребное для нагревания 1 *г* воды на 1° Ц).

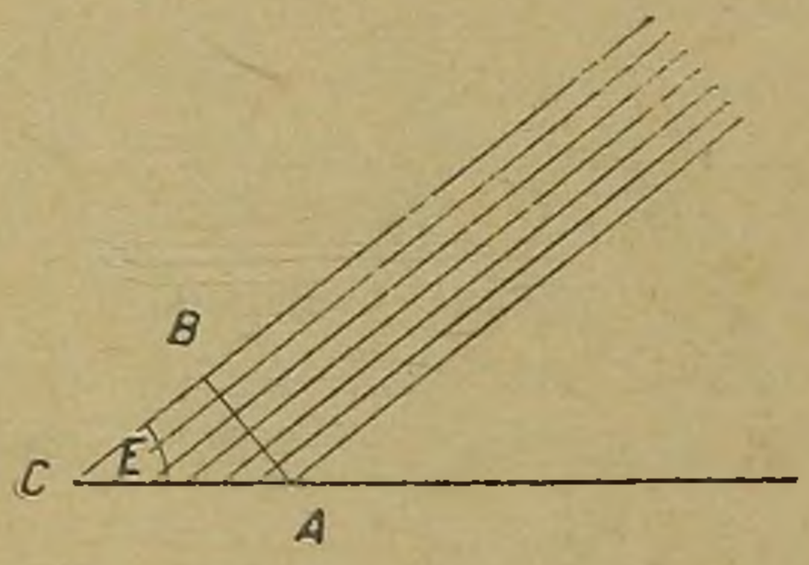


Рис. 2. Зависимость инсоляции от угла падения лучей.

За последние годы точные наблюдения американских астрофизиков и других ученых в разных странах показали, что солнечная постоянная в среднем равна 1,94 *м. кал/кв. см мин.* Эта солнечная постоянная, однако, не остается постоянной и изменяется, во-первых, в связи с изменением расстояния земли от солнца и, во-вторых, в связи с колебаниями в самой радиации, испускаемой солнцем. Во время наименьшего расстояния земли от солнца (около 147 млн. *км*) приток солнечной энергии на внешнюю границу атмосферы должен быть на 6,7% больше, чем в момент наибольшего удаления (около 152 млн. *км*). Что касается второй причины, влияющей на колебания величины солнечной постоянной, то замечено, что в годы с большим количеством солнечных пятен, когда поверхность солнца находится в наиболее деятельном состоянии, солнечная постоянная увеличивается приблизительно на 2% по сравнению с годами минимального развития пятен. Для того чтобы вычислить для земли, лишенной атмосферы, количество тепла, получаемого в год всей поверхностью земли, надо солнечную постоянную помножить на 60 (узнаем тепло, получаемое 1 *кв. см* земной поверхности в час), потом на 24 (в день), на 365¼ (в год) и на πR^2, выраженное в квадратных сантиметрах (R — земной радиус = 6370 *км*, а $\pi = 3{,}14$).

Величина инсоляции претерпевает как суточное изменение, так и годовое: изменение суточное происходит от вращения земли вокруг оси, причем понятно, что при восходе солнца лучи его падают сначала в плоскости горизонта, а потом, когда солнце поднимается все выше и выше над горизонтом, то и лучи его падают под бóльшим и бóльшим углом и вследствие этого инсоляция возрастает до 12 час. дня, а затем начинает уменьшаться. Кроме суточной периодичности существует еще годовая, так как, кроме вращения вокруг своей оси, земля движется еще вокруг солнца, причем ось земли поставлена не вертикально по отношению к эклиптике (т. е. пути, по которому движется земля), а наклонно под углом в 66°33′. Плоскость экватора не совпадает с эклиптикой, а наклонена к ней под углом в 23°27′. Посмотрим, что было бы. если бы земная ось была вертикальна, т. е. угол между нею и эклиптикой равнялся бы 90°.

Заметив предварительно, что солнечные лучи ввиду громадного расстояния (в среднем 149,5 млн. *км*) можно считать параллельными, мы увидим, что в этом случае в полдень экватор получал бы наибольшее количество тепла, так как оно пропорционально sin угла, а sin 90° самый большой, и оно равномерно убывало бы к полюсам, где угол падения равняется 0°. Каждая точка земной поверхности в течение всего года в полдень получала бы лучи под одним и тем же углом, не было бы, следовательно, времен года и годового периода изменения температуры; день и ночь в течение всего года и во всех точках земной поверхности были бы равны.

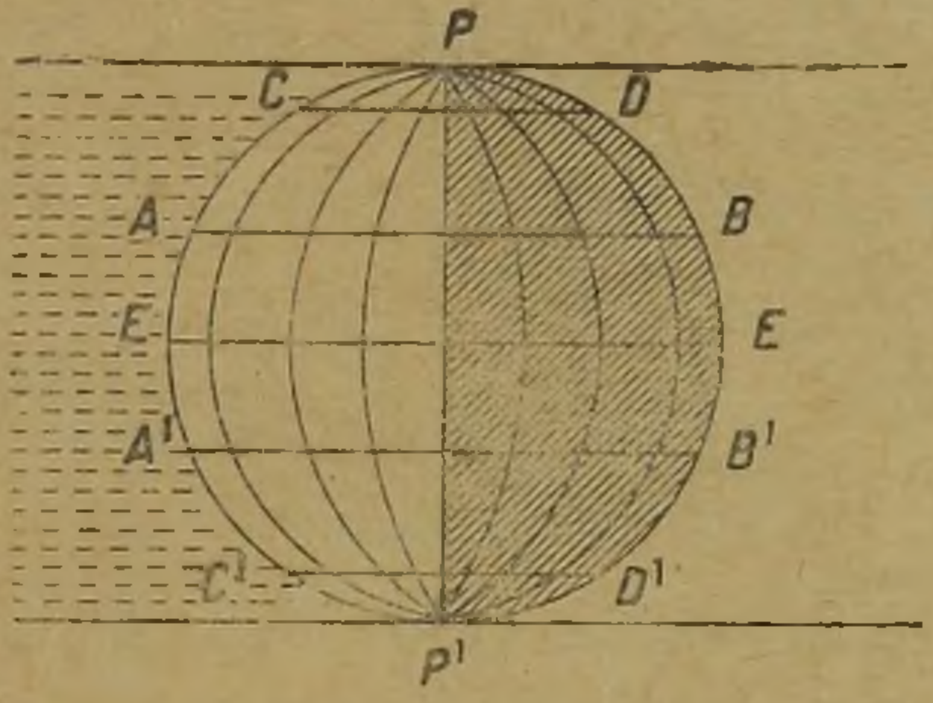


Рис. 3. Положение земли 21 марта и 23 сентября.

EE — экватор; *PP'* — ось земли; *AB* — северный тропик; *A'B'* — южный тропик; *CD* и *C'D'*—полярные круги. Заштрихована неосвещенная часть земли.

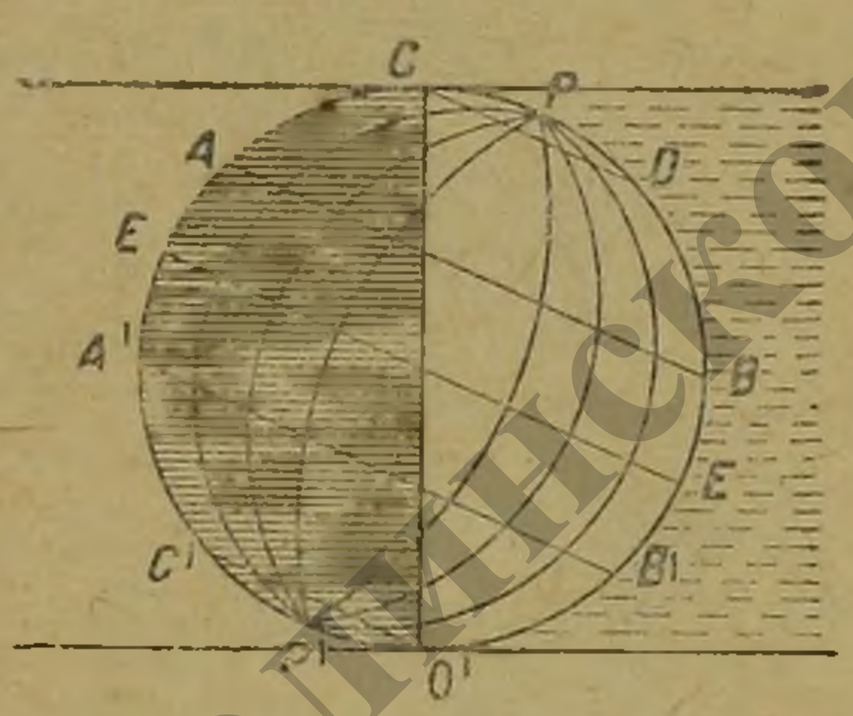


Рис. 4. Положение земли 21 июня.

Обозначения букв те же, что и на рис. 3.

В действительности же (вследствие наклона земной оси к плоскости эклиптики под углом в 66,5°) земля попадает в такое положение по отношению к солнцу только 21 марта и 23 сентября (рис. 3). В эти моменты вертикальные лучи падают в полдень на экватор; угол, под которым лучи падают в обоих полушариях, одинаков для одной и той же широты. Плоскость, отделяющая освещенную половину земли от неосвещенной, проходит через полюсы и делит все параллели пополам. На всем земном шаре (кроме полюсов) день, следовательно, равен ночи и продолжается 12 час. Эти моменты называются поэтому *весенним и осенним равноденствиями*.

На рис. 4 земля изображена в положении, которое она имеет 21 июня: лучи солнца падают перпендикулярно не на экватор, а на 23,5° с. ш., т. е. на тропик Рака. В южном полушарии под соответствующей широтой, т. е. на тропике Козерога, угол падения лучей меньше, чем в северном, следовательно, и величина инсоляции меньше; плоскость, отделяющая освещенную половину земного шара от темной, проходит не через полюсы, но образует с осью угол, равный 23,5°, и является касательной к параллельным дугам *CD* и *C'D'*, которые называются *полярными кругами*. Рисунок показывает, что весь сегмент *CPD* до 66,5° с. ш. (северная полярная зона) остается освещенным незаходящим солнцем, тогда как все точки на поверхности сегмента *C'P'D'* до 66,5° ю. ш., т. е. в южной полярной зоне, остаются в темной половине или, иными словами, не имеют дня. На всех других широтах, за исключением экватора, продолжительность

дня и ночи неодинакова и изменяется с широтой. От экватора до северного полярного круга день увеличивается от 12 до 24 час., от экватора до южного полярного круга уменьшается от 12 до 0. При таком положении земли величина инсоляции в северном полушарии больше, чем в южном, потому, что 1) лучи в северном полушарии падают под бóльшим углом, и потому, что 2) период инсоляции больше. Это момент *летнего солнцестояния.*

Противоположное этому положение занимает земля 22 декабря (рис. 5). В этом случае вертикальные лучи падают на тропик

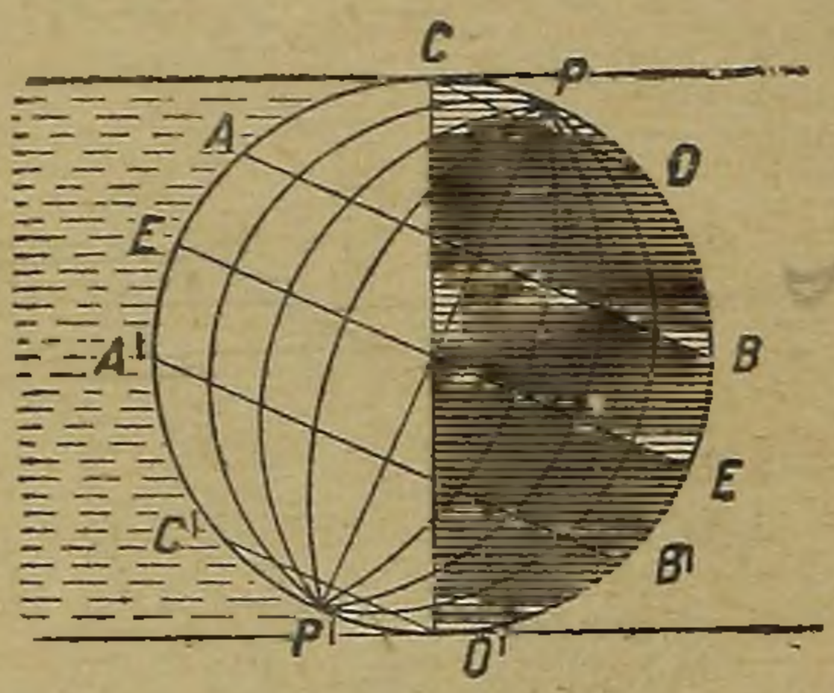


Рис. 5. Положение земли 22 декабря.

Обозначения букв те же, что и на рис. 3.



Рис. 6. Годовой путь земли вокруг солнца.

Козерога под 23,5° ю. ш. В южном полушарии угол падения лучей и продолжительность дня для каждой параллели больше, чем в северном. Это момент *зимнего солнцестояния.*

Между этими четырьмя рассмотренными моментами земля последовательно занимает промежуточные положения. Период времени от 22 декабря до 21 марта будет зимой для северного полушария и летом для южного, от 21 марта до 21 июня — весной для северного и осенью для южного, от 21 июня до 23 сентября — летом для северного и зимой для южного. Оказывается, что продолжительность летнего и зимнего полугодия не одинакова в обоих полушариях. В северном полушарии зима на 7 дней короче, чем в южном (179 и 186 дней), а лето, наоборот, длиннее. Чтобы понять причину такой разницы, рассмотрим подробнее вращение земли вокруг солнца.

Земля движется вокруг солнца не по кругу, а по эллипсу, хотя и очень близкому к кругу, причем солнце находится в одном из фокусов этого эллипса (рис. 6). О размере и форме эклиптики дают представление следующие цифры. Наибольшее расстояние земли от солнца, т. е. когда она бывает в точке, называемой *афелием*, в круглых числах 152 000 000 *км*, наименьшее, когда земля находится в точке, называемой *перигелием*, 147 000 000 *км*. Среднее расстояние земли от солнца можно принять равным в круглых цифрах 149 500 000 *км*. Весь путь земли вокруг солнца, т. е. окружность эклиптики, 936 250 000 *км*. Разница между самым большим и самым малым расстояниями от солнца равняется, следовательно, 5 000 000 *км*. Если мы начертим на основании этих данных эклиптику, то увидим, что она мало отличается от круга.

В момент зимнего солнцестояния земля находится в положении, близком к перигелию, т. е. к точке своего пути, наиболее близкой к солнцу (земля бывает в перигелии 1 января), в момент же летнего солнцестояния земля находится в положении, близком к афелию (в афелии она находится 2 июля, т. е. во время лета северного полушария). На своем пути вокруг солнца земля движется не с одинаковой скоростью; когда она находится в более близком расстоянии от солнца, т. е. в перигелии, она в единицу времени проходит большее расстояние, т. е. движется быстрее, чем когда она находится в наиболее отдаленной от солнца точке, в афелии. Это происходит согласно второму закону Кеплера, который гласит следующее: *площади, описываемые радиусами-векторами в один и тот же промежуток времени при движении планеты по эллипсу, равны*; иными словами, чем ближе планета к солнцу, тем она быстрее движется, чем дальше — тем медленнее. Вследствие этого происходит то, что промежуток времени от осеннего равноденствия (23 сентября) до весеннего (21 марта) равняется 179 дням, а от 21 марта до 23 сентября — 186 дням, т. е. в северном полушарии зима короче, а лето длиннее, в южном — наоборот. Тем не менее количество тепла, получаемое каждым полушарием в ту или другую половину года, одинаково; именно — летом 67% и зимой 33% годового количества тепла. Дело в том, что хотя северное полушарие и выигрывает во время лета в продолжительности освещения и нагревания, но в то же время оно и проигрывает в интенсивности инсоляции. В общем, количество получаемого обоими полушариями тепла одинаково, но только в северном оно распределяется летом, а в южном зимой на больший промежуток времени.

Из всего изложенного можно видеть, что количество тепла, получаемого любой точкой земной поверхности, изменяется в течение года в зависимости от ш и р о т ы, т. е. у г л а п а д е н и я л у ч е й и п р о д о л ж и т е л ь н о с т и и н с о л я ц и и, так как и последняя в данный момент также не одинакова для мест, лежащих на разной широте. Так, наибольшая инсоляция в момент летнего солнцестояния будет на северном тропике и отсюда по направлению к полюсам полуденная инсоляция уменьшается, так как лучи падают все более и более наклонно. Но в северном полушарии, одновременно с удалением от тропика, растет продолжительность суточной инсоляции, и на северном полярном круге солнце не заходит в продолжение 24 час., а на полюсе в продолжение всего времени от 21 марта до 23 сентября. Эта продолжительность освещения и нагревания может в известной мере компенсировать убыль в количестве получаемого тепла, проистекающую от уменьшения угла падения лучей.

Действительно, если вычислить, при предположении отсутствия атмосферы, суточное количество тепла, получаемого различными точками земной поверхности в момент летнего солнцестояния, то окажется, что в этот момент больше всего тепла получил бы северный полюс (именно — на 36% больше, чем одновременно получает экватор, на 20% больше, чем получает экватор во время равноденствия). За весь год, при отсутствии атмосферы, полюсы

получили бы всего в 2,4 раза меньше тепла, чем экватор, а в летнее полугодие северный полюс получил бы всего на $^1/_5$ тепла меньше, чем экватор, и даже больше, чем южный тропик.

На прилагаемых диаграммах (рис. 7) представлены графически количества теплоты, получаемые различными градусами широты в течение всего года и в летнее полугодие (северного полушария). На первой диаграмме мы видим, что количество тепла правильно убывает от экватора, где оно выражено цифрой 12, к обоим полюсам, где оно равно 5 (на тропиках оно равно 11,1, на 45-й параллели равно 8,9, на полярных кругах равно 6).

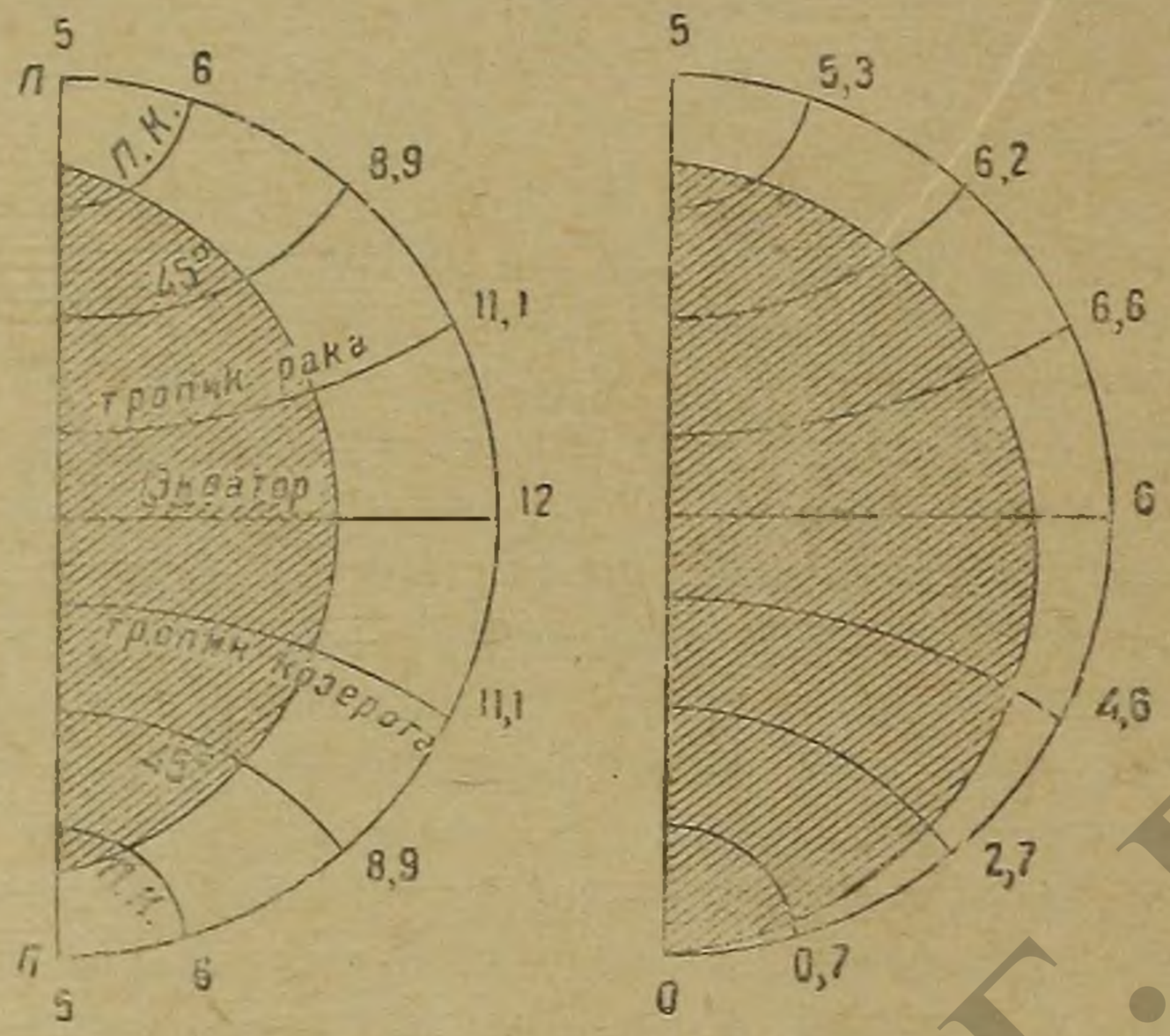


Рис. 7. Диаграмма распределения солнечной теплоты за год и за летнее полугодие северного полушария.

На второй диаграмме видно, что наибольшее количество тепла получает тропик Рака (6,6), на параллели 45° северной широты (6,2), больше, чем экватор (6), и много больше, чем тропик Козерога (4,6), северный полюс получает также больше тепла (5), чем тропик Козерога. Южный полюс тепла совсем не получает, потому что от 21 марта до 23 сентября солнце там совершенно не показывается над горизонтом.

Следующая таблица указывает продолжительность дня, или продолжительность освещения разных широт:

	0°	10°	20°	30°
Самый длинный день	12 ч.	12 ч. 35 м.	13 ч. 13 м.	13 ч. 56 м.
» короткий »	12 »	11 » 25 »	10 » 47 »	10 » 4 »
Разность	0	1 ч. 10 м.	2 ч. 26 м.	3 ч. 52 м.

	40°	50°	60°	$66^1/_2$°
Самый длинный день	14 ч. 51 м.	16 ч. 9 м.	18 ч. 30 м.	24 ч.
» короткий »	9 » 9 »	7 » 51 »	5 » 30 »	0 »
Разность	5 ч. 42 м.	8 ч. 18 м.	13 ч. 0 м.	24 ч.

	66,5°	70°	80°	90°
Солнце не заходит . . .	1	65	134	186 суток (для северн.
» » восходит . .	1	60	127	179 » полушария)

В южном полушарии те же явления совершаются в обратном хронологическом порядке и выражаются в тех же цифрах с обратным знаком.

ГомГУ им. В. Г. Белинского

Солнца не бывает на северном полюсе 179 дней, но полный мрак продолжается не все 179 дней, а 90; остальное время небо окрашивается зарей. Заря бывает тем продолжительнее, чем выше широта. В Ленинграде белые ночи продолжаются от 27 апреля до 15 августа. На полюсе заря загорается перед восходом солнца 4 февраля, а солнце становится видным только с 21 марта. Точно так же и после захода солнца (23 сентября) заря продолжает светить еще до 6 ноября. Поэтому темных ночей вместо 179 бывает только 90.

В тропических странах высота солнца в полдень может достигать 90°. Продолжительность дня всегда меньше $13^1/_4$ час. и больше $10^3/_4$.

В умеренном поясе высота солнца в полдень всегда меньше 90°, продолжительность дня всегда меньше 24 час. В полярных странах наибольшая высота солнца равна 23,5°, наибольшая продолжительность дня, подразумевая под этим отрезок времени, в течение которого солнце не опускается под горизонт, превышает 24 часа и на полюсах достигает 6 месяцев.

Все предшествовавшие рассуждения о количестве тепла, получаемого земной поверхностью, имеют значение только при допущении отсутствия атмосферы. На самом же деле атмосфера оказывает на распределение тепла большое влияние. Атмосфера поглощает некоторую часть лучей. Более редкие слои воздуха, находящиеся наверху, более проницаемы для солнечных лучей, нижние же плотные слои воздуха, содержащие углекислоту, водяные пары и пыль, гораздо менее проницаемы и поглощают гораздо больше лучей. Солнечные лучи, проходя через атмосферу, также р а с с е и в а ю т с я. От этого-то рассеяния лучей зависит разлитое повсюду освещение, но главным образом рассеиваются голубые и фиолетовые лучи, чем и объясняется голубой цвет неба. При восходе и заходе солнца, когда солнечные лучи должны пройти большую толщу атмосферы, рассеяние и поглощение наиболее преломляемых лучей настолько значительны, что солнце приобретает оранжевый и красный цвета.

Атмосфера задерживает своими нижними слоями и те лучи, которые земля в виде темных, невидимых лучей лучеиспускает в мировое пространство. Чем больше паров в нижних слоях атмосферы, тем больше тепловой энергии удерживается ею непосредственно близ земной поверхности, тем меньше теплоты земля, следовательно, теряет в мировое пространство. Поэтому летом в ясную ночь бывает холоднее, чем в пасмурную: облака в последнем случае играют роль как бы одеяла, не дающего теплоте излучаться в пространство. Летом во время дня, когда главную роль играет солнечное лучеиспускание, облака оказывают обратное влияние, они задерживают часть солнечных лучей, и поверхность земли поэтому не так сильно нагревается.

Зимой же, в ясный день, земля излучает больше тепла, чем получает его от солнца. Вот почему в пасмурный день зимой теплее, чем в ясную погоду: облака опять играют роль покрывала — окутывают землю и задерживают теплоту.

Государственная публичная библиотека им. В. Г. Белинского г. Свердловск

БИБЛИОТЕКА ИНСТИТУТА УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ УЧИТЕЛЕЙ г. Ижевск, Удмуртской АССР

Само собой понятно, что с увеличением пути, пройденного лучами, увеличивается и поглощение их. Величина же пути зависит от угла падения лучей. Кроме того, поглощение зависит от цвета луча, т. е. от длины волны.

Толщина атмосферы (длина пути в атмосфере)	1	2	3	4	5	6	7	8	32
Угол падения лучей	90°	30°	19,3°	14,3°	11,3°	9,3°	8,3°	7,3°	близ горизонта
	% пропущенных лучей								
Для красных лучей λ (д. в. 0,76 μ)	95	91	86	81	77	74	71	66	10,7
» оранжевых » » » » 0,59 »	87	75	65	57	49	43	37	32	0,1
» голубых » » » » 0,49 »	74	54	40	30	22	16	12	9	0,0
» фиолетовых » » » » 0,40 »	51	25	13	7	3	2	1	0	0,0
	Яркость солнца								
	84	70	59	50	42	30	26	21	0,2

Яркость солнца при высоте его 11° равна половине яркости при зенитальном положении солнца, при высоте 7° — четверти, при заходе солнца — в 420 раз меньше, так что мы можем глядеть на солнце.

Таким образом, в действительности земля получает гораздо меньшее количество тепла, чем это нами было определено при предположении отсутствия атмосферы. Вычисления показывают, что, вследствие поглощения лучей атмосферой, экватор получает при нахождении солнца в зените $^3/_4$ того количества тепла, которое должен бы получать при отсутствии атмосферы. За весь год экватор получает около $^1/_2$ тепла, параллель 50° получает всего $^1/_3$, а полюсы едва $^1/_5$ этого количества. Конечно, все эти вычисления имеют лишь теоретическое и приблизительное значение, так как поглощение лучей атмосферой зависит от коэфициента ее прозрачности (доля радиации, прошедшей через атмосферу не поглотившись), изменяющегося со дня на день. Этот коэфициент составляет около 0,75 в ясный день и только 0,1 в темный, облачный день. Мы видим, что на экваторе поглощается меньше лучей, чем на полюсах, где поглощается бо́льшая часть лучей, т. е. $^4/_5$, а лишь $^1/_5$ достигает земли. Это и делает тепловую разницу между экватором и полюсами такой значительной.

До сих пор мы рассматривали распределение тепла на земле вне зависимости от той среды, на которую падают лучи. На самом же деле результаты будут совершенно различны в зависимости от того, нагревается ли лучами солнца твердая поверхность материков или водная поверхность морей, озер и т. д., так как отношение суши и воды к нагреванию далеко не одинаково. При одинаковых условиях инсоляции суша нагревается и охлаждается гораздо быстрее и сильнее, чем вода. Это зависит прежде всего от того, что теплоемкость воды значительно больше теплоемкости горных пород, из которых состоит суша. (Теплоемкость — это то количество тепла, которое нужно сообщить телу, чтобы нагреть единицу его массы на 1°.) Бо́льшая часть горных пород имеет теплоемкость в 2 раза меньшую, чем вода; это значит, что для нагревания определенной массы воды на 1° ей надо сообщить тепла в 2 раза больше, чем

соответствующей массе горных пород; точно так же, чтобы остудить воду на 1°, надо отнять от нее тепла в 2 раза больше.

Кроме того, между сушей и водой есть еще следующее различие: солнечные лучи, падающие на твердую поверхность, нагревают непосредственно только верхние слои земли, а затем путем теплопроводности эта теплота медленно проникает в глубину, тогда как лучи, падающие на водную поверхность, проникают на более значительную глубину и поэтому нагревают не только верхние, но и более глубокие слои (до 15—30 *м*).

Вследствие этого тепло распространяется на большую массу, и поверхность воды нагревается, конечно, не так сильно, как поверхность земли. Этому способствуют также и испарение с поверхности, уменьшающее нагревание, и отражение лучей от зеркальной поверхности вод.

Далее, частицы твердой земли остаются более или менее неподвижными при нагревании, тогда как при распределении теплоты в воде большую роль играет то обстоятельство, что вода, как элемент подвижный, всегда стремится расположиться слоями в зависимости от плотности. Так, например, если мы имеем какое-нибудь пресноводное озеро, температура воды в котором на всех глубинах равна 15°, то при остывании вначале охладится верхний слой воды; вследствие охлаждения плотность его увеличится (при 10° вода плотнее, чем при 15°) и он опустится на дно, а более теплый слой поднимется и займет положение верхнего слоя. Это явление носит название к о н в е к ц и о н н ы х токов. С дальнейшим охлаждением температура воды на поверхности опустится, положим, до 8°, и этот слой, как достигший большей плотности, чем все предыдущие, опустится вниз. Таким образом, в водном бассейне происходит постоянная вертикальная циркуляция: более плотные, остывшие частицы воды будут стремиться вниз и занимать положение, соответствующее их плотности, а более теплые и, значит, более легкие будут всплывать на поверхность. Такое восходящее и нисходящее движение воды будет продолжаться до тех пор, пока остывание не достигнет во всей толще воды 4°, т. е. температуры наибольшей плотности пресной воды. Это и наблюдается осенью в наших озерах. С этого момента циркуляция прекращается, и при дальнейшем понижении температуры происходят явления, обратные тем, которые мы наблюдали при понижении температуры до 4°. Именно, плотность воды начинает уменьшаться, вследствие этого верхние слои, охлажденные ниже 4°, становятся легче нижних и остаются на поверхности. В конце концов, при 0° пресная вода на поверхности замерзает, а так как лед легче воды, то он и останется наверху, а в глубине температура воды будет 4° — тепло будет распространяться вверх только путем теплопроводности, следовательно, очень медленно.

В морской воде происходят аналогичные явления, но только вода замерзает и достигает наибольшей плотности при различных температурах, в зависимости от концентрации солей.

Таковы, следовательно, причины, в силу которых вода не так быстро нагревается, но и не так быстро остывает, как суша: это,

во-первых, большая теплоемкость воды (главная, основная причина); во-вторых, то обстоятельство, что лучи солнца проникают в воду на бо́льшую глубину, чем это происходит на суше; в-третьих, вертикальная циркуляция воды. Можно сказать, что вода бережливо обходится с получаемым теплом, тогда как суша быстро его расточает.

Это обусловливает большое различие между климатом континентальным и морским. В континентальном климате переход от лета к зиме и от зимы к лету, т. е. осень и весна, значительно короче, чем в морском, где вообще максимум и минимум $t°$ запаздывают, потому что нагревание и охлаждение на континенте происходят быстрее, чем на море. В степени нагревания тоже существует различие: maximum и minimum на континенте более значительны.

Изменение температуры с высотой.

Прежде чем рассмотреть распределение температуры воздуха на земной поверхности в наиболее холодные и наиболее теплые месяцы, необходимо сказать об изменении температуры с высотой, так как изотермы всех местностей приводятся к уровню моря; надо знать, каким образом происходит этот процесс приведения.

До сих пор мы говорили о нагревании поверхности земли, теперь рассмотрим условия нагревания воздушной оболочки, соприкасающейся с этой поверхностью.

Нагревание атмосферы происходит, как мы прежде выяснили, отчасти непосредственно солнцем: пары воды, углекислота и пылинки поглощают часть солнечных лучей. Но главным образом нагревание воздуха происходит путем передачи тепла от нагретой поверхности земли. Чем теплопрозрачность атмосферы меньше (например при большом количестве водяных паров или углекислоты в воздухе), тем больше задерживает она тепло, испускаемое земной поверхностью, и тем больше, следовательно, нагревается от земли.

По многим причинам следовало бы ожидать, что в верхних слоях воздуха температура будет ниже, чем в нижних: 1) верхние слои атмосферы более разрежены, поэтому они менее задерживают теплоту, получаемую непосредственно от солнца, и 2) нагревание воздуха главным образом происходит снизу. Но вместе с тем воздух, как и вода, стремится расположиться так, чтобы наверху были более теплые и легкие слои, а внизу более холодные и тяжелые. Действительно, воздух, соприкасающийся с земной поверхностью, нагреваясь, расширяется, делается легче и поднимается кверху, а более плотный и холодный воздух опускается вниз. В результате такой циркуляции можно было бы ожидать, что вверху и внизу атмосфера будет иметь одинаковую температуру (по крайней мере в некоторые моменты дня), или температура будет повышаться кверху.

На самом же деле наблюдения и опыт показали, что температура в общем понижается с высотой, но причина этого понижения заключается в другом, а именно: поднимающиеся теплые частицы воздуха попадают в более редкие слои, поэтому постепенно расширяются при своем поднятии, причем на расширение тратится известное ко-

личество тепла, т. е. работа расширения воздуха происходит за счет его теплоты. При поднятии массы воздуха в атмосфере без притока тепла со стороны, или, как говорят, при адиабатическом процессе, температура этой массы понижается (вследствие расширения) на 1° при поднятии на 100 *м*. Это положение применимо к сухому воздуху, а также к воздуху, содержащему водяные пары, когда при охлаждении не начинается еще их конденсация. Воздух, насыщенный парами воды, теряет меньше: при поднятии на 100 *м* он охлаждается не на 1°, а приблизительно на 0,5—0,4°. Это объясняется следующим: если поднимается воздух, насыщенный парами, то при понижении температуры (вследствие расширения воздуха) пары сгущаются и часть их переходит в жидкое состояние, причем выделяется скрытая теплота парообразования.

При своем опускании воздух нагревается, потому что он все больше и больше сжимается, причем вследствие сжатия развивается теплота. При опускании как сухого, так и насыщенного водяными парами воздуха величина нагревания одинакова и равна 1° на каждые 100 *м*.

Наблюдения над изменением температуры воздуха с высотой производятся на горах, на высоких постройках, кроме того производились опыты с воздушными шарами, змеями и аэропланами, которые снабжались метеорографами — приборами, записывающими автоматически не только температуру, но также давление, влажность воздуха и скорость ветра на разных высотах. В последние годы температуру на высоте изучают при помощи радиозондов, а также во время полетов на стратостатах (рис. 8).



Рис. 8. Стратостат.

Первоначально наблюдения производились на Эйфелевой башне, которая доступна действию более или менее свободного воздуха, причем термометры были установлены так, чтобы прямая лучистая солнечная энергия не действовала непосредственно на них. Они были установлены на высоте 2 *м*, 123 *м*, 197 *м*, 302 *м*. Оказывается, что днем в нижних слоях атмосферы постоянно теплее, чем в верхних слоях, причем летом, когда земля, а следовательно, и нижние слои атмосферы сильно нагреты, уменьшение температуры с поднятием на каждые 100 *м* более адиабатической величины, т. е. более 1°. Летом циркуляция воздуха бывает особенно энергична и даже бывает заметна (на-глаз); в жаркий летний день мы видим, что воздух как бы струится над сильно нагретыми поверхностями.

ОУНБ им. В.Г. Белинского

При таком состоянии воздух, как говорят, находится в неустойчивом равновесии, нагреваясь от подстилающей поверхности.

Ночью, как показали наблюдения на Эйфелевой башне, внизу над поверхностью земли воздух холоднее, чем в верхних слоях. Такое распределение температуры носит название *нижней инверсии* температуры, в отличие от другой инверсии, сделавшейся известной сравнительно недавно и называемой *верхней*. Объясняется нижняя инверсия тем, что земля за ночь излучает очень много теплоты и поэтому сильно охлаждается. Это охлаждение передается нижним слоям воздуха, которые делаются более плотными и стекают вниз, стремясь заполнить углубления. Поэтому-то в гористых местностях в долинах зимой бывает очень холодно, а на склонах гор несколько теплее. Особенно резко инверсия выражается во время ясных зимних ночей.

Следующая таблица показывает повышения (+) или понижения (—) температуры при поднятии на каждые 100 *м*, выведенные из сравнения температур воздуха в нижних слоях на высоте 2 *м* и в верхних — на высоте 302 *м*.

	Июль	Декабрь
Полночь	+0,2	+0,1
4 ч. утра	+0,2	+0,1
8 ч. утра	—0,9	+0,1
Полдень	—1,2	—0,5
4 ч. дня	—0,9	—0,4
8 ч. вечера	—0,3	—0,0
Средняя за сутки	—0,5	—0,1

Из таблицы мы видим, что в июле в полночь температура повышается с поднятием, т. е. в верхних слоях воздух теплее, чем в нижних. В 8 час. утра температура, наоборот, понижается с поднятием: в 8 час. утра в июле солнце стоит довольно высоко, и земля успевает уже сильно нагреться и нагреть нижние слои, которые поэтому будут теплее верхних.

Другую картину мы видим в 8 час. утра в декабре: солнце стоит еще низко и почти не нагрело поверхности земли, и близкие к ней слои воздуха остаются пока еще холодными и тяжелыми, в результате мы видим повышение температуры на 0,1° с поднятием на 100 *м*.

Наблюдения на воздушных шарах до высоты 700 *м* привели к тем же результатам, т. е. на высоте 700 *м* ночью оказалось теплее, чем внизу, а днем — наоборот, холоднее. Наблюдения на более значительной высоте (около 3—4 *км*), где температура земли не играет уже такой роли, показали, что инверсии там существуют значительно реже. Падение температуры с высотой, рассчитанное на 100 *м* (вертикальный температурный градиент), при подъеме в слоях атмосферы, превышающих 2—3 *км*, постепенно возрастает и на высотах 7—10 *км* достигает своего максимума. В этих высоких слоях инверсий нет, и температура обусловлена главным образом конвекционными восходящими и нисходящими токами. Восходящие токи дают для воздуха, не насыщенного водяными парами, падение температуры в 1° на 100 *м* поднятия, для воздуха, насыщенного водяными парами,

падение температуры значительно меньше (см. выше). По этой причине на этих высотах температурные градиенты зимой, когда в атмосфере мало водяных паров, бывают больше, чем летом.

На еще больших высотах (выше 7—10 *км*) температурный градиент начинает быстро падать, затем падение температуры совсем прекращается, и даже наступает небольшое повышение температуры (верхняя инверсия). Таким образом, всю толщу атмосферы можно разделить на два слоя: нижний, в котором происходит понижение температуры с высотой, и затем верхний, где этого понижения нет, а, наоборот, наблюдается небольшое повышение. Первым — нижним слоям — дано название тропосферы, а вторым — верхним — стратосферы.

Следующая таблица иллюстрирует изменение температуры с высотой и средние температуры в свободной атмосфере над средней Европой:

Высота в *км*	Средняя температура года	Убывание в° на 100 *м* (среднее за год)
0	7,9	3,26
1	4,6	4,58
2	0,1	5,0
3	— 5,0	5,72
4	— 10,7	6,24
5	— 16,9	6,81
6	— 23,7	7,05
7	— 30,8	7,25
8	— 38,0	6,42
9	— 44,4	5,18
10	— 49,6	3,22
11	— 52,8	1,34
12	— 54,2	0,22
13	— 54,5	—0,02
14	— 54,4	—0,14
15	— 54,3	—0,23
16	— 54,1	

В среднем граница стратосферы находится на высоте 11 *км*. Наблюдения показали, что граница стратосферы к экватору поднимается, к полюсам опускается. Так, в полярных странах граница стратосферы находится на высоте 8—10 *км*, в средней Европе 11—12 *км*, тогда как под тропиками она на высоте 16—18 *км*. Вследствие этого под тропиками, в высоких слоях температура на той же высоте ниже, чем над полюсами. Очевидно, чем выше находится граница стратосферы, тем больше будет понижение температуры с высотой. Самая низкая температура в верхних слоях тропосферы была найдена недалеко от экватора.

Наблюдения в Батавии, в нескольких градусах к югу от экватора, дали цифры около —87°, один раз, на высоте 17 *км*, даже —91,9°. Это самая низкая температура, которая наблюдалась в атмосфере. Над Европой наиболее низкие температуры редко опускаются ниже —70°. Высота границы стратосферы изменяется и в течение года. Минимум ее высоты наблюдается зимой или ранней весной, максимума она достигает к концу лета.

Все сказанное относится к верхним слоям атмосферы, для толщи же атмосферы в 4—5 *км* можно принять, что понижение температуры с высотой, при поднятии на 100 *м*, в среднем за год равно 0,5—0,6°, и эту величину имеют в виду, когда приводят температуру к уровню моря.

В горах и на плоскогорьях при изменении температуры с высотой имеют значение разные побочные обстоятельства, например, обращен

ли склон горы к солнцу или находится в тени. Кроме того, там, где зимы бывают суровые, вершины часто имеют более высокую температуру, чем долины, и такая инверсия температуры существует не только ночью, а держится в продолжение всего холодного периода. Так, в восточной Сибири зимой бывает затишье вследствие высокого барометрического давления, и поверхность земли покрыта снегом, который отражает много тепла; холодный воздух там вследствие большей плотности наполняет долины и впадины и задерживается в них, тогда как на вершинах хребтов в это время держится более высокая температура. Аналогичное явление наблюдалось и во многих альпийских долинах, защищенных горами от господствующих ветров. Но в общем и для гор можно принять понижение температуры на каждые 100 *м* поднятия равным 0,5° в среднем за год, причем летом и весной падение температуры происходит быстрее, зимой и осенью — медленнее.

Географическое распределение температуры.

Наглядное представление об этом распределении дают нам так называемые карты изотерм, т. е. линий, соединяющих места с одинаковой средней температурой. Было уже сказано, что для построения изотерм обычно все температуры приводятся к уровню моря, т. е. прибавляют к температуре данного места некоторое число градусов соответственно его высоте. Кроме того, надо иметь в виду, что при построении изотерм пользуются так называемыми *нормальными температурами*, т. е. средними за много лет, вычисленными с точностью до 0,1°.

Средние годовые нормальные температуры получаются, если их вывести из записей термографа или из ежечасных наблюдений термометра.

Большое значение имеет правильная установка термометра. Он не должен находиться очень близко к поверхности земли, так как теплота, отражающаяся от суши и воды, влияет на его показания. Точно так же он должен быть удален от стен и вообще от всех предметов, подвергающихся нагреванию. Можно установить термометр в окне на расстоянии не менее 2 *м* от окна и притом на северной стороне, чтобы он не подвергался непосредственному действию солнечных лучей, иначе он будет показывать величину инсоляции, а не температуру воздуха. Обыкновенно термометры и термографы устанавливают в специальных метеорологических будках, на некоторой высоте над землей (до 2 *м*). В настоящее время для измерения температуры также пользуются психрометром Ассмана, в котором у шарика термометра имеется вентилятор. Благодаря вентилятору происходит циркуляция воздуха вокруг шарика, что сообщает термометру действительную температуру воздуха.

Опыт показал, что довольно точную среднюю суточную температуру можно получить из трех-четырех наблюдений за день, если взять подходящие сроки. На метеорологических станциях такие срочные наблюдения с 1935 г. производятся в 7 час., в 13 час., в 19 час. и в 1 час ночи по местному среднему солнечному времени.

Раньше наблюдения производили в 3 срока (в 7, 13 и 21 час). Но полученная средняя суточная температура будет иметь значение только для данного года, так как температура сильно колеблется из года в год. Поэтому среднюю нормальную температуру для данного дня мы получим только в том случае, если будем продолжать наблюдения в течение 35—50 и больше лет и возьмем среднее арифметическое из полученных за этот промежуток времени средних суточных температур.

Чтобы получить *среднюю месячную* температуру, необходимо взять сумму средних нормальных температур для всех дней данного месяца и разделить их на число дней этого месяца. Наконец, чтобы получить *среднюю годовую*, надо взять сумму всех нормальных месячных температур и разделить на 12.

С этими средними нормальными температурами мы и имеем дело на картах изотерм.

Следует, однако, отметить, что средние нормальные температуры для данного дня, месяца или года далеко не являются самыми частыми, т. е. чаще всего наблюдаемыми. Для того чтобы получить температуру, наиболее часто повторяющуюся в данном месяце, надо восстановить к горизонтальной линии (абсциссе) перпендикуляры (ординаты), по длине пропорциональные числу дней с одной и той же определенной температурой. Очевидно, что наиболее длинный перпендикуляр и будет соответствовать температуре, чаще всего наблюдавшейся за данный месяц.

В дальнейшем изложении рассматриваются карты годовых изотерм и изотерм за январь и июль месяцы, т. е распределение температуры в среднем за год и за наиболее холодный и наиболее теплый месяцы.

Сначала обратимся к распределению *средних годовых температур*.

Если бы земной шар был весь покрыт морем, или, наоборот, его поверхность представляла бы только сушу, то изотермы располагались бы параллельными кругами, и температура правильно убывала бы от экватора к полюсам. В приведенной таблице вычислены средние годовые температуры параллелей (через каждые 10°) для того и другого случая.

Широта в°	Материковый климат	Морской климат	Разность (матер. климата и морск. климата)
0	34,6	26,1	+ 8,5
10	33,5	25,3	+ 8,2
20	30,0	22,7	+ 7,3
30	24,1	18,8	+ 5,3
40	15,7	13,4	+ 2,3
50	5,0	7,1	— 2,1
60	7,7	0,3	— 8,0
70	— 19,0	— 5,2	— 13,8
80	— 24,9	— 8,2	— 16,7
90	— 26,1	— 8,7	— 17,4

Из этой таблицы мы видим, что до 45° широты материковый климат теплее морского, под 45° широты оба климата одинаковы, а в более высоких широтах, наоборот, морской климат теплее

материкового. Такое распределение температуры будет понятно, если мы примем во внимание, что в низших широтах имеет наибольшее значение летнее нагревание, и потому перевес в температуре остается за сушей. В высших широтах средняя годовая температура местности зависит главным образом от остывания поверхности во время зимы, а оно, как мы знаем, происходит гораздо быстрее на суше, чем на воде. Теперь мы видим, какое огромное значение в климатическом отношении имеет то или иное распределение суши и моря; если бы мы имели все материки расположенными близ экватора, а моря — в полярных странах, то этим смягчался бы суровый климат севера, но на материках температура была бы очень высока.

На самом деле мы видим неправильное чередование моря и суши, при этом в некоторых местах материки расширяются, в других — суживаются. Это вносит большое разнообразие в распределение годовых температур и обусловливает изгибы изотерм.

Рассматривая карту *годовых изотерм* (рис. 9), мы убеждаемся, что наиболее теплые места на земле находятся в северном полушарии, и что термический экватор смещен к северу от географического экватора. Самые теплые места лежат в Сахаре (температура выше 30°); подобные же центры нагревания находятся в Индостане и на севере Мексики.

Следовательно, северное полушарие в среднем за год теплее южного, а причина этого заключается в большем расширении материков в низких широтах северного полушария. То обстоятельство, что наиболее теплые страны расположены не на экваторе, а около тропика Рака, объясняется, кроме расширения материков, еще присутствием в этих широтах каменистых и песчаных пустынь, лишенных растительного покрова. На экваторе в летнее время выпадает много осадков, и облачность ослабляет нагревание поверхности земли. Кроме того, богатая растительность, в свою очередь, защищает поверхность земли от непосредственного нагревания, тогда как в пустынях поверхность нагревается на 60° и больше и отдает путем лучеиспускания свою теплоту нижним слоям воздуха.

Места с наиболее низкой годичной температурой находятся на континентах, в полярных странах, особенно северного полушария. На Гринелевой Земле, к западу от Гренландии, средняя годовая температура —20,4°. В северной Гренландии, вероятно, встречаются и более холодные места (до —25°). Большая часть Гренландии в течение всего года покрыта сплошным ледяным покровом, и поверхность ее теряет очень много тепла. По той же причине очень низкая температура должна быть на Антарктиде. Принимают ее среднюю годовую температуру равной —25°. (Из трехлетних наблюдений Скотта выведена средняя годовая —17,6°, но во внутренних частях Антарктиды она должна быть ниже.)

Далее на карте годовых изотерм обращают на себя внимание изгибы изотерм на суше и на море (рис. 10).

Мы видим, что в высших широтах северного полушария к северу от 45° изотермы изгибаются в сторону полюса на океанах и в сторону экватора на материках. Это показывает, что на море в этих широтах теплее, чем на суше, так как в высших широтах имеет большее

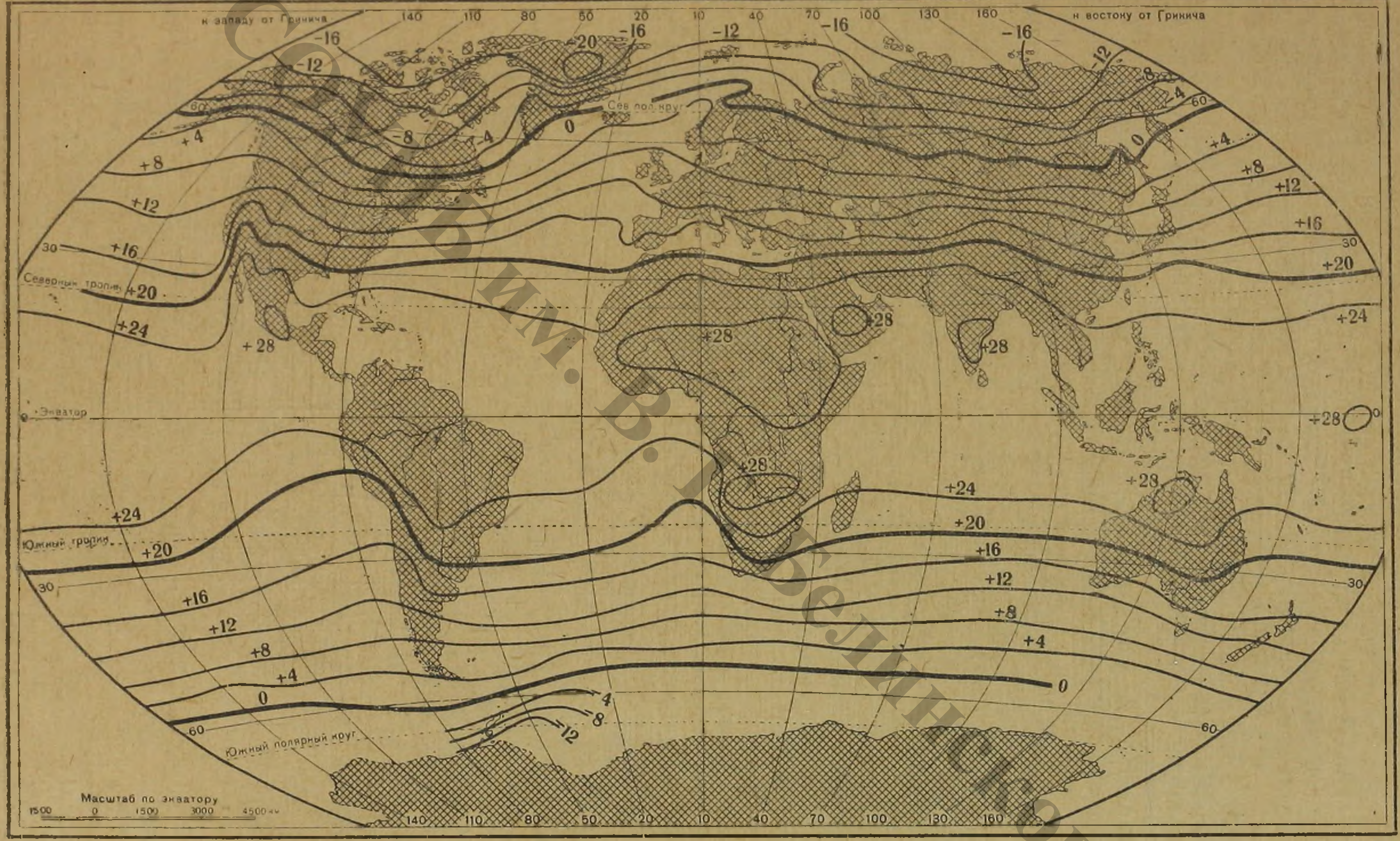


Рис. 9. Изотермы года, приведенные к уровню моря (по *Горчинскому*).

значение ход остывания поверхности, чем ход нагревания, а море дольше сохраняет запас тепла. Следует обратить внимание на то, что восточные берега океанов в высших широтах теплее, чем западные. Причина этого — в морских течениях и в направлении преобладающих ветров. Восточные берега океанов подвержены влиянию теплых течений, несущих нагретую воду от экватора (Гольфстрим в Атлантическом, Куро-Сиво в Тихом), и влиянию теплых и влажных юго-западных ветров, содействующих нагреванию западных частей континентов.

В низших широтах обоих полушарий, наоборот, восточные берега океанов холоднее западных, так как они омываются холодными возвратными течениями (Бенгуэльское, Перуанское и др.).

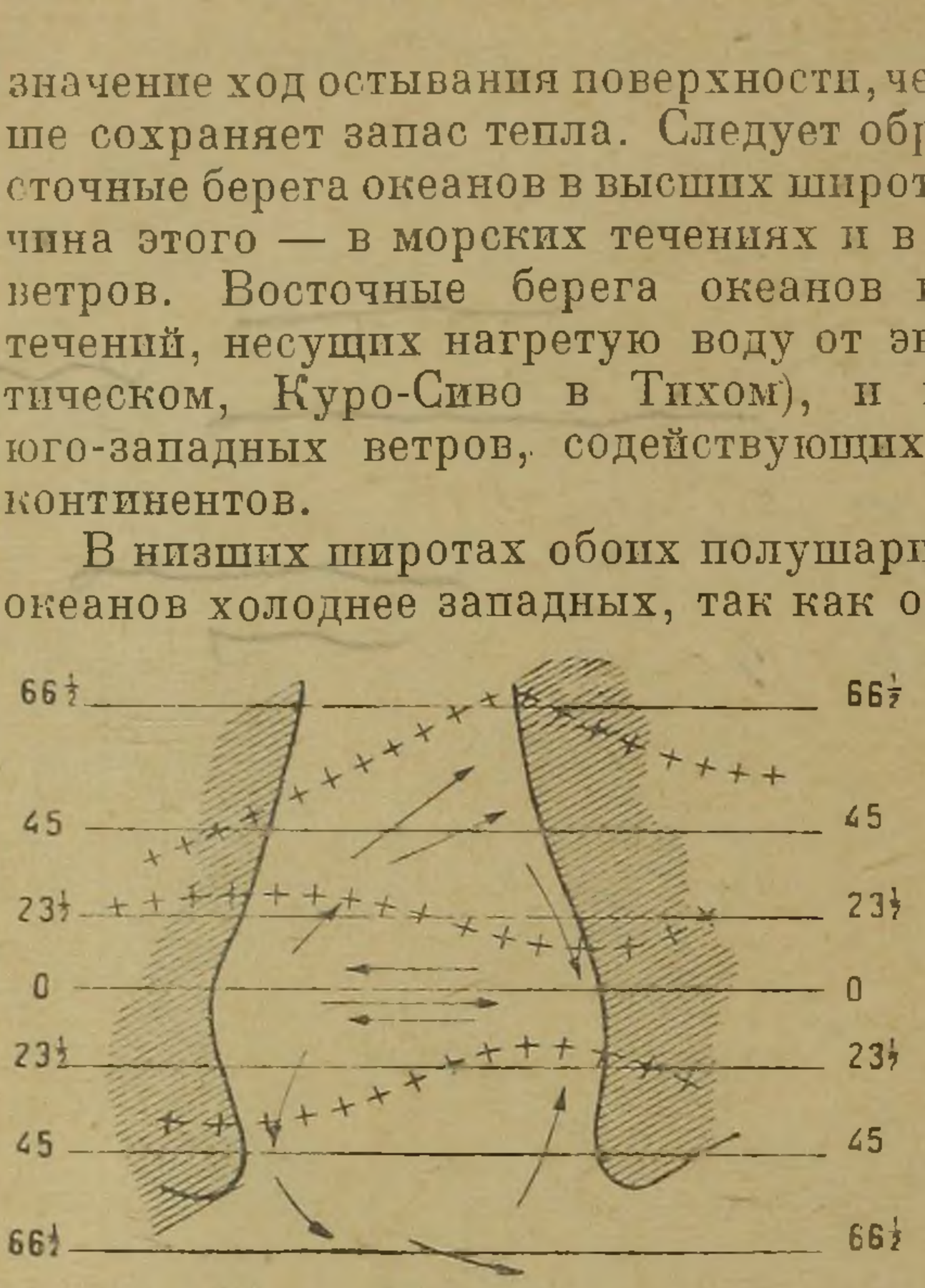


Рис. 10. Влияние течений на ход изотерм.

Средние годовые температуры представляют до некоторой степени величины отвлеченные; гораздо более соответствуют действительному положению вещей изотермы двух крайних месяцев: января и июля.

Обратимся к карте *январских изотерм* (рис. 11). Январь — это самый холодный месяц в северном полушарии. Естественно, что в январе термический экватор передвигается к южному полушарию, так как солнце стоит в зените на тропике Козерога. Наиболее теплые места расположены внутри южных континентов, в особенности в пустынных областях Южной Америки, Африки и Австралии, причем в последней температура выше 32°. Так как внутренние части южных континентов сильно нагреты, то изгибы изотерм у их западных берегов в этом месяце выражены еще сильнее, чем в годовых изотермах, благодаря резкой разнице в температуре между охлажденными холодными течениями берегами и разогретыми внутренними частями материков. Теперь обратимся к северному полушарию. Здесь картина в общем такая же, как и на карте годовых изотерм. Но контрасты между более теплыми океанами и холодными материками и между восточными и западными берегами выражены более резко. В особенности большой изгиб изотерм мы видим в северной части Атлантического океана, так как Атлантическое течение проникает далеко на север в полярные моря и делает их много теплее, чем следовало бы ожидать, судя по широте. К Тихому океану это относится в меньшей степени, так как сближение Азии и Америки препятствует теплому течению Куро-Сиво проникнуть далее к северу, и, кроме того, теплота течения здесь должна распределиться на более обширном пространстве Тихого океана. Западные берега континентов в Старом и Новом Свете теплее восточных, особенно это различие выступает

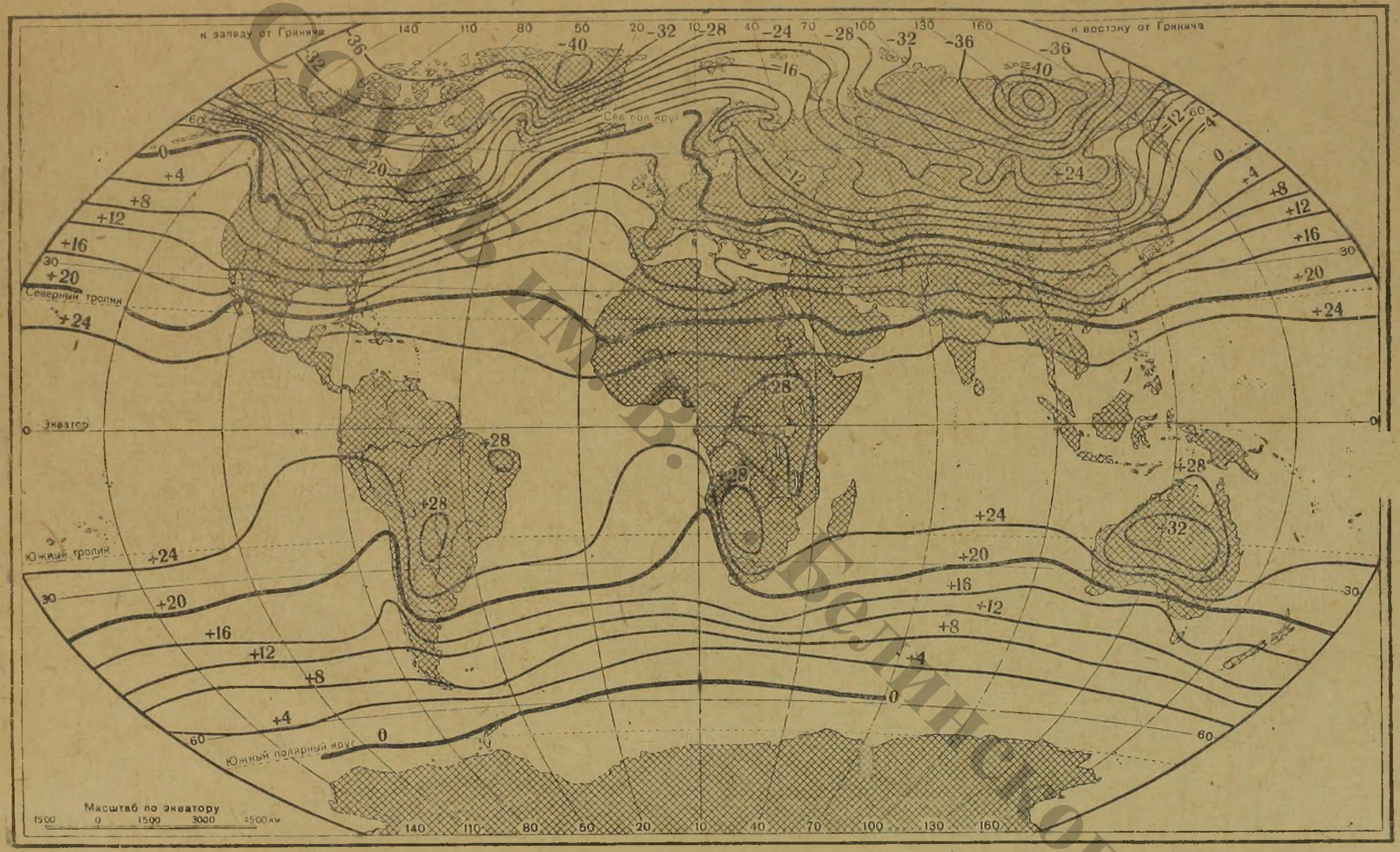


Рис. 11. Изотермы января, приведенные к уровню моря (по *Горчинскому*).

в Старом Свете; нулевая изотерма вдоль западного побережья Норвегии заходит за полярный круг (даже за 70° с. ш.), затем она спускается почти по меридиану до 50° с. ш., Каспийское море пересекает под 40°, в восточной Азии она проходит под 34°, Японию пересекает почти на широте 40°, а далее у западных берегов Америки она поднимается до 53°, но в середине Америки снова опускается до 38°, а на востоке находится под 40°. Благодаря такому ходу изотерм Шанхай на восточном берегу Азии имеет такую же температуру, как Ферерские острова, расположенные к северу от 60-й параллели.

Затем следует отметить сильное охлаждение, которое испытывает Азиатский континент. Близ Верхоянска, к востоку от реки Лены, находится полюс холода, т. е. такое место, от которого температура повышается во всех направлениях; поэтому изотермы имеют здесь формы кругов. В Якутске средняя январская температура —43,3° в Верхоянске она —50,5°. Ввиду этого в Сибири температуру нельзя измерять ртутным термометром, так как ртуть замерзает при —40°, и приходится пользоваться спиртовым. За последние годы в восточной Сибири близ Оймекона обнаружен еще один полюс холода с более низкими, чем в Верхоянске, температурами. В Америке не наблюдается такой низкой температуры зимой, как в Азии. Это потому, что последняя гораздо больше вытянута в ширину и представляет более значительную материковую массу, чем Северная Америка. Третий центр холода лежит в Гренландии, где температура, судя по изгибам изотерм, опускается до —45°.

Таким образом, сибирские центры холода более резко выражены, чем гренландский. Абсолютный минимум для Верхоянска равняется даже —69,8°. Правда, самая низкая температура здесь наблюдается в долинах, вообще в понижениях поверхности, куда стекает и где застаивается холодный тяжелый воздух. Но если даже принять это во внимание и иметь в виду температуру на водоразделах, то все-таки сибирский полюс окажется более холодным. Низкие температуры в Сибири устанавливаются в ноябре и держатся до марта; в Гренландии полюс холода держится круглый год.

Для человека низкие температуры восточной Сибири не являются столь невыносимыми, как то могло бы казаться: дело в том, что морозы стоят здесь при ясной тихой погоде, и воздух очень сух. Зимой здесь устанавливается высокое барометрическое давление, ветры очень слабы или совершенно отсутствуют.

Чтобы покончить с изотермами января, обратим еще внимание на то, что в Европе они имеют почти меридиональное направление. Таким образом, здесь совершенно нарушается зависимость распределения температур от солнца (от солярного климата). На всем Европейско-Азиатском континенте, за исключением восточной окраины, температура быстрее убывает с запада на восток, чем с юга на север.

Перейдем теперь к *июльским изотермам* (рис. 12): в июле лето в северном полушарии и зима — в южном.

Солнце стоит в зените на тропике Рака, и потому наиболее нагретые места лежат в северном полушарии. Самыми теплыми местами являются: Сахара, где наблюдается средняя температура в 36°,

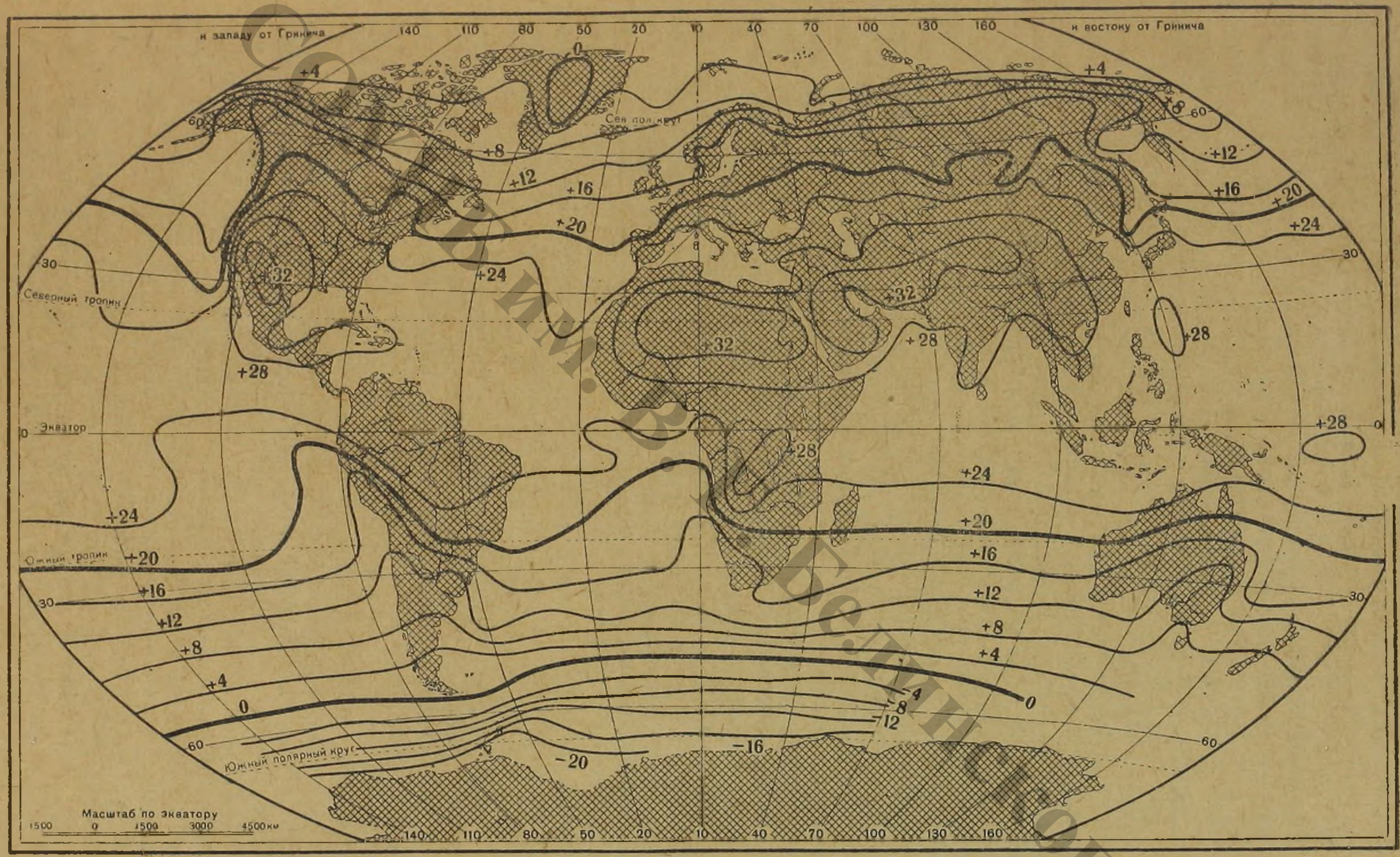


Рис. 12. Изотермы июля, приведенные к уровню моря (по *Горчинскому*).

Аравия, Месопотамия, Иран, западная Индия и пустынные области южной части Северной Америки, где бассейны Колорадо и Аризоны и отчасти Мексика являются центрами тепла со средней температурой до 32°.

Июльские изотермы идут в общем гораздо правильнее январских, так как распределение температуры в это время года зависит от широты в большей степени, чем то наблюдается в январе. Как видно из прилагаемой карты июльских изотерм, изгибы их в северном полушарии как раз обратны изгибам январских изотерм: изотермы приподнимаются несколько к полюсу на континентах и опускаются к экватору на океанах.

В западных частях материков обычный контраст между нагретой сушей и морем сглаживается благодаря преобладанию западных морских влажных ветров. Кроме того, и температура океанов у западных берегов материков несколько выше благодаря теплым течениям, и так как разница между температурой суши и моря невелика, то июльские изотермы поднимаются к центру материка довольно полого, постепенно. Исключение представляет резкий изгиб на западном берегу Северной Америки, но это объясняется орографическими условиями: здесь Кордильеры представляют резкую границу между нагретым континентом и прохладным океаном, причем влияние этого последнего распространяется только на узкую береговую полосу.

Что касается южного полушария, то здесь изотермы распределены более правильно. Особенно правильное распределение изотерм мы видим там, куда материки совсем не заходят; но и здесь, впрочем, есть кое-какие отклонения. Благодаря полярным экспедициям теперь можно построить изотермы и для южных высоких широт. Самая низкая изотерма в южных полярных морях —15°; на Антарктическом материке надо предполагать еще более низкую температуру, и именно там, по всей вероятности, находится главный полюс холода. Из наблюдений А м у н д с е н а под 78°38′ ю. ш., на высоте 11 *м* имеем следующие цифры для августа: средняя температура —44,5°, максимум —24,5°, минимум —58,5°.

Из общего распределения температур в июле обращает на себя внимание крайне низкая летняя температура Лабрадора. В северной его части средняя июльская температура спускается до 10° и даже до 8°, тогда как в Европе под той же широтой температура гораздо выше — около 15°. Вообще вся восточная часть Североамериканских соединенных штатов и Канада находятся в менее благоприятных климатических условиях, нежели Европа, потому что летняя температура там значительно ниже. Лабрадор по своей температуре близок к Камчатке в Восточной Азии и ввиду крайне холодного лета, почти совершенно исключающего возможность земледелия, стоит в этом отношении позади даже Якутской области, где, несмотря на 40- и 50-градусные зимние морозы и вечно мерзлую почву на некоторой глубине, вызревает пшеница и даже арбузы и помидоры.

Можно иллюстрировать распределение температуры на земном шаре еще иным способом: вычислить среднюю температуру для каждого градуса широты и с этими средними температурами, которые называются также нормальными, сравнивать действительно наблю-

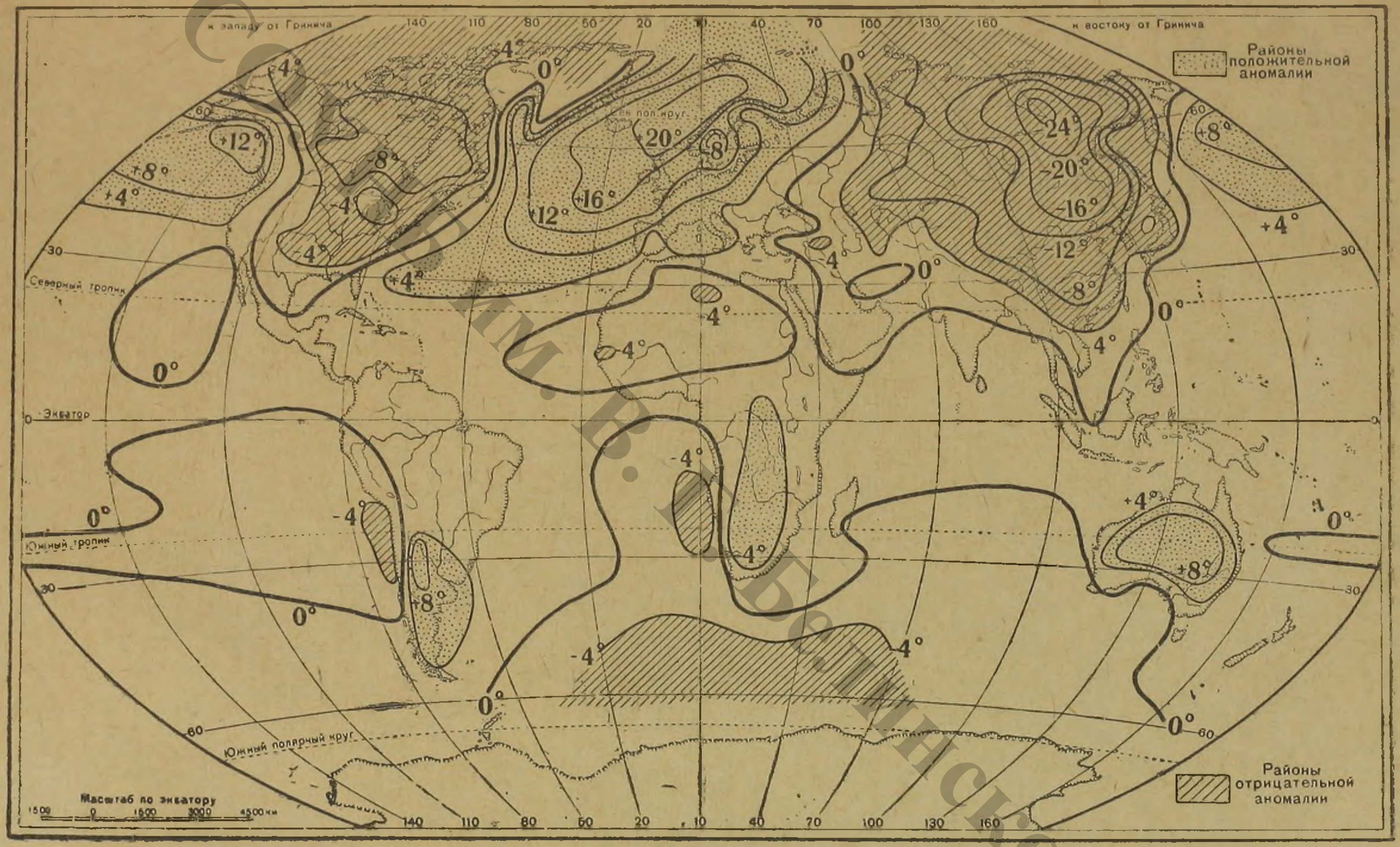


Рис. 13. Температурные изаномалы января.

даемые в данном месте температуры; тогда окажется, что в некоторых местах температура на самом деле выше, а в других — ниже средней вычисленной для данной широты. В первом случае, т. е. когда действительные температуры выше средней, имеется *положительная аномалия*, или положительное отклонение; во втором случае, когда действительная температура ниже средней,— *отрицательная аномалия*. Соединяя все места с одинаковыми отклонениями, получим систему *изаномал*.

На карте *январских изаномал* видно, что в январе (рис. 13) наибольшие отрицательные аномалии находятся в Азии (в Сибири и Центральной Азии) и в Северной Америке. Особенно резко отрицательная аномалия выражена в Якутской области. Здесь в это время аномалия достигает —20° и даже —24°. Положительные аномалии мы находим в это время в северных частях Атлантического и Тихого океанов, а также на континентах в южном полушарии, где в январе — лето (южная Африка, Южная Америка и почти вся Австралия). Особенно велика положительная аномалия в северном Атлантическом океане (до 20°). Область положительных аномалий захватывает здесь также и большую часть Европы. В южных частях океанов, начиная с широты 35—40°, мы наблюдаем в январе отрицательную аномалию, которая вокруг Антарктиды достигает значительной величины, так как понижению температуры здесь содействует также таяние материкового льда.

В июле (рис. 14) положительные аномалии: в северном полушарии на континентах — в Азии и в Америке. Наибольшая аномалия в Сахаре, Аравии, Иране и Тибете: 8°. В Европе положительных аномалий на западе почти не наблюдается, так как она испытывает умеряющее влияние со стороны Атлантического океана. На океанах в северном полушарии в июле отрицательные аномалии, более значительные в их западных частях, так как здесь понижению температуры содействуют также холодные течения. На востоке Атлантического океана под влиянием Гольфстрима отрицательная аномалия очень незначительна.

В южном полушарии в июле зима, поэтому мы должны ожидать отрицательных аномалий на континентах южного полушария, но так как последние не заходят далеко в высокие широты, то отрицательные аномалии вообще невелики, больше всего в Австралии (свыше —4°), и расположены ближе к западным берегам, где охлаждению способствуют также холодные возвратные течения. В океанах южного полушария температура нормальна или обнаруживает незначительную положительную аномалию.

Система *изаномал годовых* (рис. 15) в несколько смягченном виде повторяет то, что наблюдается в январе. Наибольшая положительная аномалия в среднем за год наблюдается в северной части Атлантического океана (до 12° и даже выше) и в Западной Европе, причем она покрывает не весь этот океан, а сдвинута на восток, так что у восточных берегов Америки наблюдается уже отрицательная аномалия. На размерах и положении этой аномалии сказывается влияние Гольфстрима и холодных течений на западе Атлантического океана (Лабрадорское течение). В Тихом океане имеется также соответ-

ОУНБ им. В. Г. Белинского

СОГБ им. В.И. Ленинского



Рис. 14. Температурные изаномалы июля.

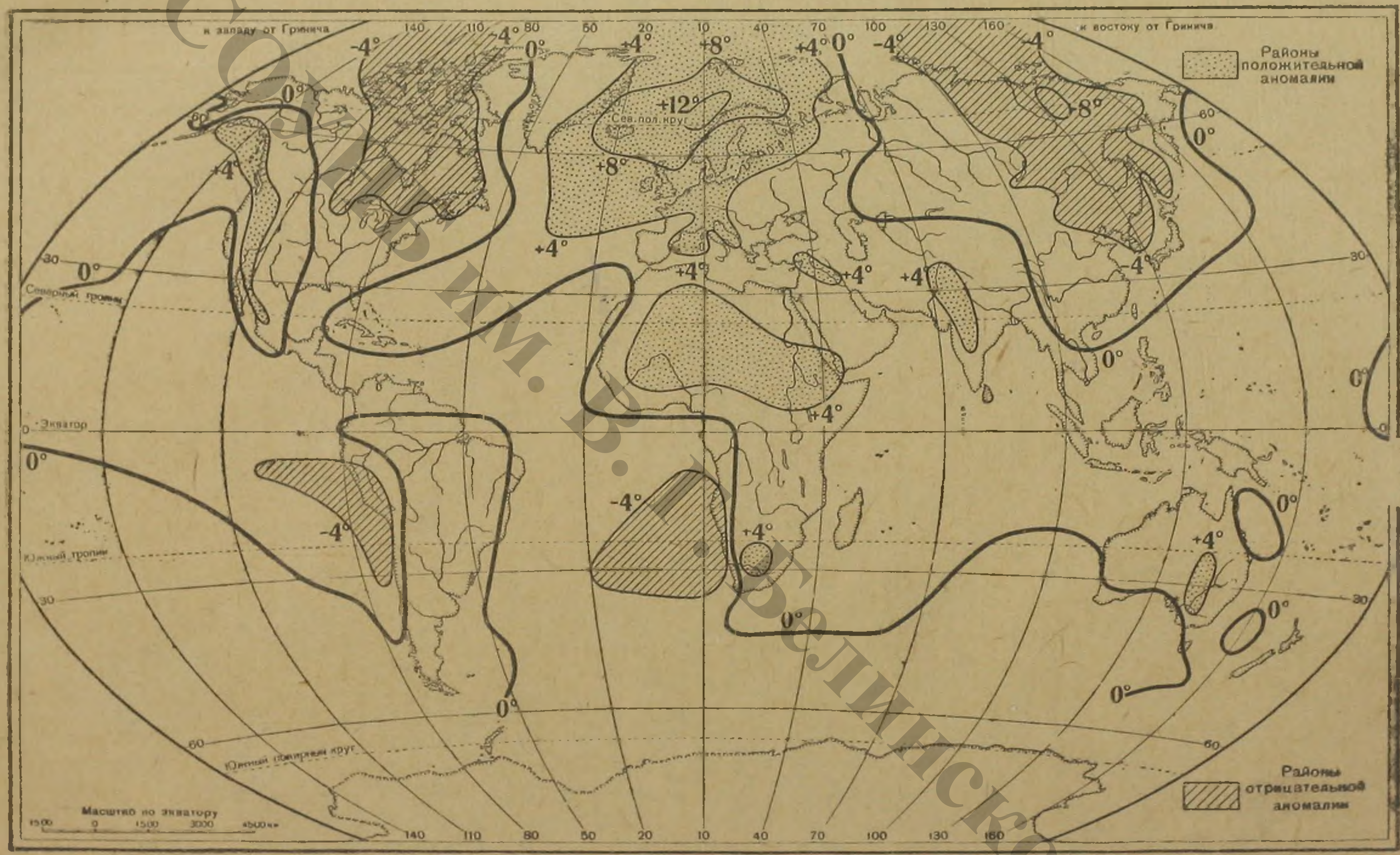


Рис. 15. Температурные изаномалы года.

Собрание им. В. Ф. Хрелинского

ствующая положительная аномалия, но она значительно слабее, не проникает так далеко на север и захватывает лишь западный берег Северной Америки, так как согревающее влияние теплых вод не может распространяться за барьер гор, окаймляющих здесь Америку. На годовых аномалиях лучше всего видно преимущество Гольфстрима как климатического фактора над течением Куро-Сиво. Влияние теплых вод Гольфстрима, вследствие отсутствия преград для его проникновения, сказывается далеко на севере (Шпицберген и Земля Франца-Иосифа имеют еще высокую положительную аномалию), тогда как влияние Куро-Сиво — лишь до широты южной части Берингова пролива. Кроме того интенсивность влияния Гольфстрима уже потому больше, чем Куро-Сиво, что оно распространяется на меньшую поверхность Атлантического океана; наконец, благотворное влияние Гольфстрима при содействии западных ветров распространяется далеко вглубь континента, тогда как орографическое строение Америки ставит преграду распространению влияния Куро-Сиво.

Суточные и годовые изменения температуры и распределение годовых амплитуд.

Кроме средних температур для климатической характеристики той или другой страны важно обратить внимание на суточное и годовое изменение температуры. В континентальных странах переход от дня к ночи, и в особенности от зимы к лету и обратно совершается резко, так что кривая годовой температуры очень быстро поднимается и так же быстро опускается. Таким образом, год разделяется в таких странах главным образом на два периода: на лето и на зиму, весна же и осень очень коротки. В странах с морским климатом осень и весна, наоборот, значительно более продолжительны, так как там сказывается умеряющее влияние океана, и поэтому кривая годовой температуры поднимается полого.

Рассмотрим сначала периодические изменения суточной температуры.

Самое высокое положение для каждого меридиана солнце занимает в 12 час. дня, поэтому следовало бы ожидать, что наиболее высокая температура будет именно в полдень. Действительно, над океанами и морями высшая суточная температура воздуха бывает около 12 час., причем максимум в нижних слоях воздуха наступает раньше, чем максимум на поверхности воды. На суше же наивысшая температура бывает в 2 или 3 часа дня, потому что максимум температуры запаздывает по сравнению с наиболее высоким стоянием солнца. Это обстоятельство можно объяснить таким образом.

В 12 час. дня солнце занимает наивысшее положение и, следовательно, дает наибольшее количество тепла. Земля воспринимает это тепло и излучает часть его в пространство, поглощая избыток тепла, который идет на ее нагревание и сообщается землей нижним слоям воздуха. Процесс нагревания продолжается до тех пор, пока имеется этот избыток тепла, и в тот момент, когда количество получаемого от солнца тепла сравнивается с количеством, излучаемым землею, поверхность земли и воздух над ней достигают наивысшей,

возможной при данных условиях, температуры. С следующего момента начинается постепенное охлаждение, так как количество получаемого тепла становится меньше того количества тепла, которое расходуется. Момент, когда приход тепла равен расходу, наступает между 2 и 3 час. дня.

Достигнув максимума температуры, земля начинает остывать, так как получает от солнца тепла менее того, что излучает сама. Остывание продолжается и всю ночь, когда земля почти совершенно не получает тепла, и достигает своего максимума около восхода солнца. В это время и наблюдается наинизшая суточная температура. С восходом солнца начинается приток тепла: земля начинает получать все больше тепла, но одновременно с этим растет и излучение тепла землей; повышение температуры продолжается до тех пор, пока приток тепла больше расхода.

Теоретически можно было бы ожидать, что суточная амплитуда, т. е. разница наивысшей и наинизшей температур, будет наибольшей около экватора, потому что там солнце днем стоит гораздо выше, чем в более высоких широтах, и в полдень в дни равноденствия достигает даже зенита, т. е. посылает вертикальные лучи и, следовательно, дает наибольшее количество тепла. Но этого в действительности не наблюдается, так как кроме широты на суточную амплитуду влияют и многие другие факторы, от совокупности которых зависит величина последней. В этом отношении имеет огромное значение положение местности относительно моря: представляет ли данная область сушу, отдаленную от моря, или же близко лежащую к морю местность, например остров. На островах благодаря смягчающему влиянию моря амплитуда незначительна, еще менее она на морях и океанах, в глубине же материков она гораздо более, причем величина амплитуды возрастает от берегов внутрь континента. В то же время амплитуда зависит и от времени года: летом она больше, зимой меньше; разница объясняется тем, что летом солнце стоит выше, чем зимою, да и продолжительность летнего дня гораздо более зимнего.

Далее, на суточную амплитуду оказывает влияние облачность: она умеряет разницу температур дня и ночи, задерживая тепло, лучеиспускаемое землей ночью, и в то же время умеряя действие солнечных лучей.

Самая значительная суточная амплитуда наблюдается в пустынях и на высоких плоскогорьях. Горные породы пустынь, совершенно лишенные растительности, сильно накаляются в течение дня и быстро излучают за ночь всю полученную днем теплоту. В Сахаре суточная амплитуда воздуха наблюдалась в 20—25° и больше. Бывали случаи, когда после страшной дневной жары ночью даже замерзала вода, и температура падала на поверхности земли ниже 0°, а в северных частях Сахары даже до —6,—8°, поднимаясь днем гораздо выше 30°.

Значительно меньше суточная амплитуда в местностях, покрытых богатой растительностью. Здесь часть теплоты, получаемой за день, тратится на испарение растениями влаги, и, кроме того, растительный покров защищает землю от непосредственного нагревания, задерживая в то же время излучение ночью.

На высоких плоскогорьях, где воздух значительно разрежен, за ночь происходит сильное излучение тепла, а днем такое же интенсивное нагревание поверхности земли, поэтому суточная амплитуда здесь иногда больше, чем в пустынях. Например, Пржевальский во время своего путешествия в Центральной Азии наблюдал в Тибете суточное колебание температуры даже до 30°, а на высоких плоскогорьях южной части Северной Америки (в Колорадо и Аризоне) суточные колебания, как показали наблюдения, достигали 40°.

Незначительные колебания суточной температуры наблюдаются в полярных странах; например, на Новой Земле амплитуда не превышает в среднем 1—2° даже летом. На полюсах и вообще в высоких широтах, где солнце совсем не показывается в течение суток или месяцев, в это время нет совершенно суточных колебаний температур. Можно сказать, что суточный ход температуры сливается на полюсах с годовым, и зима представляет ночь, а лето — день.

Таким образом, наивысшую суточную амплитуду мы наблюдаем не у экватора, где она около 5° на суше, а ближе к тропику северного полушария, так как именно здесь материки имеют самое большое протяжение, и здесь же расположены величайшие пустыни и плоскогорья.

Годовая амплитуда температуры зависит главным образом от широты места, но, в противоположность суточной, годовая амплитуда увеличивается по мере удаления от экватора к полюсу. Вместе с тем на годовую амплитуду оказывают влияние все те факторы, с которыми мы уже имели дело при рассмотрении суточных амплитуд. Точно так же колебания увеличиваются с удалением от моря в глубь материка, и наиболее значительные амплитуды наблюдаются, например, в Сахаре и в восточной Сибири, где амплитуды еще значительнее, потому что здесь играют роль оба фактора: континентальность климата и высокая широта, тогда как в Сахаре амплитуда зависит главным образом от континентальности страны. Кроме того, колебания зависят и от топографического характера местности. Чтобы убедиться, насколько этот последний фактор играет значительную роль в изменении амплитуды, достаточно рассмотреть колебания температуры на горах и в долинах.

Летом, как известно, температура уменьшается с высотой довольно быстро, поэтому на одиноко стоящих вершинах, окруженных со всех сторон холодным воздухом, температура значительно ниже, чем в долинах, сильно нагреваемых летом. Зимою же, наоборот, холодные и плотные слои воздуха располагаются в долинах, и температура воздуха повышается с высотой до известного предела, так что отдельные небольшие вершины иногда являются зимою как бы тепловыми островами, тогда как летом — более холодными пунктами. Следовательно, годовая амплитуда, или разница между температурами зимы и лета, в долинах значительнее, чем на горах. Окраины плоскогорий находятся в тех же условиях, как отдельные горы: окруженные холодным воздухом, они в то же время получают меньше тепла сравнительно с плоскими, равнинными местностями, так что и амплитуда их не может быть значительною. Условия нагревания центральных частей плоскогорий уже иные. Сильно нагреваясь летом благодаря

разреженности воздуха, они сравнительно с отдельно стоящими горами излучают гораздо меньше, потому что окружены нагретыми же частями плоскогорья, а не холодным воздухом. Поэтому летом температура на плоскогорьях может быть очень высока, зимою же плоскогорья теряют много тепла путем лучеиспускания вследствие разреженности воздуха над ними, и естественно, что здесь наблюдаются очень сильные температурные колебания.

Проследим теперь изменение температуры для различных широт (рис. 16). Начнем с кривой температуры в экваториальной местности,



Рис. 16. Годовой ход температуры.

именно в Сингапуре. Годовые колебания здесь незначительны, что объясняется тем, что Сингапур (широта почти 0°) расположен на острове, и здесь, следовательно, сказывается смягчающее влияние океана. В экваториальных странах наблюдаются иногда два максимума температуры: первый в апреле или марте, второй в октябре или сентябре. Это зависит от того, что на экваторе солнце достигает зенита два раза: в сентябре и марте. Под тропиками эти два максимума сливаются, потому что моменты прохождения солнца через зенит в странах близ тропика непосредственно следуют друг за другом или мало разнятся во времени друг от друга.

Максимум температуры за год бывает не в момент прохождения солнца через тропик, а несколько запаздывает. *Самое высокое положение солнце занимает в северном полушарии в умеренном и полярном поясах в июне, в южном — в декабре*, но в силу тех же причин, что и

ОУНБ им. В. Г. Белинского

для суточного хода, момент наступления максимума отодвигается на континентах приблизительно на месяц и на морях — на два месяца, т. е. максимум температуры, вместо июня, наступает на континентах в июле, а на морях в августе. Минимум температуры в северном полушарии бывает не в декабре, а в январе, а на морях даже в феврале.

Для Бенареса максимум наступает в мае, а не в августе, как нужно было бы ожидать, хотя солнце в это время не достигает еще зенита. Это на первый взгляд странное явление объясняется наступлением летом периода дождей, вызванных юго-западными муссонами, которые, как известно, дуют зимой с суши, а летом с моря. Летние дожди начинаются в половине мая и оказывают столь сильное влияние на повышавшуюся до этого времени температуру, что кривая ее в июне начинает уже падать. Средняя годовая амплитуда в Бенаресе не особенно велика. В тропическом поясе она редко превышает 20°.

Перейдем теперь к умеренным широтам и возьмем кривую годовой температуры Лондона, находящегося под 51° с. ш. Лондон расположен на острове, поэтому влияния океана и юго-западных ветров значительно смягчают колебания температуры. Самая низкая здесь средняя температура +7°, а самая высокая достигает +16° (конец июля, август). Это морской климат с небольшой годовой амплитудой. В Ленинграде (60° с. ш.) — умеренно-континентальный климат. Здесь низшая средняя температура (январь) —9°, а высшая достигает +17,7°. Климат Томска (56,5° с. ш.) уже настоящий континентальный. Здесь зимняя январская температура достигает —19°, а летом (июль) температура поднимается до +18,7°, поэтому и амплитуда здесь более значительна. Наконец, в Верхоянске (67,5° с. ш.) средняя январская температура —50,5°, а летом (июль) температура достигает даже 15,4°. Средняя амплитуда здесь равняется 65,9° и является наибольшей из всех известных на земном шаре.

Исследуя самый характер кривых, мы прежде всего замечаем, какою правильностью и постоянством отличается кривая температуры на экваторе. Здесь почти круглый год стоит одинаковая температура. В морском климате нужно обратить внимание на пологое поднятие кривой. Оно показывает, насколько постепенно повышается температура от зимы к лету, насколько растягивается весна и осень по сравнению с моментами крайних температур. Наоборот, в континентальном климате Верхоянска замечается резкое и быстрое поднятие кривой.

Максимум годовой амплитуды расположен в более высоких широтах и в наиболее холодной части земли, именно в северо-восточной Азии; в Северной Америке этот максимум выражен менее резко, так как Азия имеет более широкое материковое развитие. Кроме того, в Азии воздух застаивается на севере, а в Америке ему открыт сток и на юг и на север. Между тропиками, особенно близ экватора, за исключением, конечно, пустынных областей, годовое колебание невелико, потому что здесь сказывается влияние широты.

В СССР годовые амплитуды быстро возрастают к востоку. Если в Польше наблюдается амплитуда около 25°, то в СССР в Курской и Воронежской областях 30°, на Урале и на юго-востоке, около Каспийского моря, она достигает 35—36°, в западной

Сибири 40°. В восточной Сибири видно сначала быстрое повышение, до 60—65°, а затем по направлению к океану амплитуды уменьшаются. Следующие таблицы резюмируют все сказанное.

Зависимость годовой амплитуды от широты:

Название места	Широта в °	Годовая амплитуда в °
Остров св. Фомы	0,2	0,4
Манилла (Филиппинские о-ва) .	14,36	4,0 (климат
Валенсия (Испания)	52,0	9,0 морской)
Рейкьявик (Исландия)	64,8	15,0

Изменения амплитуды в разных местах, расположенных приблизительно на одной широте, с увеличением континентальности страны.

Название места	Высота над уровнем моря в м	Широта в °	Амплитуда в °
Христиания	25	59,9	21,5
Ленинград	10	59,9	27,0
Москва	145	55,8	29,9
Тобольск	105	58,2	38,1
Енисейск	85	58,4	42,8
Якутск	100	62,0	62,3
Верхоянск	100	67,6	65,9

Северное полушарие в общем теплее южного, и область наивысшей средней годовой температуры лежит в северном полушарии на 20-й параллели, где средняя температура равняется 28,1°, а в южном полушарии, близ экватора, с температурой 26,2°. Летом все северное полушарие теплее южного, зимой же северное полушарие теплее южного только до 30-й параллели.

Следующая табличка показывает средние температуры для обоих полушарий:

	Средняя годовая температура в °	Июль	Январь	Амплитуда в °
В северном полушарии	14,5	22,5	8,0	14,5
В южном полушарии	13,4	10,3	17,3	7,0
Всего земного шара	14,3	16,4	12,6	3,8
Разность средних температур северного и южного полушарий	+ 1,1	+ 12,2	— 9,3	

Эта табличка показывает, насколько больше тепла, сравнительно с южным, получает северное полушарие. Из нее же видно, что лето в северном полушарии теплее, чем в южном, зима же, наоборот, холоднее. Это обстоятельство указывает на более континентальный климат северного полушария. Разница температур зимы и лета в северном полушарии больше, чем в южном, следовательно, и амплитуда в северном полушарии больше, чем в южном.

В заключение приводим таблицу, указывающую самые высокие и самые низкие температуры, наблюдавшиеся на земном шаре,

ГГУ Белинского
СОУНБ им. В. Р.

в среднем за год, за самый холодный и самый теплый месяцы и абсолютные крайние (цифры округлены).

Температура в °	Максимум	Минимум	Разность
Средняя годовая	+ 30	— 25	55
Средняя месячная	+ 37	— 50	87
Средний максимум и минимум .	+ 48	— 60	108
Абсолютные крайние	+ 56	— 70	126

Самая высокая температура наблюдалась в «долине смерти» на юго-востоке штата Калифорния и равнялась 56,7°, самая низкая в Верхоянске —69,8°.

Температурные зоны.

Чередование суши и моря, как мы видели, вносит большое разнообразие в распределение температур на земном шаре и обусловливает отклонения от солярного климата.

Было предложено два деления земли на температурные зоны: одно проф. Зупаном, другое Кеппеном. Зупановское деление более простое, легко запоминается и основано на средних температурах, тогда как деление Кеппена основано на продолжительности известных температур, так что для ботаников, изучающих распределение растений, кеппеновское деление имеет известное преимущество.

По схеме Зупана (рис. 17) выделяются *жаркий*, *два умеренных и два холодных пояса*. Границей между поясами приняты изотермы: для северной и южной границ *жаркого* пояса принята годовая изотерма 20°. Эта изотерма довольно хорошо соответствует пределу распространения пальм. Далее следует *умеренный* пояс, полярными границами которого приняты изотермы в +10° самого теплого месяца. Эта изотерма принята потому, что температура в +10° самого теплого месяца кладет предел распространению древесной растительности. Затем идут *полярные* области. В южном полушарии в полярную область входит по преимуществу море, а из суши — только острова и Антарктида; в северном полушарии эта область захватывает довольно значительную часть континентов. Полярные области могут быть подразделены на две части изотермой 0° самого теплого месяца, отделяющей в обоих областях пояса вечного мороза. В северном полушарии этот пояс лежит на уровне моря севернее 85° с. ш., в южном — занимает гораздо большую площадь — южнее 65° ю. ш. В зоне «вечного мороза» летом в отдельные дни температура иногда и поднимается выше 0°, но ни один месяц в году, даже самый теплый, не имеет средней температуры выше 0°.

Благодаря принятым границам, пространства, занятые температурными зонами Зупана, не соответствуют пространствам зон освещения; жаркая зона Зупана больше, чем соответствующая зона освещения, умеренные зоны немного уменьшаются, а южная полярная в сильной степени увеличивается, потому что на юге океан заходит в довольно низкие широты: Южная Америка простирается до 56° ю. ш., южная Африка оканчивается у 35,5° ю. ш., а дальше простирается



Рис. 17. Температурные зоны (по *Зупану*).

Собственность Гос. Библиотеки им. В. И. Ленина

океан с очень низкими летними температурами и покрытая льдом Антарктида. Поэтому южная полярная зона значительно увеличивается в сравнении с северной полярной.

Деление К е п п е н а (рис. 18) основано на продолжительности теплого и холодного периодов.

Кеппен делит землю на 5 термических зон. Зоны эти следующие:

1) *Тропическая зона* характеризуется высокой температурой, изменяющейся очень мало в течение года. Все месяцы имеют среднюю температуру не ниже 20°. Годовые колебания здесь крайне незначительны, и наблюдаются местами два максимума температуры, в зависимости от прохождения солнца через зенит.

2) *Субтропическая зона*, в которой средняя месячная температура опускается ниже +20° в продолжение от 1 до 4 месяцев. В этой зоне уже один максимум температуры, когда солнце проходит через соответствующий тропик. Разница между временами года выражена резче, и годовая амплитуда температуры более значительна.

3) *Умеренная зона*, в которой, по крайней мере, в течение 8 месяцев средняя месячная температура ниже +20°. Выше 20° она бывает в продолжение от 1 до 4 месяцев. В этой зоне существует зима всегда, и времена года намечены вполне определенно. Эту зону, в свою очередь, можно подразделить на три подзоны: а) *подзону с жарким летом* (три месяца, по крайней мере, температура выше 20°), б) *подзону с холодной зимой* и в) *подзону, в которой зима и лето очень умеренные*, т. е. область с настоящим *морским* островным климатом. Сюда относятся и высокие горы тропических областей (горы Абиссинии в Африке, высокие нагорья Эквадора и Мексики). Дело в том, что Кеппен оперирует с действительными температурами, не приведенными к уровню моря, а потому средние месячные температуры умеренных стран мы и встречаем снова на высоких горах под экватором. Так как температура с высотой падает быстрее летом, чем зимой, то годовая разница температур на горах невелика, и горный климат в температурном отношении напоминает морской климат умеренной зоны.

4) *Зона холодная*, в которой самое большее в продолжение 4 месяцев средняя месячная температура может быть выше + 10°. Остальные месяцы холодные — ниже + 10°.

5) *Зона полярная*, где средняя месячная температура не поднимается выше + 10°. Эта зона соответствует холодному поясу Зупана.

Подобно тому как высокие горы в тропических и субтропических областях должны быть причислены по температуре к различным подразделениям умеренной зоны, высокие горы умеренного пояса представляют как бы острова холодной зоны.

Зупановское деление отличается большой простотой и ближе соответствует поясам освещения. Кеппеновское более дробно и допускает дальнейшую специализацию и усовершенствование. В приведенной схеме Кеппена пределы температур еще довольно значительны, но имеются более подробные подразделения, и в этом направлении можно итти, детализируя и дальше. С другой стороны, для ботаника и агронома, изучающих распространение какого-нибудь вида растений, схема Кеппена служит большим подспорьем, потому что

СПбГУ им. В. Бианки



Рис. 18. Термические зоны по *Кеппену*.

1 — полярная зона; 2 — зона холодная (1—4 месяца с умеренной температурой); 3 — зона умеренная с зимой; 4 — зона умеренная с жарким летом; 5 — зона всегда умеренно-теплая (горы 6—7 зон); 6 — зона субтропическая (4—11 жарких месяцев); 7 — зона тропическая.

пределы распространения растений зависят в значительной степени от продолжительности теплого периода и довольно точно совпадают с границами зон Кеппена.

Атмосферное давление и схема общей циркуляции атмосферы.

Средние нормальные температуры не дают полного понятия о термических условиях того или другого места, так как температура постоянно изменяется в зависимости от ветров, облачности, выпадения осадков и т. д. В частности ветер является как бы носителем погоды, обусловливая ее изменчивость. Направление и сила ветра, в свою очередь, зависят от воздушного давления. Ветры бывают тем сильнее, чем больше разница атмосферного давления между двумя поясами или соприкасающимися местностями. Если в одном пункте давление больше, а в другом меньше, то ветер всегда дует из места большего давления в место меньшего давления, причем сила ветра находится в зависимости от разности давления между этими двумя пунктами. Эту разность давления следует исчислять на определенную какую-нибудь единицу расстояния. За единицу расстояния принимают градус меридиана — 111 *км*.

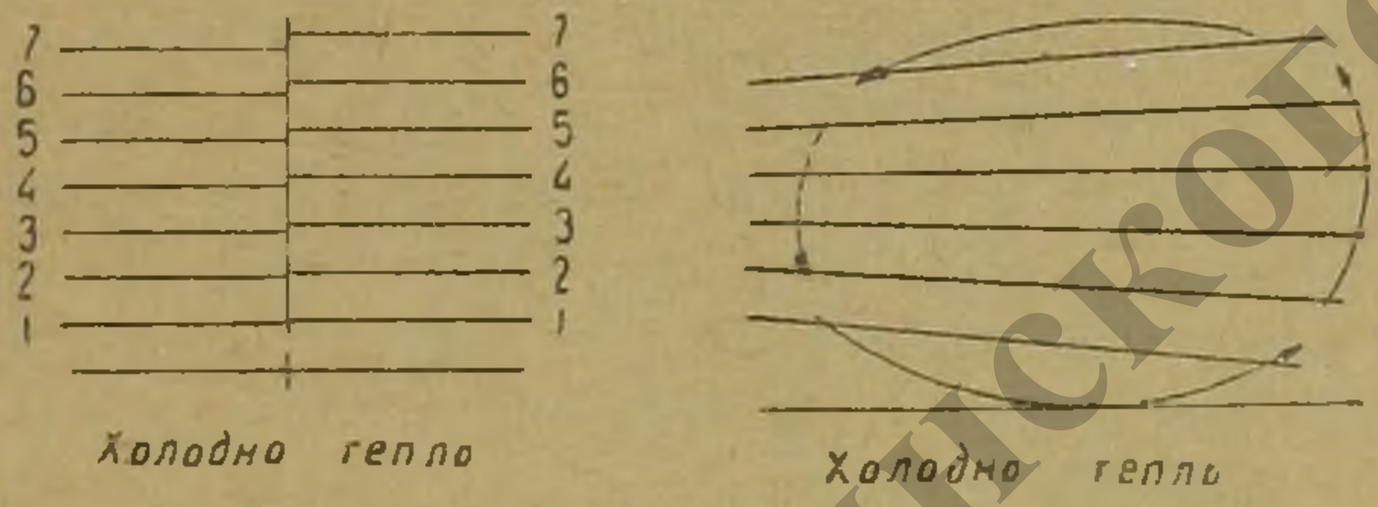


Рис. 19. Термическое происхождение ветра (схема).

Изменение давления, рассчитанное на 111 *км*, считая по направлению нормали к изобаре в сторону убывающего давления, называется *градиентом давления*. (*Изобарами* называются линии, соединяющие на карте места с одинаковым давлением.) Чем больше градиент, тем сильнее ветер. Закон, по которому скорость ветра пропорциональна градиенту, называется *законом Стефенсона*.

Кроме того, надо иметь в виду при рассмотрении направления ветра влияние, которое оказывает на движение воздуха вращение земли. Вращение земли, независимо от того, в каком направлении движется какое-либо тело, в меридиональном, широтном или каком-нибудь другом, — всегда оказывает влияние на это движение. На воздух оно влияет в большей степени, чем на воду, потому что воздух представляет менее инертную массу. Вследствие вращения земли *всякое движущееся тело, а следовательно и воздух, в северном полушарии отклоняется вправо, а в южном — влево* от первоначального направления движения. Этот закон отклонения назван по имени ученого *законом Кориолиса*.

Переходя теперь к рассмотрению распределения атмосферного давления на земной поверхности, мы должны отметить, что оно обусловливается, прежде всего, условиями распределения температуры, но, кроме этого, зависит также от механических или динамических причин. Для объяснения связи между температурой, с одной стороны, и давлением и направлением ветра, с другой, может служить прилагаемый здесь чертеж (рис. 19).

Представим себе, что можно при посредстве какой-нибудь перегородки изолировать две колонны воздуха так, чтобы между ними не мог происходить никакой обмен; представим далее, что воздух в одной колонне подвергается нагреванию, в другой — охлажден. Так как теплый воздух расширяется, то в колонне теплого воздуха определенное давление будет существовать всюду на большей высоте, чем в колонне холодного воздуха по другую сторону от перегородки, и только на поверхности земли давление будет одинаково. С поднятием в атмосфере давление будет падать, причем в теплой половине, вследствие меньшей плотности нагретого воздуха, уменьшение давления происходит медленнее, чем в холодной, отчего одинаковые изобарические поверхности, т. е. поверхности одинакового давления, и расположатся в первой колонне выше, чем во второй.

Если мы теперь устраним перегородку, то создадутся условия, наблюдаемые в природе. Так как давление в нагретой половине наверху больше, чем в холодной, то воздух будет стремиться стекать из теплой половины в холодную, и изобарические поверхности первоначально будут все наклонены в сторону движения. Таким образом если нагревание в правой половине продолжается, то воздух в ней вследствие этого будет постоянно подниматься кверху и в верхних слоях стекать налево. В левой половине масса воздуха увеличится, а вместе с тем возрастет и давление внизу. Здесь охлажденный воздух начнет опускаться. Так как теперь внизу в холодной колонне давление выше, то нижние изобарические поверхности будут наклонены в обратную сторону, т. е. слева направо, и воздух в нижних слоях будет двигаться согласно наклону изобарических поверхностей слева направо. В конце концов получится замкнутый круговорот воздуха, который будет существовать до тех пор, пока не устранится различие в температурах обеих колонн воздуха.

Эти предварительные замечания о ветрах нам понадобятся для изучения распределения ветров и давления на земном шаре.

Сначала представим себе для простоты гомогенный неподвижный земной шар и допустим, что вся поверхность земного шара покрыта водой. Тогда нагревание будет зависеть главным образом от широты, и около экватора будет наиболее жаркая зона, а у полюсов наиболее холодная. Вследствие нагревания воздух будет подниматься над экватором и отсюда стекать в верхних слоях к полюсам, где соответствующая изобарическая поверхность, по причине большей плотности воздуха, расположена ниже. Вследствие этого давление на экваторе у поверхности земли уменьшится, а на полюсах возрастет. Это, в свою очередь, вызовет у поверхности земли в нижних слоях воздуха ветер с севера на юг в северном полушарии и с юга на север в южном полушарии, потому что от мест с большим давлением, от полюсов, воздух будет стекать к экватору, где давление меньше. Таким образом, в нижних слоях мы должны были бы ожидать существования ветров от полюсов к экватору (т. е. северного в северном полушарии и южного в южном полушарии), в верхних — ветров обратного направления, от экватора к полюсам (т. е. южного в северном и северного в южном полушарии), у экватора, кроме того, воздух постоянно поднимается, а у полюсов опускается и таким образом замы-

кает круговорот. Наибольшее давление должно было бы быть у полюсов, а наименьшее у экватора.

Посмотрим, как распределено в действительности д а в л е н и е. Оказывается, что не совсем так.

На экваторе мы имеем, действительно, *область низкого давления*; *области высокого давления* расположены в широтах, которые можно назвать *подтропическими* (30—35° с. ш. и между 30—25° ю. ш.). Под широтой 66° в северном полушарии находится *область низкого давления*, откуда давление несколько п о в ы ш а е т с я к полюсу. В южном полушарии давление в высоких широтах еще более низкое, но точное положение воздушной депрессии (минимума) определить затруднительно, так как там в этих широтах простирается непрерывный океан, и продолжительных наблюдений не производилось. На Антарктиде располагается слабый максимум.

Таким образом, вместо одной барометрической депрессии на экваторе и двух областей высокого давления на полюсах оказывается в нижних слоях воздуха *четыре области высокого давления и три депрессии*. В более высоких слоях атмосферы (на высоте 2 или 4 *км*) наблюдается понижение давления от экватора к полюсам. Все сказанное можно видеть из приведенных ниже таблиц и диаграммы.

	Северное полушарие		Южное полушарие	
	широта	давление воздуха	широта	давление воздуха
Экваториальная депрессия	8° N	757,8	8° S	757,8
Сев. и южн. субтропические области высокого давления	35° N	762,4	30° S	763,5
Сев. и южн. субполярные области низкого давления	66° N	758,2	55° S	748,2
Сев. и южн. полярные области высокого давления	90° N	760,7	90° S	(максимум)

	Северное полушарие, среднее давление по широтам							
Широта	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°
На уровне моря	760,5	758,6^x	758,7	760,7	**762,0**	761,7	759,2	757,7^x
На высоте 2000 *м*	582,0^x	583,6	587,6	593.0	598,0	600,9	600,9	**600,9**
» » 4000 »	445,2^x	446,6	451,9	457,0	463,6	468,3	469,9	**470,7**

	Экватор	Южное полушарие, среднее давление по широтам							
Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
На уровне моря .	758,0^x	759,1	761,7	**763,5**	760,5	753,2	743,4	747,0	751,0
На высоте 2000 *м*	601,1	601,6	**602,7**	602,2	597,1	588,0	577,0	569,9^x	
» » 4000 »	471,0	**471,1**	471,1	469,3	463,1	453,9	443,9	437,2^x	

(Минимумы обозначены *x*, максимумы — жирным шрифтом).

В области между субтропическими максимумами — северным и южным — и экватором воздух стекает в нижних слоях к экватору, а в верхних слоях в обратном направлении — от экватора к этим субтропическим максимумам. Однако, вследствие вращения земли, воздух при своем движении в северном полушарии отклоняется вправо, а в южном — влево, и в нижних слоях вместо северного и южного ветров мы имеем северо-восточный и юго-восточный, а в верхних вместо южного — юго-западный и вместо северного — северо-западный ветры. Таким образом получается пояс *пассатов*, т. е. постоянных северо-восточных ветров в северном полушарии и юго-восточных в южном полушарии, а над ними дуют ветры обратного направления *антипассаты*, существование которых доказано как прямыми, так и косвенными наблюдениями. Так, например, перистые облака, которые находятся на очень большой высоте, уносятся в сторону, обратную направлению пассатов, то же происходит с пеплом, выбрасываемым вулканами, например пиком Тейде на острове Тенерифе (группа Канарских островов), Мауна-Лоа на Гавайских островах, которые находятся в этой области и подымаются на высоту около 4000 *м*.

Между двумя поясами пассатов существует небольшая зона, градусов в 10, где преобладает низкое давление, и господствует безветрие или слабые ветры. Эта полоса давно уже была известна мореплавателям, они боялись ее, когда не было пароходов и плавали на парусных судах. Это *пояс затишья*.

В более высоких слоях в поясе затишья дуют постоянные восточные ветры, скорость которых быстро увеличивается с высотой. К северу от экватора этот верхний поток последовательно принимает направление SE, далее S и затем вплоть до самой северной границы пассата SW и WSW, обратное пассату, т. е., иными словами, переходит в антипассат. В южном полушарии соответствующие направления будут NE, N, NW и WNW.

Теперь объясним, почему образовались субтропические барометрические максимумы и почему антипассаты не доходят до полюса, а между 30—35° с. ш. спускаются к поверхности, и начинается обратное движение к экватору. Причину этого прежде усматривали в том, что по направлению к полюсам параллельные круги уменьшаются; поэтому массы воздуха, которые стекают от экватора к полюсам, по мере своего движения, принуждены двигаться по все более узкому ложу, и поэтому они сдавливаются, оттесняются вниз, ближе к земле, и давление на поверхности увеличивается. Однако такое толкование не объясняет, почему давление достигает максимума именно под 30—35° с. ш., а не далее к северу. В настоящее время причину усматривают во вращении земли вокруг оси. Воздух, вследствие этого, отклоняется направо в северном полушарии, и отклонение это увеличивается с широтой. Поэтому воздух, который движется в северном полушарии от экватора к северу, сначала из южного направления переходит в юго-западное, затем в запад-юго-западное и, наконец, в западное. Приблизительно под 30—35° с. ш. воздух начинает вращаться вокруг земли с запада на восток. Вот формула отклонения ветра вследствие вращения земли:

$$\Delta = 2\omega v \sin\varphi,$$

где Δ — отклоняющая сила земли, ω — угловая скорость вращения земли, v — скорость ветра и φ — широта места, следовательно, *отклонение пропорционально скорости ветра и синусу широты*.

Скорость ветра, в свою очередь, зависит от градиента, т. е. чем больше разница в давлении, тем больше и скорость. Затем скорость обратно пропорциональна трению. Над морем скорость и отклонение более значительны, на суше скорость менее значительна, а в верхних слоях свободной атмосферы или на горах всего больше, потому что воздух здесь испытывает меньшее сопротивление при своем движении. Затем отклонение увеличивается с широтой.

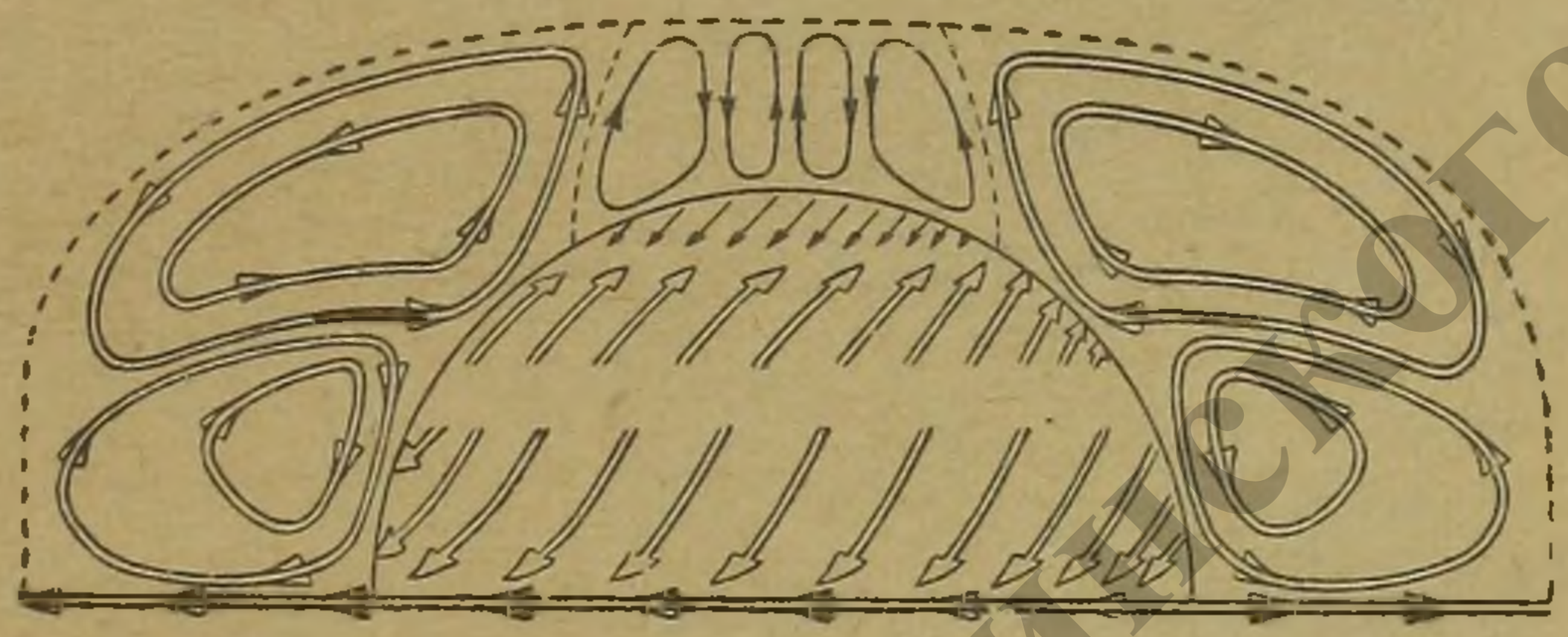


Рис. 20а. Схема общей циркуляции атмосферы.

Когда воздух подходит к широте 30°, отклонение бывает настолько велико, что главная масса воздуха, вместо того, чтобы продолжать свой путь к северу, начинает вращаться вокруг земли и образует западный вихрь. Вновь прибывающие от экватора массы воздуха, получая здесь такое же направление движения, должны вызывать накопление воздуха, что и обусловливает образование постоянной области высокого давления. Накопление воздуха вверху обусловливает здесь нисходящий ток воздуха, причем опускающиеся массы воздуха поворачивают обратно к экватору и дают начало пассатам. В южном полушарии мы должны ожидать того же самого.

Таким образом, повышение давления в широтах около 30° с. ш. и 28° ю. ш. и возникновение субтропических максимумов зависят не от температуры, а обусловливаются *динамическими* причинами. Далее к северу и к югу от субтропических максимумов воздух, вследствие большого отклонения, движется уже в преобладающем западном направлении.

Схему воздушных течений на всем земном шаре можно изобразить таким образом. На э к в а т о р е воздух п о д н и м а е т с я вследствие нагревания и в верхних слоях стекает к субтропическим максимумам давления. Это *антипассаты*. Здесь воздух оттесняется к поверхности, и часть его в виде пассатов возвращается назад к экватору, а другая часть движется по направлению к полюсам, причем здесь преобладают ветры *западного направления (в северном полушарии юго-западные, а в южном — северо-западные)* (рис. 20а).

Однако в умеренных широтах циркуляция воздуха не отличается постоянством. У полюсов, где скопляются массы холодного и плотного воздуха, получается максимум давления и здесь образуются ветры, направленные от полюсов, — *северо-восточные в северном и юго-восточные в южном полушариях*. Под широтой 60—65° в северном полушарии имеется граница раздела северо-восточных и юго-западных ветров. Граница эта называется *полярным фронтом*. Она имеет вид

наклонной плоскости, которая, достигая земной поверхности около 60°, постепенно поднимается при приближении к полюсу. Поверхность полярного фронта представляет собой раздел теплых и холодных масс воздуха, которые тут соприкасаются и проникают друг в друга. В зависимости от прихода-расхода воздушных масс над полюсами поверхность полярного фронта, испытывая непрерывные волнообразные колебания, то передвигается к северу, то наступает на юг (рис. 20б) . В последнее время выяснилось, что теплые тропические и холодные арктические воздушные течения между собой непосредственно не соприкасаются. Между ними, приблизительно между 50—65°, находится зона воздуха умеренных широт. Норвежский метеоролог Бержерон дал детализированную схему общей циркуляции атмосферы (рис. 21), на которой вместо прежнего полярного фронта два фронта — один под широтой 45° (*PF*) и другой—близ 70° (*AF*). Между этими фронтами расположен воздух умеренных широт (*PL*). Между широтами 45 — 55° преобладают СВ ветры, несущие холодные массы воздуха в более южные широты, а к северу от 55° преобладают ЮЗ сравнительно теплые ветры, проникающие до 70°. Общая схема циркуляции атмосферы, таким образом, значительно осложняется—в районах, где сходятся воздушные течения, образуются восходящие токи и возникают области минимального давления (у экватора, близ 66—70° и около 45°). Области максимального давления должны возникать в местах нисходящих токов, т. е. у полюсов, в районе субтропических максимумов и близ 55° с. и ю. ш. Схема общей циркуляции атмосферы является именно схемой. В действительности распределение суши и моря, создающее весьма неравномерное нагревание земной поверхности, заставляет фронты сильно изгибаться и далеко отходить от указанных параллелей. Кроме того, в особенности над континентами, фронты испыты-

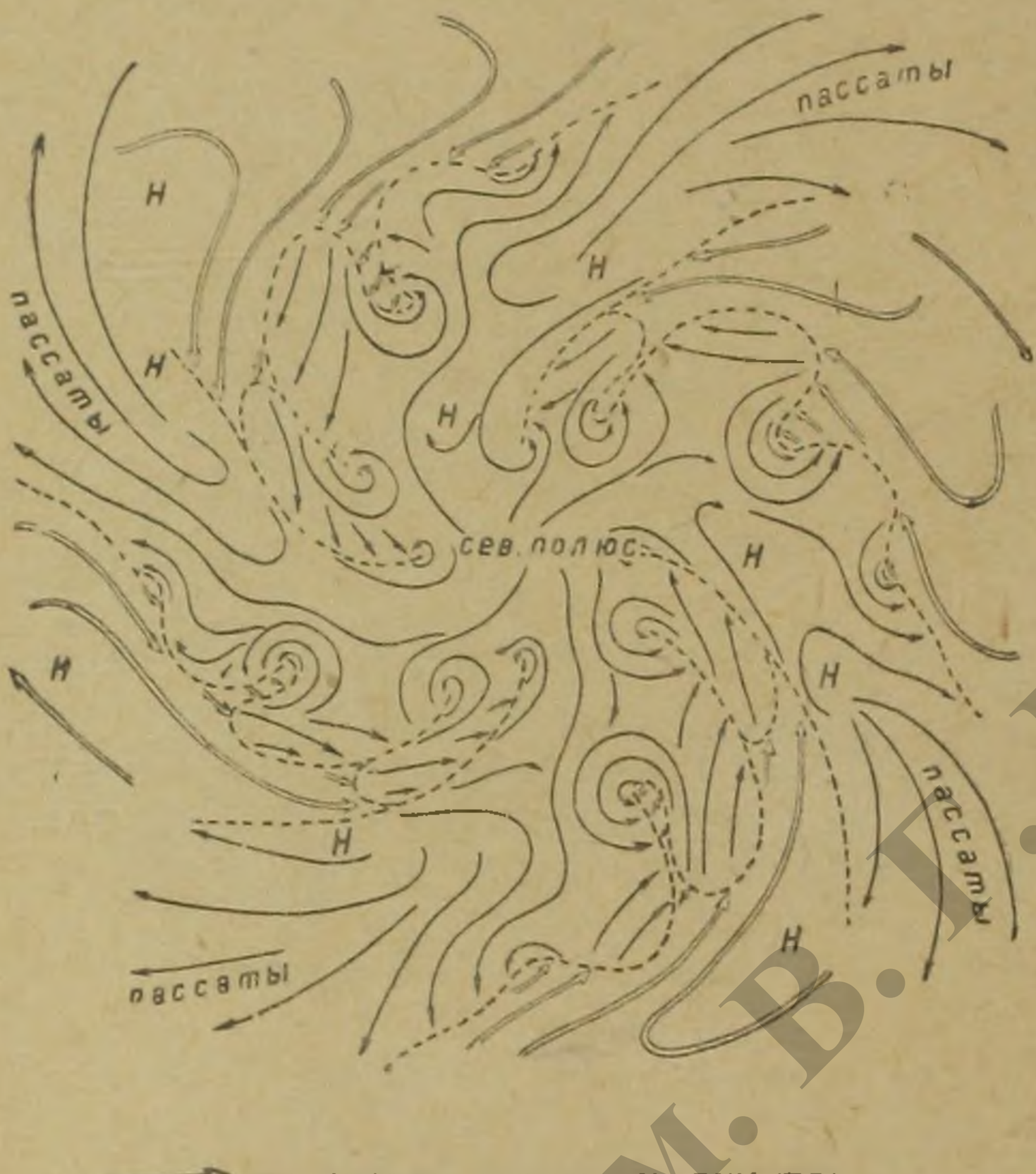


Рис. 20б. Схема общей циркуляции атмосферы в северном полушарии по Бьеркнесу и Сульберту (1922 г.).

Собрание им. В. Ермолинского

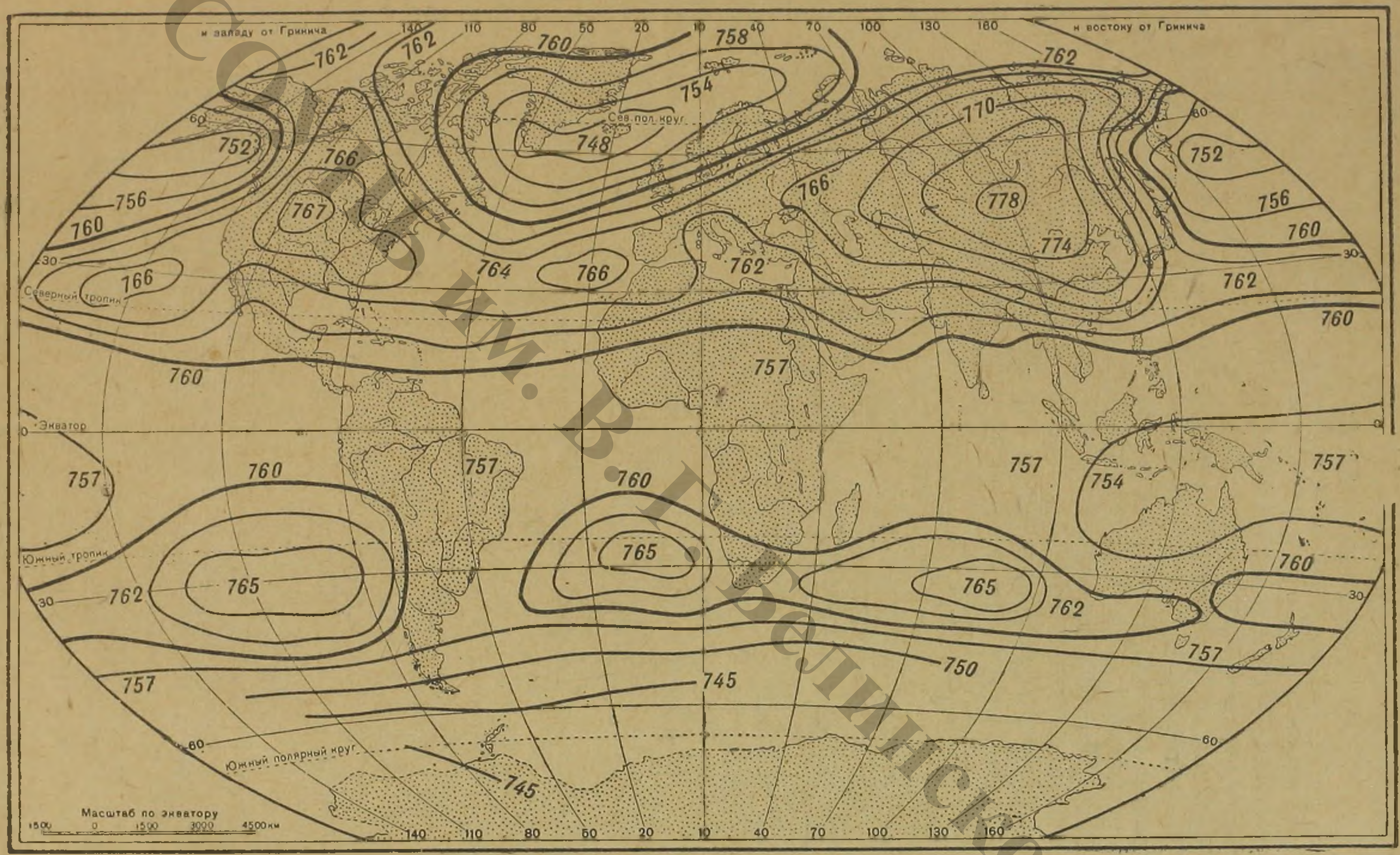


Рис. 22. Изобары января.

вают временами большие возмущения, происходят значительные изгибы фронтов, сопровождающиеся прорывами масс теплого тропического воздуха в умеренные широты — в одних случаях, и продвижениями холодных масс воздуха из Арктики, проникающими далеко на юг, — в других случаях.

До сих пор мы рассматривали атмосферную циркуляцию главным образом при допущении однородной поверхности земного шара, но чередование суши и моря вносит изменение в распределение давления, а следовательно, и в направление ветров. Рассмотрим карту *изобар за январь* (рис. 22)[1]. В это время — зима в северном полушарии, поверхность суши сильно охлаждена, и это охлаждение передается воздуху. Поэтому над континентами северного полушария находятся холодный плотный воздух и области высокого давления, которые, при посредстве субтропических областей высокого давления на океанах, образуют непрерывный пояс высокого давления вокруг всего северного полушария. В северных частях Атлантического и Тихого океанов, более теплых в это время, чем суша, наоборот, располагаются области низкого давления. Особенно низкий барометрический минимум наблюдается в северной части Атлантического океана — соответственно более высокой температуре воздуха над этим океаном. На океанах, в общем, распределение давления соответствует общей схеме, тогда как на континенте области высокого давления распространяются почти на всю их площадь, причем максимумы давления находятся не под 30°, а отодвинуты к северу. Особенно высоко давление (780 *мм*) в Азии, которая вследствие больших размеров и особенностей рельефа испытывает наибольшее материковое охлаждение. Нельзя не отметить соответствия между распределением давления и изаномалами, причем отрицательным изаномалам соответствует высокое давление, а положительным — низкое.

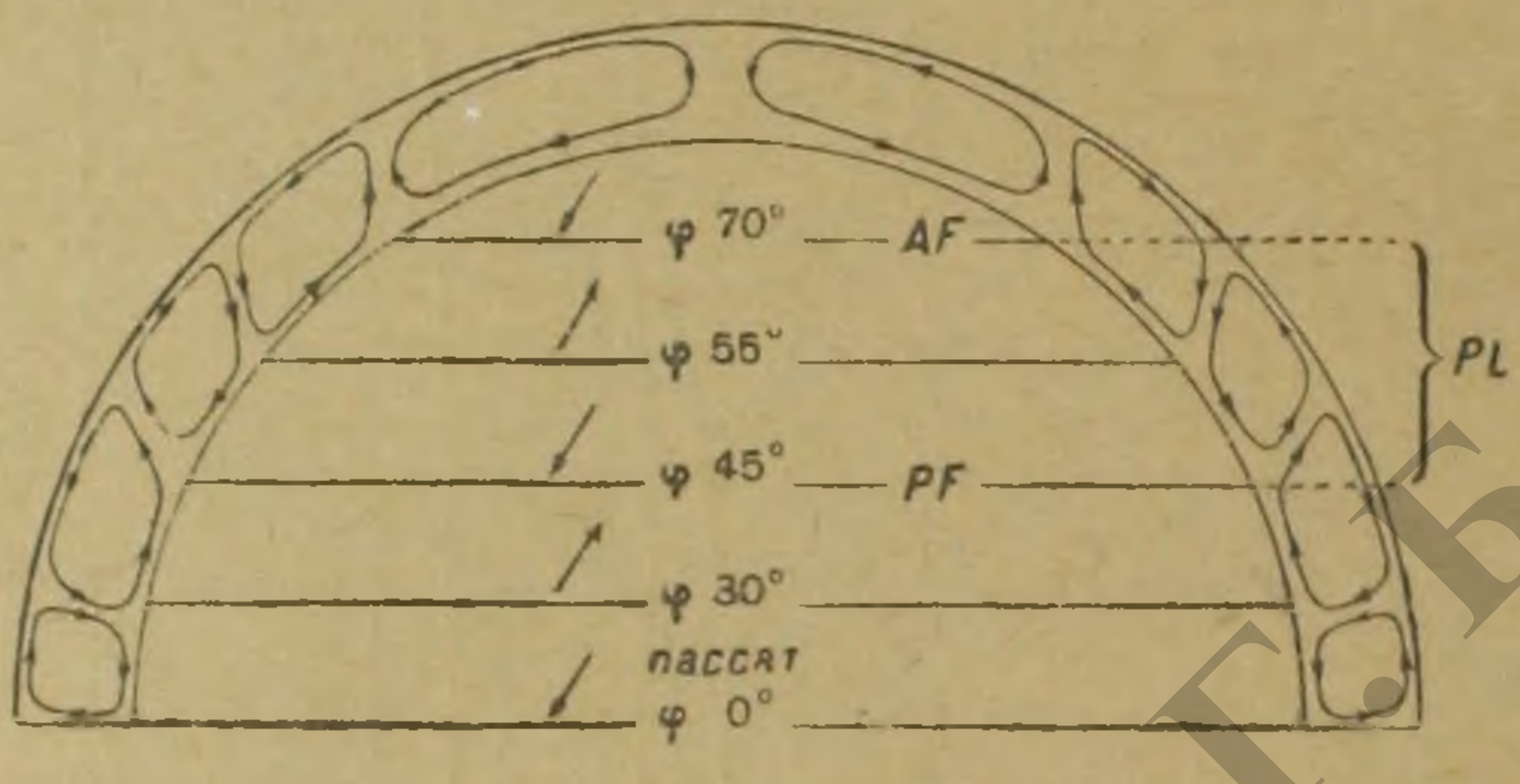


Рис. 21. Детализированная схема общей циркуляции атмосферы.

Под экватором и в поясе затишья, согласно с общей схемой теории, всюду низкое давление. Что же касается южного полушария, где в январе — лето, то здесь на океанах ясно выражены субтропические области высокого давления, причем области высокого давления Индийского и Атлантического океанов почти сливаются друг с другом, так как Африка не простирается далеко на юг. В Австралии и в Южной Америке вследствие нагревания суши максимумы исчезли и заменились низким давлением.

---

[1] Показания барометра для построения карт изобар должны быть приведены к уровню моря и к нормальной силе тяжести под 45° широты.

ГГУ Беларусь им. В.

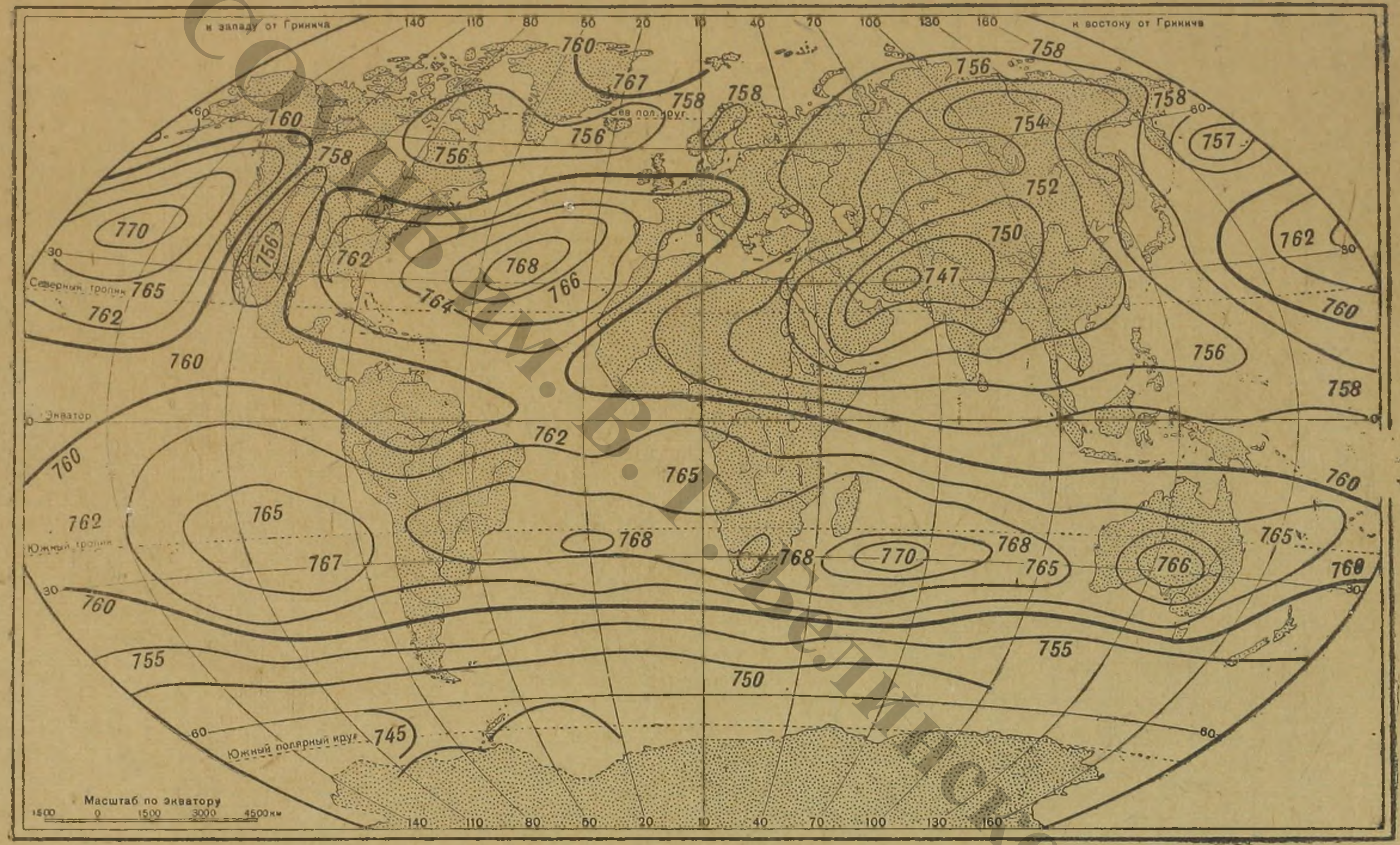


Рис. 23. Изобары июля.

Собрание Ленинградского

Южнее лежит непрерывный субполярный пояс низкого давления.

Рассмотрим теперь *июльские изобары* (рис. 23). В июле в северном полушарии лето, поэтому материки северного полушария сильно нагреты, и на них располагаются области низкого давления, причем минимум в Азии очень низок — ниже 748 *мм* — и расположен на Иранском плоскогорье.

Атлантический максимум охватывает западную часть Европы; субполярная область низкого давления охватывает все северное полушарие, но на море, где температура, сравнительно с сушей невысока, минимум слабее. В южном полушарии, где в июле — зима, распределение соответствует вполне общей схеме, и субтропический максимум в виде кольца охватывает все южное полушарие. Южнее давление понижается к субполярному минимуму, а затем снова возрастает к полюсу.

Периодические изменения атмосферного давления.

Наблюдения барометра в течение суток обнаруживают заметные изменения атмосферного давления с суточным периодом, особенно правильные и значительные в приэкваториальных широтах. По мере удаления от экватора суточные колебания давления становятся все меньше и менее правильными и в околополярных широтах (выше 60°) делаются почти совершенно незаметными. Колебания обнаруживают вблизи экватора два максимума давления — около 10 час. утра и 10 час. вечера и два минимума — около 4 час. утра и 4 час. дня.

Двойной период наиболее правильно выражен на океанах, тогда как на континентах суточный ход барометра может совершенно изменить свой характер и вместо двойной волны дать одиночную с весьма резко выраженным максимумом высоты барометра, близко совпадающим с моментом наступления наинизшей температуры, и минимумом, близко совпадающим с максимумом температуры.

В настоящее время, благодаря применению гармонического анализа, удалось показать, что суточные колебания барометра слагаются из двух волн: одной с суточным периодом, другой с полусуточным. При этом оказалось, что первая волна — с суточным периодом — тесно связана с суточными колебаниями температуры и влажности воздуха, напротив, вторая — полусуточная — волна изменяет свою величину только в зависимости от широты места. С полной достоверностью и ясностью установить причину возникновения полусуточной волны давления пока не удалось. Постоянство ее фаз для всей земной поверхности и независимость от метеорологических условий говорят в пользу того, что причины ее лежат вне земной поверхности.

Годовые колебания барометра находятся в зависимости от соответствующих изменений температуры. Они чрезвычайно малы в тропическом поясе, растут с удалением от экватора и достигают наибольшей величины в местностях с резким континентальным климатом. При этом над материками повышение температуры сопровождается уменьшением давления, а понижение температуры — возрастанием давления.

Циклоны и антициклоны.

Мы видели, что между экватором и 34° С, с одной стороны, и 28° Ю — с другой, дуют пассаты, а к северу и к югу от этих параллелей — ветры западных направлений.

В тропической области ветры и вообще погода отличаются большим постоянством. Температура правильно повышается к середине дня и так же правильно падает, суточные изменения барометрического давления происходят еще с большею правильностью, так что барометр, достигающий своих максимумов около 9—10 час. утра и

9—10 час. вечера, а минимумов в 3—4 часа утра и в 3—4 часа пополудни, может заменять часы.

В нижних слоях атмосферы северного полушария дует северо-восточный пассат, в южном — юго-восточный. В верхних слоях атмосферы им соответствуют антипассаты. Нарушение равновесия в атмосфере в виде циклонов возникает редко.

В умеренном и полярном поясах нельзя установить такой картины постоянства, какую мы видели в тропическом поясе. Погода там изменяется часто. То распределение ветров и барометрического давления, которое было приведено, является только схемой. Чередование суши и моря вносит в этих поясах целый ряд пертурбаций, и направление ветра здесь очень непостоянно, меняется с каждым месяцем и даже с каждым днем, благодаря чему погода отличается чрезвычайной изменчивостью. Это непостоянство обусловливается прохождением циклонов и антициклонов.

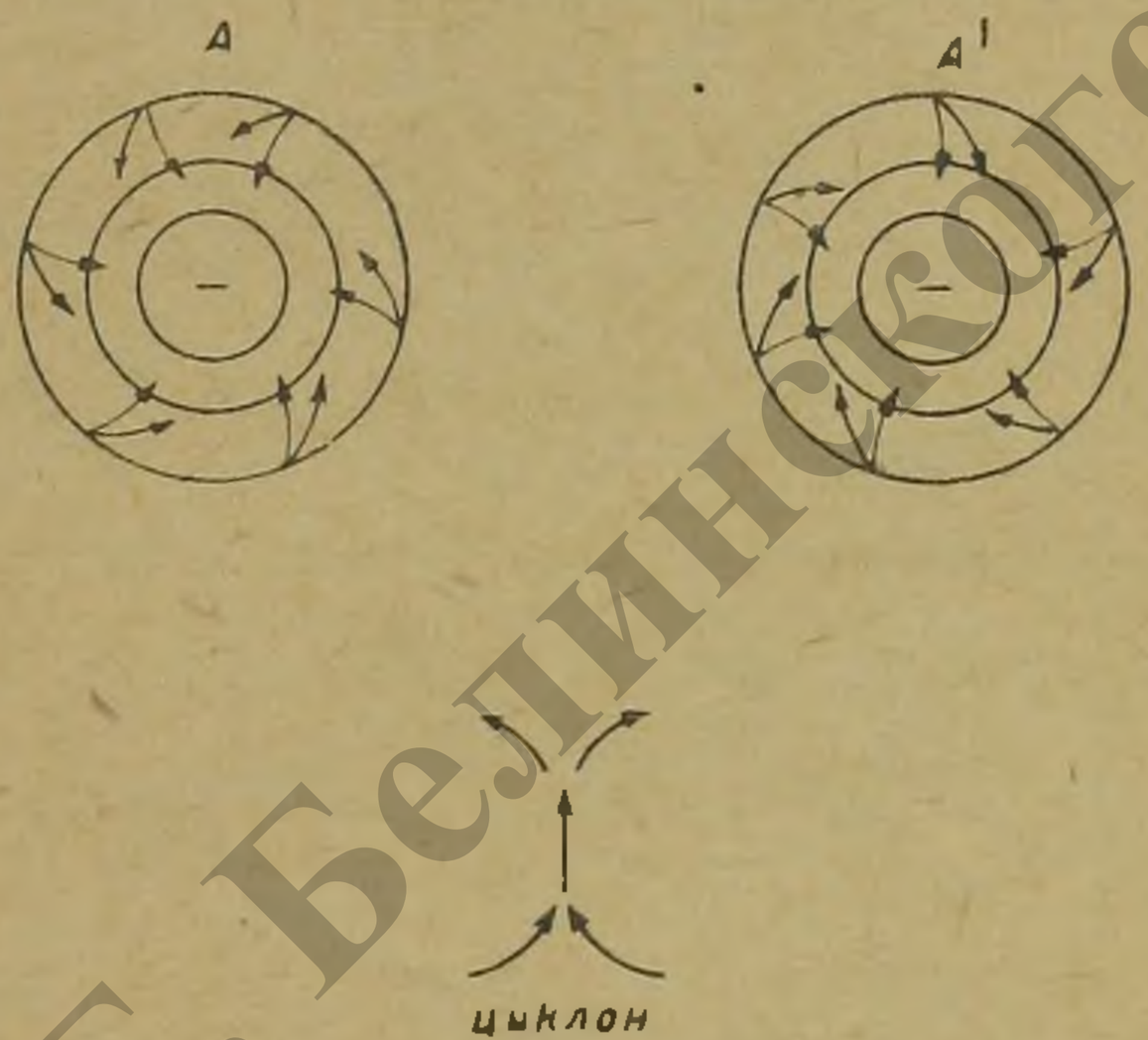


Рис. 24. Схема циклонов северного и южного полушарий:
A — циклон северного полушария;
A¹ — циклон южного полушария.
Стрелки — направление ветра.

Циклоном называется область низкого давления (рис. 24). Минимум давления находится в центре циклона, и отсюда давление во все стороны повышается. Соединив линиями места с одинаковым давлением, мы получим изобары, большею частью имеющие форму эллиптическую или круговую. В центре циклона находится область малого давления, к которой воздух притекает от периферии. Притекающие к центру массы воздуха испытывают постепенное восходящее движение, которое происходит не только в центре, но и на довольно значительном от него расстоянии. Движение воздуха от периферии к центру циклона происходит не по прямой линии, а вследствие вращения земли воздух отклоняется вправо в северном полушарии и влево в южном, вместо восточного ветра получается в северном полушарии юго-восточный, вместо северного — северо-восточный, вместо южного — юго-западный и т. д.

Скорость движения воздуха зависит при этом от градиента давления. Рассматривая направление ветров в циклоне, мы заметим, что в циклонах северного полушария движение воздуха происходит по спирали обратно движению стрелки часов, а в циклонах южного полушария — по часовой стрелке. Так как отклонение от первоначального направления обратно пропорционально трению, то движение воздуха на суше более приближается к направлению градиента, в особенности в гористой местности, где трение велико, на морях же оно происходит почти по изобарам. Циклоны занимают внизу очень значительную площадь, иногда в несколько тысяч квадратных километров и оказывают в широтах умеренного пояса на погоду значительное влияние.

Нетрудно заметить, что в циклонах северного полушария в юго-восточной, передней части преобладают ветры южного направления, именно юго-восточные, южные или юго-западные ветры, тогда как в задней, северо-западной половине преобладают ветры северных направлений. Следовательно, юго-восточная часть циклона является более теплой, а задняя, северо-западная часть — более холодной.

Если в циклоне провести, кроме изобар, еще линии, показывающие распределение воздушных течений (это будут кривые линии, проведенные так, что касательные к ним совпадают с направлением гос-

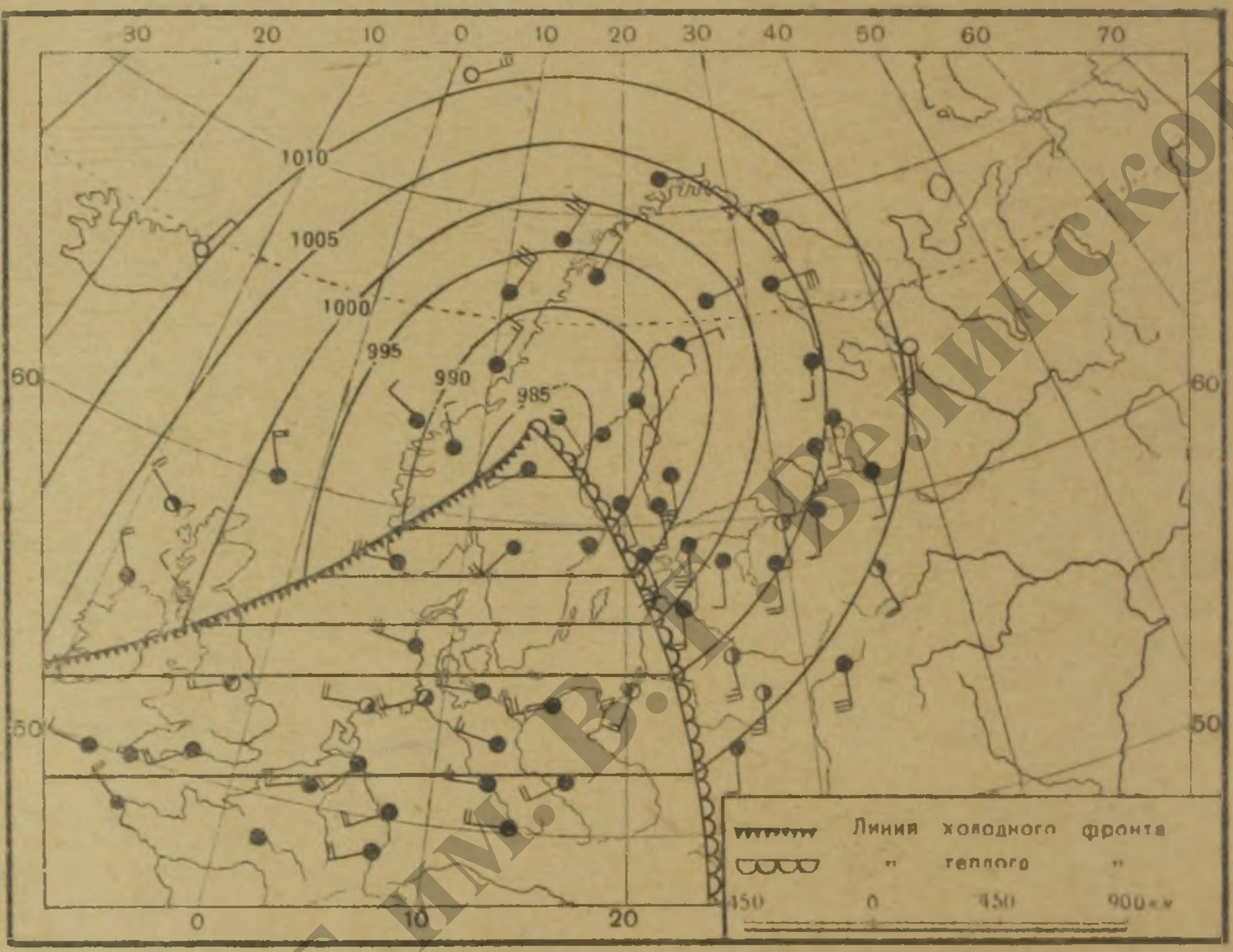


Рис. 25. Схема циклона (вечер) апреля 1931 г.).

подствующего ветра), и проследить изменения температур, то можно обнаружить, что во всяком циклоне выделяются (рис. 25) — линия теплого фронта и линия холодного фронта, которые сходятся в центре циклона. Между этими линиями располагается область с более теплым воздухом — теплый сектор циклона. У теплого фронта происходит натекание этого теплого воздуха на массы более холодного воздуха, находящегося перед ним. Вдоль холодного фронта, наоборот, массы более холодного воздуха гонят вперед теплый воздух и подтекают под теплый воздух, вытесняя его наверх. Теплые массы под бурным натиском холодного воздуха резко поднимаются, процесс этот сопровождается шквалами, возникают энергичная конденсация и кратковременные, но сильные шквалистые осадки. Осадки возникают также вдоль теплого фронта, но характер их совершенно иной. Поднятие теплых масс происходит сравнительно спокойно, под малым углом

ОУНБ им. В. Г. Белинского

к горизонту, воздух постепенно охлаждается, и осадки тут носят длительный и спокойный характер при южных и юго-западных ветрах. По обе стороны теплого сектора циклона более плотные холодные массы воздуха растекаются, устремляясь к югу, и теплый сектор постепенно суживается у своего основания. В дальнейшем массы холодного воздуха изолируют теплый сектор циклона от питающих его масс теплого воздуха. Происходит смыкание фронтов холодного и теплого — так называемая *окклюзия*, и циклон начинает ослабевать. Теплый сектор его теперь уже отделен, как сказано выше, от питающей его массы теплого воздуха, а сомкнувшиеся внизу массы холодного воздуха постепенно вытесняют теплый воздух вверх. В этой стадии циклон у поверхности земли состоит лишь из холодных масс воздуха — теплые массы вытеснены наверх, и циклон, заполнившись массами холодного воздуха, постепенно исчезает. Стадии развития циклона даны на рисунках 26а и 26б. Окклюзия, однако, далеко невсегда является концом циклонической деятельности. Окклюдированные циклоны часто продолжают свое существование, а иногда окклюзия дает даже начало зарождению нового циклона.

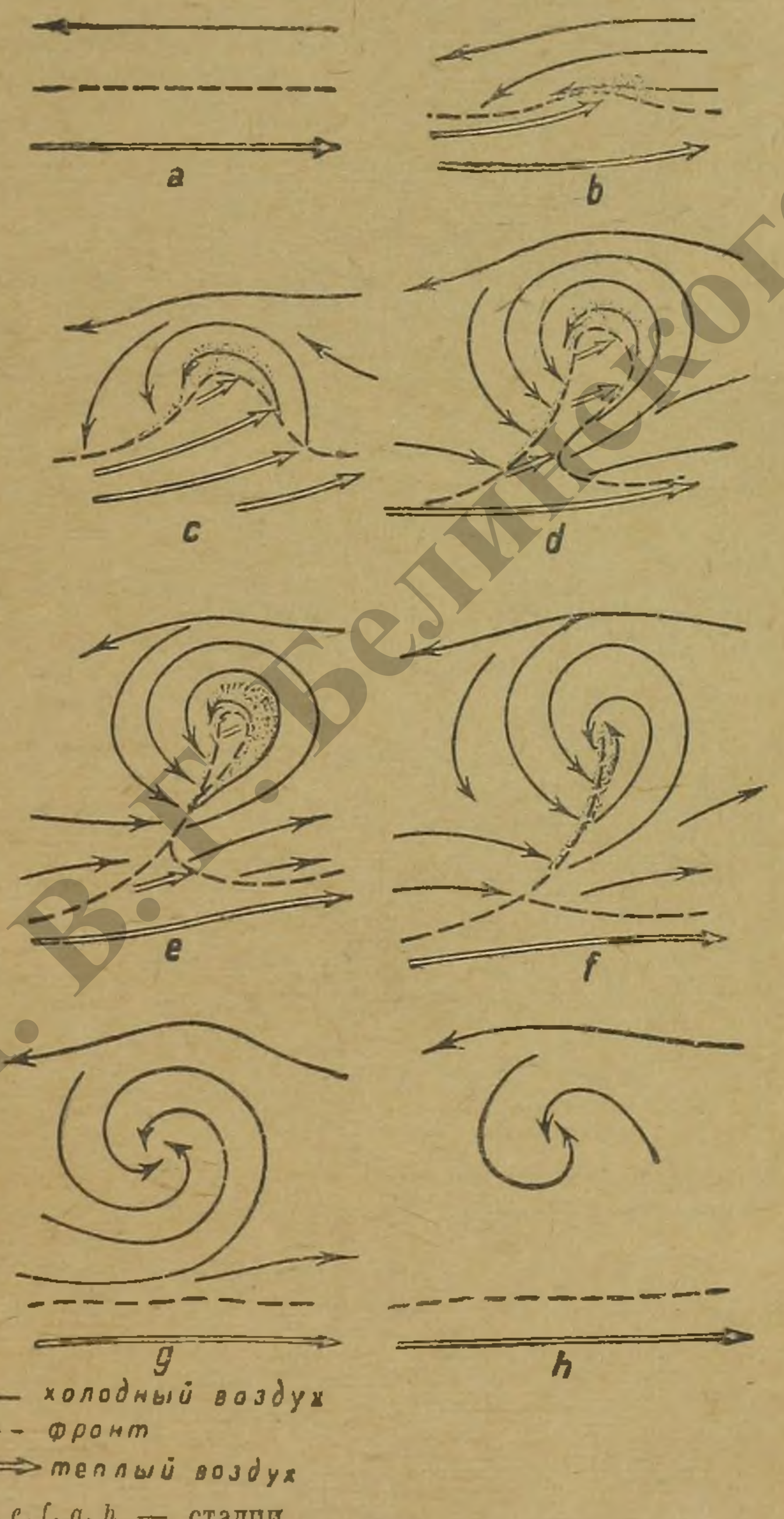


Рис. 26а. Стадии развития циклона.

Циклоны подвижны: они постоянно передвигаются, причем преобладающее направление их движения в умеренном поясе—с запада на восток. Обыкновенно приближение циклона знаменуется тем, что на небе появляются перистые облака; это первые предвестники теплого фронта циклона. Затем облачность становится все больше и больше, наконец, все небо заволакивается облаками, барометр падает, а температура повышается, и начинает накрапывать дождь. Преобладают ветры южных направлений. Облачность и дождь обусловливаются отчасти направлением ветров, а

ОУНБ им. В.И. Белинского

главным образом восходящими токами воздуха вдоль теплого фронта и близ центра циклона, в силу чего происходит охлаждение поднимающихся масс воздуха и конденсация паров.

Потом, когда центр циклона передвинется к востоку, и холодный фронт минует данную местность, ветер меняет резко направление и дует с противоположной стороны, т. е. с севера и северо-запада, барометр поднимается, по временам проглядывает солнце, и становится холоднее. Зимой все эти изменения гораздо резче. При прохождении первой половины циклона часто бывает оттепель, при прохождении второй становится морозно.

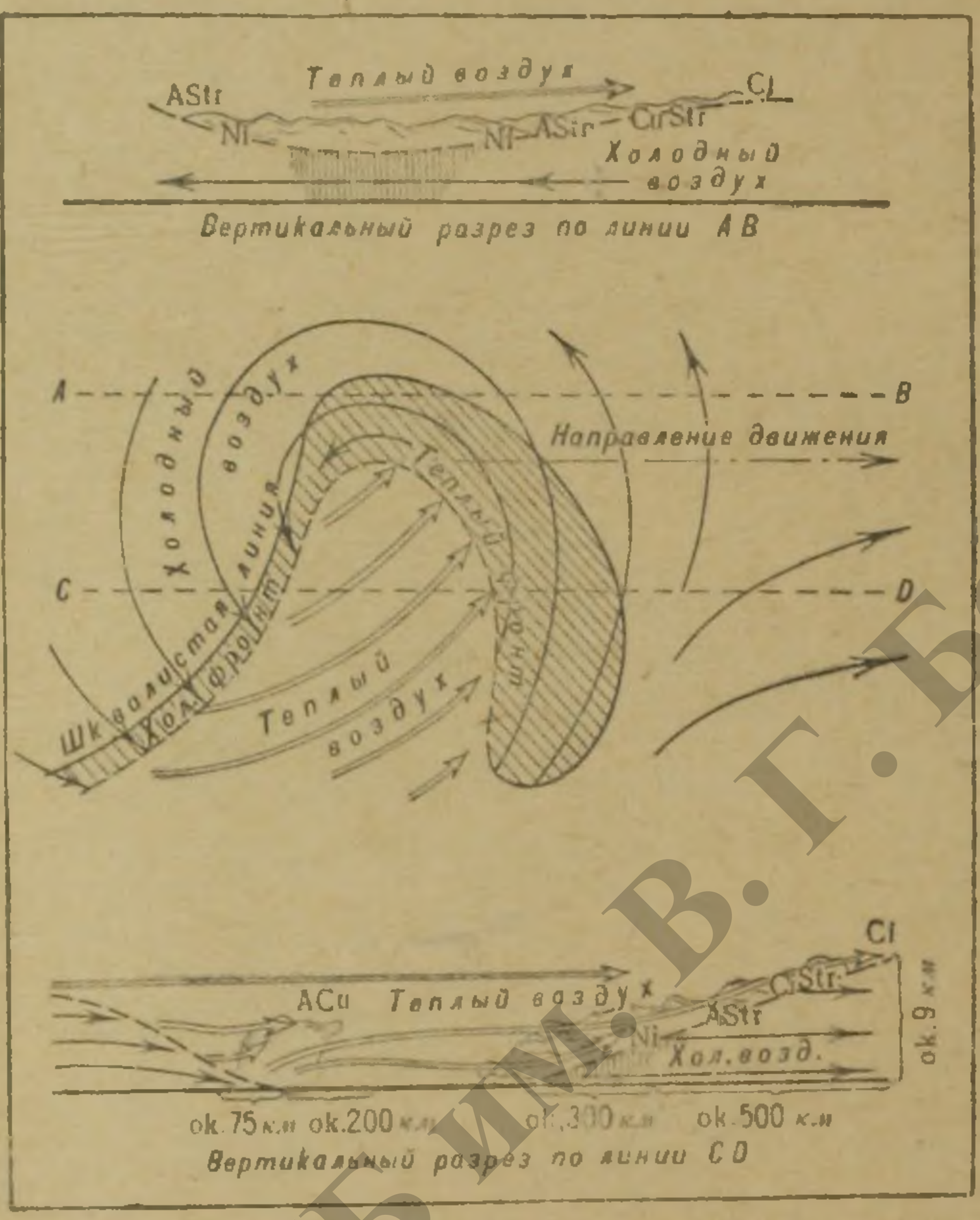


Рис. 26б. Стадии развития циклона.

Схема циклона в стадии *c* (см. рис. 26а). Осадки заштрихованы. Обозначения элементов разрезов: *AStr* — высокослоистые облака; *Ni* — дождевые облака; *Ci* — перистые облака; *CiStr* — слоистокучевые облака; *Cu* — высокучевые облака; *CiStr* — перистослоистые облака.

Пути циклонов довольно разнообразны (рис. 27). Один из наиболее излюбленных трактов циклонов по Европе — от Великобритании к Балтийскому морю и Ботническому заливу, затем по Европейской части СССР на восток или юго-восток. Другой тракт — из Атлантического океана через Средиземное море на юг СССР и дальше на северо-восток. Существует еще много других путей циклонов. Так как в умеренном поясе один циклон часто следует за другим, то изменение погоды в этих широтах происходит довольно часто.

При рассмотрении движения циклонов надо иметь в виду, что барометрическая депрессия стремится заполниться вследствие притока воздуха к центру. Если приток воздуха к центру компенсируется оттоком его в верхних частях, то депрессия не изменяется. Если приток воздуха меньше его расхода, то циклон усиливается; если приток воздуха от периферии больше его расхода, то депрессия заполняется, и циклон ослабевает. Кроме того, в передней стороне циклона, куда притекают более теплые массы воздуха, и близ центра циклона, где вследствие восходящего движения происходят конденсация паров и выделение скрытой теплоты, имеются условия для

ОНБ им. В. Г. Белинского

повышения температуры, а следовательно, и для дальнейшего понижения давления и перемещения минимума к востоку. К задней части циклона притекают, наоборот, более холодные массы воздуха с севера и с северо-запада, которые способствуют заполнению депрессии и затуханию прежнего центра. Уже по этой причине циклоны должны перемещаться в преобладающем восточном направлении.

Но главная причина передвижения циклонов заключается в западных ветрах, которые являются господствующими в умеренных широтах, в особенности в более верхних слоях атмосферы.

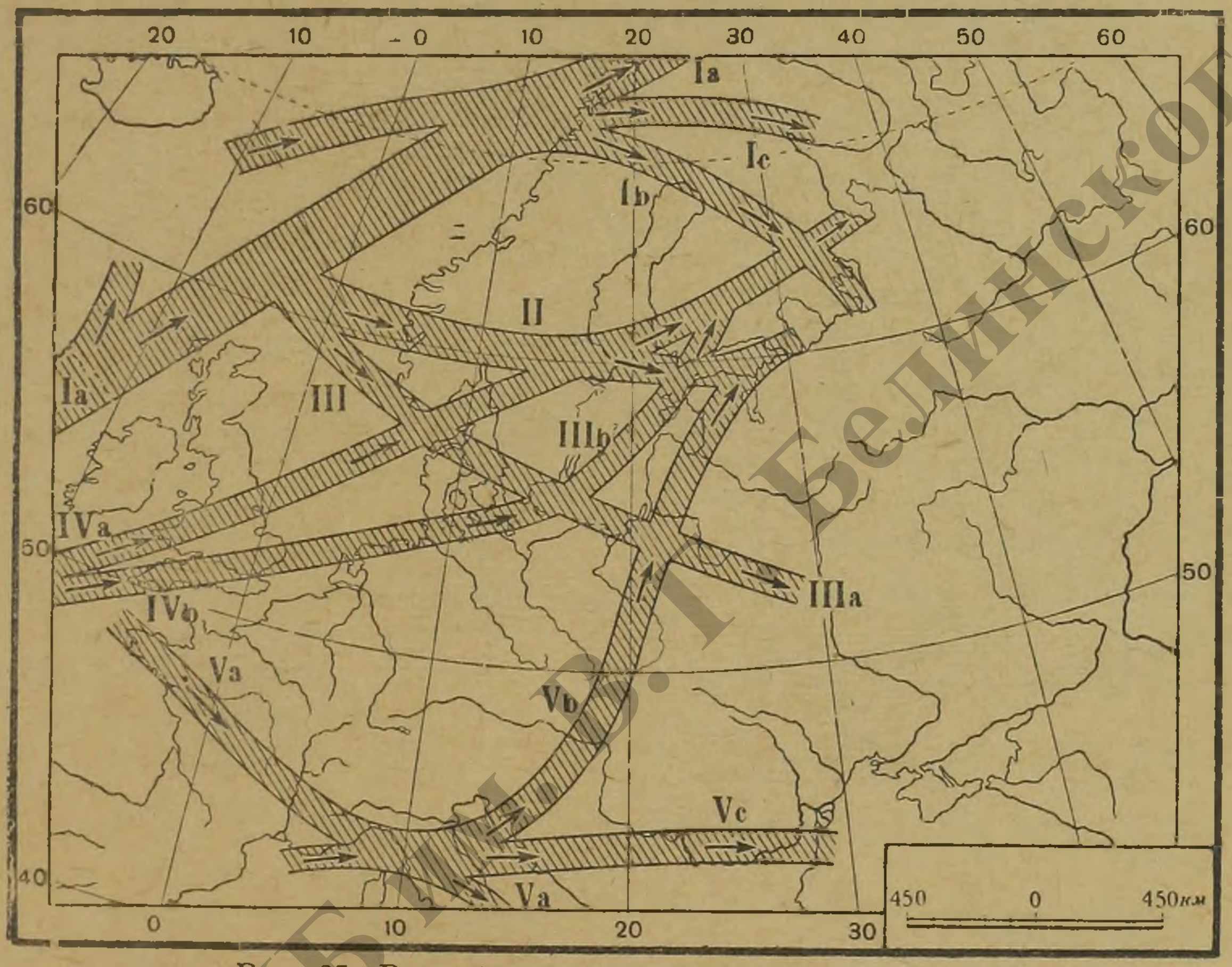


Рис. 27. Важнейшие пути циклонов в Европе.

Зимою циклоны направляются главным образом по путям *I* и *II*, реже по *III* и *V*; летом — по путям *I*, *IVa* и *Vb*.

Антициклоны представляют полную противоположность циклонам (рис. 28). В них максимум давления — в центре, а к периферии давление уменьшается. Если бы земля была неподвижна, то воздух стремился бы от центра растекаться по радиусам изобар, но вследствие вращения земли воздух в северном полушарии отклоняется вправо, причем размер отклонения зависит от трения. На диаграмме видно, что в результате воздух двигается по часовой стрелке, несколько удаляясь от центра, т. е. растекается по спирали. В южном полушарии вследствие отклонения движения влево, в антициклоне воздух растекается в направлении, обратном движению стрелки часов.

В центре антициклона воздух опускается; следовательно, происходит его нагревание; пары, находящиеся в воздухе, вследствие

Собственность Белинского

этого удаляются от состояния насыщения, и это обстоятельство вызывает безоблачность и ясную погоду. Внизу воздух растекается, а в верхних слоях, наоборот, воздух стремится к центру антициклона. Ветры обыкновенно бывают слабые, потому что изобары здесь менее густы, чем в циклоне, иногда даже бывает полное затишье. Затем, в противоположность циклонам, антициклоны более устойчивы и могут держаться на одном месте дни и недели, хотя в общем передвигаются по весьма сложным путям.

Во время антициклона летом среди дня бывает тепло, а ночью прохладно, зимой при антициклоне бывают большие морозы. Так как во время антициклона стоит безоблачная погода, то земля днем получает много тепла от солнца, ночью же происходит интенсивное излучение тепла, и температура понижается. Зимой не только ночью, но и днем, вследствие большой теплопрозрачности воздуха, происходит большое охлаждение. Поэтому самая низкая температура зимой бывает в областях, где долго стоят антициклоны. Так, например, известный уже нам полюс холода в северо-восточной Сибири обязан своим

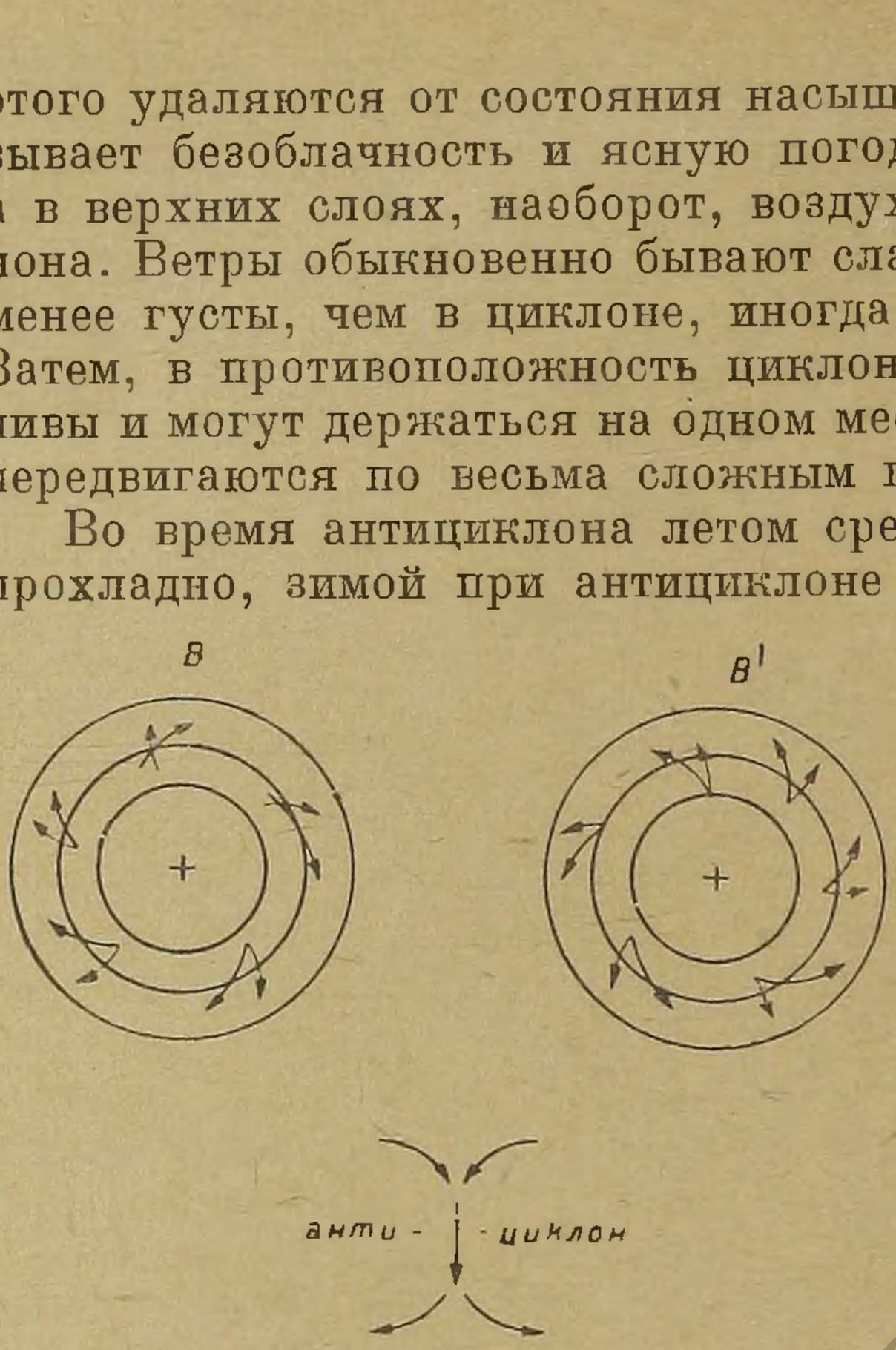


Рис. 28. Схема антициклонов северного и южного полушарий:
B — антициклон северного полушария;
*B*¹ — антициклон южного полушария.

происхождением тому, что там стоит продолжительное время сильный антициклон. Вследствие лучеиспускания бывают иногда слабые туманы перед восходом солнца. Так, в морозные дни иногда можно наблюдать, что утром все погружено как бы в молочную массу, но стоит подняться солнцу, как этот туман рассеивается, и небо проясняется.

Антициклоны приходят к нам из области постоянных барических максимумов, причем чаще всего следуют по определенным направлениям. Так, из Арктики через Карское море, выделяясь из арктической области большого давления, антициклоны двигаются на юг, переходя на территорию СССР. Иногда они проникают к нам из Гренландии через Кольский полуостров. Зимой часто происходит распространение сибирского максимума на запад, и антициклон охватывает значительную часть Европейской части СССР. От субтропической области большого давления (азорский максимум) также временами отделяются антициклональные ядра, проникающие на юг СССР.

Изучение погоды в средних и высоких широтах главным образом зиждется на рассмотрении путей циклонов и антициклонов. Благодаря сети метеорологических станций можно, до некоторой степени, предсказать наступление той или иной погоды. Для этой цели пользуются географическими картами, на которые особыми значками наносятся наблюдения станций, как-то: ветер — его сила и направ-

ГБУ им. В. Г. Белинского

ление, облачность, осадки и т. п., проводятся изобары, отмечаются температуры. Эти карты носят название с и н о п т и ч е с к и х карт и составляются в бюро погоды не меньше 3—4 раз за сутки, причем на каждую карту наносятся наблюдения, произведенные в определенный срок. Просматривая день за днем синоптические карты, легко обнаружить, как перемещаются циклоны и антициклоны.

Какие же причины вызывают образование циклонов и антициклонов? Прежде предполагали, что циклоны образуются исключительно вследствие более значительного нагревания какой-либо области поверхности земли по сравнению с соседними (теория М о н а). По воззрениям М о н а, раз образовалась барометрическая депрессия, она сама себя поддерживает вследствие восходящего тока влажного воздуха и выделения значительного количества скрытого тепла. Действительно, циклоны возникают и по этой причине, но это местные циклоны, очень сильные, правда, но имеющие небольшие размеры. Сюда относятся некоторые циклоны тропических стран и затем циклоны, образующиеся у нас летом и часто сопровождающиеся грозой. Против теории, по которой причина образования циклонов лежит только в неравномерном нагревании земной поверхности, говорит то обстоятельство, что в Европе в особенно большом числе циклоны возникают на океанах и зимой, когда не может быть таких температурных контрастов в степени нагревания, как летом на материке. Следовательно, должны быть какие-нибудь и другие причины. Предполагают, что возникновение циклона может быть связано с наличием на некоторой высоте масс воздуха различной температуры и различной влажности, находящихся рядом друг с другом. Вследствие этого на высоте может возникнуть разность давления и начаться движение воздуха, которое распространяется затем до поверхности земли.

Что касается происхождения антициклонов, то оно зависит главным образом от динамических причин. Такого происхождения, как мы видели, кольцо высокого давления в подтропических широтах. Временные антициклоны располагаются обычно между двумя сериями циклонов. Если каким-либо путем в более высоких слоях возник сток масс воздуха, направленный в некоторую определенную часть атмосферы, и если этот сток поддерживается в течение более или менее продолжительного времени. — этого уже достаточно, чтобы здесь зародился барометрический максимум.

Действительно, новые массы воздуха при упорно продолжающемся стоке, протекая непрерывно поверху, где коэфициент трения сравнительно мал, вызовут здесь накопление воздуха, так как образовавшийся отток воздуха, вследствие большого трения у поверхности земли, медленнее, чем приток наверху, и давление внизу под местом стока должно увеличиться. Возможно также образование антициклона в силу температурных различий, именно антициклон образуется в тех местностях, где температура ниже, чем температура окружающих мест.

Согласно новым воззрениям Б ь е р к н е с а и его учеников, циклоны образуются преимущественно в области полярного фронта. Здесь находится поверхность раздела между холодными полярными и

теплыми тропическими массами воздуха. Эта поверхность разделяет массы, имеющие различную плотность и разные скорости движения, вследствие чего она должна испытывать волнообразные колебания.

В изгибах фронта и образуются циклоны и антициклоны, причем циклоны возникают в тех местах, где теплые воздушные массы внедряются далеко на север, а антициклоны возникают там, где фронт приближается к югу. Таким образом, в изгибах фронта, в промежутках между циклонами, там, где образуется вторжение холодных воздушных масс к югу, располагаются антициклоны. Такие вторжения холодных воздушных масс особенно часто приходят на

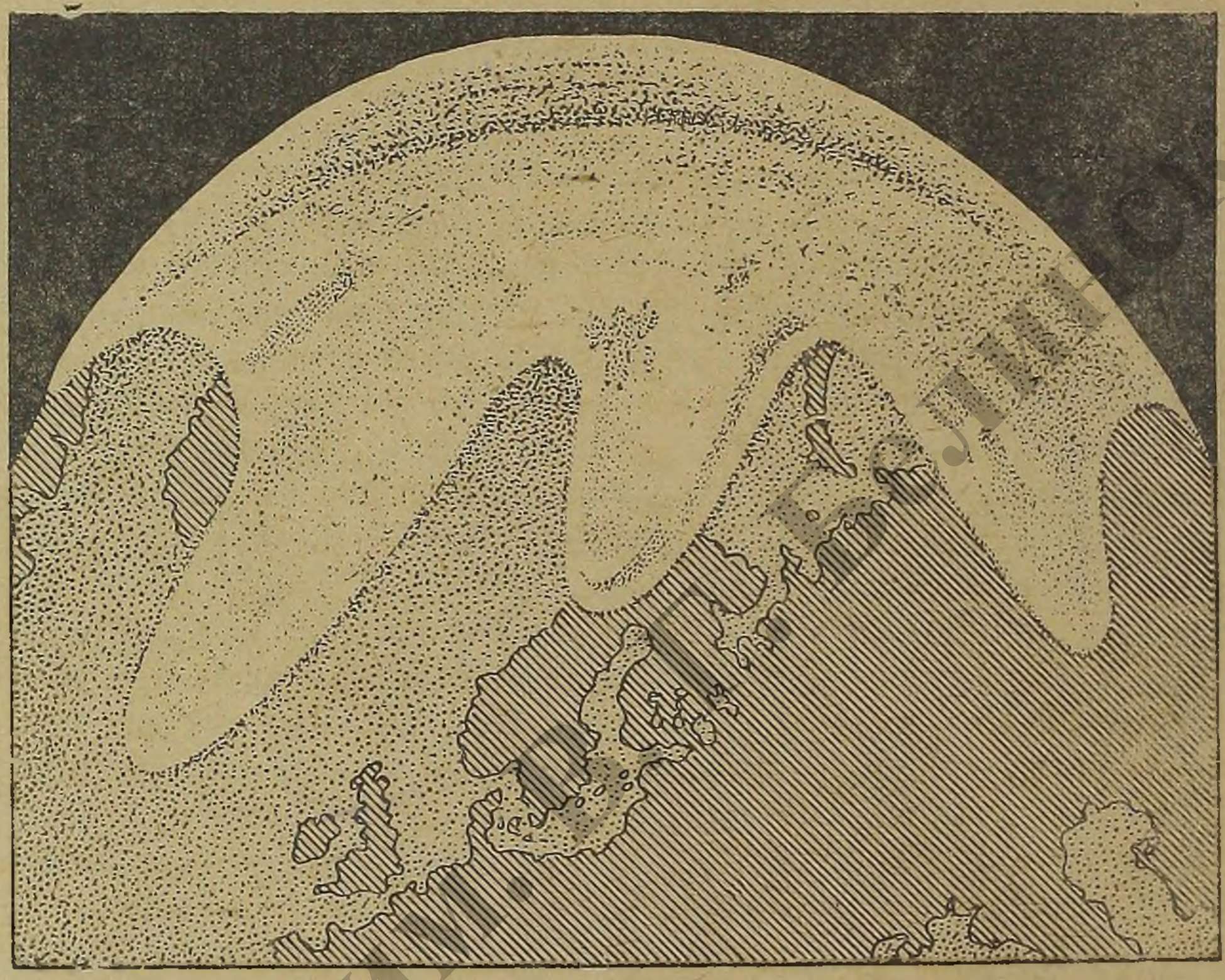


Рис 29. Арктическая шапка холодного воздуха.

территорию СССР из Арктики, над которой располагается как бы шапка тяжелого плотного воздуха (рис. 29).

Циклоническая деятельность является, по воззрениям Бьеркнеса, передаточным звеном в обмене воздуха между различными широтами в общей циркуляции атмосферы. В умеренных широтах она является даже сущностью этой циркуляции.

В тропическом поясе циклоны бывают иного характера и по большей части сопровождаются сильными бурями. Таковы ураганы Атлантического океана, тайфуны Китайского моря и циклоны Индийского океана. Направление движения циклонов в тропической области иное, чем циклонов умеренных и полярных стран, именно: в северном полушарии, возникнув на границе штилевой полосы, они чаще всего движутся с юго-востока или востока к северо-западу, но, попав в область преобладающих западных ветров, они продолжают свое движение уже в этом направлении, т. е. к востоку.

Муссоны.

Мы рассмотрели ветры тропической области и областей умеренных и полярных широт. Следует еще отметить особый характер так называемых муссонов.

Там, где чередуются суша и море, в летнее время суша бывает нагрета больше, чем море, а в зимнее время, наоборот, море теплее. Поэтому естественно, что на суше летом образуется центр нагревания, и в силу этого возникает низкое давление. На море в это время воздух относительно холоднее и давление выше. Очевидно, что воздух должен будет притекать от области высокого давления к области низкого, но так как земля вращается, то в северном полушарии он будет отклоняться вправо, а в южном — влево. Таким образом, летом будет дуть влажный ветер с моря на сушу под некоторым углом к береговой линии. Это продолжается все время, пока суша теплее моря. С наступлением зимы на море теплее и давление более низкое, чем на суше, которая зимой охлаждена в большей степени и имеет, следовательно, более высокое барометрическое давление. В результате воздух стекает в обратном направлении, от суши к морю. Мы видим, таким образом, что ветры чередуются: летом ветер дует с моря, а зимой с суши, и чем больше разница в давлении, тем больше сила ветра. Между периодами сухого и влажного ветра вклинивается период неустойчивых ветров — время перехода от одного направления ветра к другому.

Такие ветры, периодически меняющие свое направление, называются *муссонами*. Они наиболее хорошо выражены в тропическом поясе, но не близ экватора, а ближе к тропикам, так как для образования муссонов необходимо значительное годовое колебание температуры, и затем — в области субтропической, примыкающей к тропикам. Особенно благоприятные условия для образования муссонов представляет Индийский океан, окруженный почти со всех сторон сушей. В Индийском океане зимой дует северо-восточный муссон, который по своему направлению соответствует пассату, летом же, под влиянием окружающей суши, он сменяется на юго-западный муссон. Кроме южной и восточной Азии, муссоны хорошо выражены также на берегу Гвинейского залива, по восточному побережью Африки, в Австралии (северо-западный и юго-восточный муссоны) и на юге Соединенных штатов, где влажный муссон дует из Мексиканского залива. Муссонного характера ветры встречаются, впрочем, почти на всех морях и умеренного пояса, но там такой правильности распределения ветров мешают изменчивость барометрического давления и возникновение циклонов. В умеренном поясе муссоны нигде так хорошо не выражены, как в Китае, Манчжурии, Приамурье, на берегах Японского и отчасти Охотского морей. Азиатский материк — самый большой и летом он нагревается очень сильно. Летом минимум давления в Азии находится в Иране. Вся южная Азия охвачена низким давлением. Воздух как бы притекает на востоке с Тихого океана к центру низкого давления, но вместо восточного ветра получается вследствие отклонения юго-восточный муссон. Зимний устойчивый антициклон занимает почти всю Азию с макси-

мумом давления к югу от Байкальского озера вследствие большого охлаждения материка и застоя воздуха, сток которому преграждают цепи гор. В конце концов, воздух все-таки переходит через этот барьер и стекает на востоке к Тихому океану, давая начало северо-западному муссону. За тропиками ветры муссонного характера отмечены еще на юге Соединенных штатов. У нас на Черном море в районе Батуми и летом даже на Белом море и на всем полярном побережье Союза наблюдаются ветры, напоминающие по устойчивости муссоны, но здесь они не могут быть выражены так ясно вследствие прохождения циклонов и частого изменения барометрического давления.

Распределение ветров в январе и июле.

Теперь еще раз рассмотрим карту январских изобар для того, чтобы ознакомиться с распределением ветров. Данные этих карт получены в результате вычисления многолетних средних направления ветров и барометрического давления. В январе на севере Атлантического океана находится область низкого давления, и ветры дуют здесь в направлении обратном движению часовой стрелки. В Западной Европе, в большей части Европейской части СССР и даже в западной Сибири преобладают юго-западные ветры. Эти ветры смягчают климат Европы, принося в нее влажный и теплый воздух с океана. От присутствия минимума ничего не выигрывает и даже проигрывает Лабрадор, потому что он всегда охватывается его западной частью с ее холодными северными ветрами. Такое положение циклона и распределение ветров в Северной Америке и Европе могут считаться типичными для января. В Азии в это время, напротив, громаднейший антициклон, и воздух растекается отсюда в разные стороны в направлении движения стрелки часов. Под влиянием высокого давления на восточном берегу Азии возникает северо-западный муссон, а на юге — северо-восточный. От этого антициклона на запад вдается клин высокого давления, простирающийся по южной половине Европейской части СССР и южной Европе навстречу к постоянному максимуму давления на Атлантическом океане под широтами 30—35°. Вот почему на юге Европейской части СССР часто дуют ветры восточных направлений, усиливающие континентальность климата.

В южном полушарии в это время, т. е. в январе, под широтой 25—30°, высокое давление и ясно выраженные антициклоны на морях. Так как это антициклон южного полушария, то здесь воздух движется не по часовой стрелке, а в обратном направлении. Такое направление ветра очень невыгодно для западных берегов южных континентов, потому что юго-западные и южные ветры здесь являются полярными, следовательно, воздух поступает из холодных стран в более теплые и понижает температуру у западных берегов континентов. На континентах южного полушария в январе нет области высокого давления. Летом, когда континенты сильно нагреты, в Австралии возникает даже местный минимум, воздух притекает к центру Австралии, и таким образом возникают в Австралии муссоны. Пассаты дуют по обеим сторонам экватора, там, где их не отклоняет слишком сильное нагревание континентов.

На карте июльских изобар можно видеть следующее. По сторонам экватора — пассаты. В Индийском океане вместо пассата к северу от экватора ветер противоположного направления, это — юго-западный муссон. Пассат здесь изменил свое направление вследствие нагревания азиатского материка. Юго-восточный пассат южного полушария в Индийском океане при приближении к экватору изменяет свое направление вследствие вращения земли сначала в южное, а затем, перейдя экватор, отклоняется вправо, принимает юго-западное направление и в виде муссона притекает в южную Азию. На востоке Азии в июле дуют юго-восточные муссоны, вызванные приливом воздуха с Тихого океана к области низкого давления азиатского материка.

В южном полушарии в июле (т. е. зимой) на суше давление естественно повышается, на океане же около 28° ю. ш. высокое давление держится в течение всего года. Оно вызывает устойчивые юго-восточные пассаты, а к югу от области пассатов дуют западные ветры, и так как там нет суши, то направление этих ветров изменяется мало.

Подтропическая область высокого давления в северной части Атлантического океана выражена очень хорошо и захватывает значительную часть Европы. Вследствие этого в Европе и западной Сибири преобладают ветры западных направлений, в особенности северо-западные.

В Америке (в области Тихого океана) влияние соответствующих ветров простирается только на узкую полосу побережья до Кордильер. Зато в южную часть Соединенных штатов проникают ветры муссонного характера из Мексиканского залива. Рассмотренных примеров достаточно, чтобы уяснить себе законности в распределении ветров по земному шару.

Резюмируем все сказанное. В тропической области между экватором, где всегда низкое давление, и подтропическими максимумами дуют постоянные ветры — *пассаты*. К северу и югу от них преобладают *юго-западные ветры в северном полушарии и северо-западные в южном*, но постоянная смена циклонов и антициклонов нарушает эту правильность. Там, где соприкасаются большие массы суши и моря, преимущественно в тропических странах, возникают ветры *муссонного* характера, причем в умеренном поясе характерные особенности муссона выражены уже слабо. Следует еще отметить, что зона пассатов, соответственно перемещению солнца, вместе с термическим экватором передвигается в течение года, причем субтропические максимумы в летнее время находятся в среднем под широтой в 35—40°, а в зимнее — под широтой 25—30°. Вследствие этого возникают в обоих полушариях зоны, в которых летом господствуют пассаты, или располагается *затропический барометрический максимум*, а зимой преобладают западные ветры, но бывают и ветры других направлений, в зависимости от прохождения циклонов. В древности греки называли эти изменяющиеся по временам года ветры *этезиями*, и этим названием иногда пользуются вообще для обозначения изменяющих свое направление ветров субтропических широт.

Местные ветры.

К ним относятся фен, бора́, мистраль, горные ветры и береговые бризы.

В горах особый интерес представляют теплые и сухие ветры — *фены*. Фен дует на северных склонах Альп, преимущественно в конце зимы или в начале весны. Во время фена температура быстро повышается и зимой снег тает скорее, чем от непосредственного нагревания солнечными лучами. Летом при фене засыхает и желтеет трава, и листья опадают с деревьев; иногда этот ветер даже способствует созреванию винограда. Долгое время фен считали свойством только определенных местностей, но теперь такие ветры констатированы во всех горных странах.

Фен возникает при условии, когда давление по одну сторону горного хребта низкое, а по другую — высокое. Воздух под влиянием разницы давления, движется от места высокого давления к месту низкого и переваливает через хребет, поднимаясь по одному склону и опускаясь по другому. Так как при поднятии влажного воздуха происходит понижение температуры его в среднем только на 0,5° на каждые 100 *м*, благодаря тому, что во время подъема выделяется значительное количество тепла при конденсации влаги, содержащейся в воздухе, а при опускании повышение температуры уже происходит на целый 1° на каждые 100 *м*, то опускающийся воздух будет сравнительно теплым и сухим (последнее потому, что, нагреваясь при спуске, он удаляется от точки насыщения). Предположим, что на северном склоне гор температура в данное время —4°, а на южном —2°, и что воздух движется с юга на север и переваливает через хребет высотою в 1000 *м*. При подъеме воздух охладится на $0{,}5 \cdot 10 = 5°$ и наверху будет иметь температуру —7°, при опускании нагреется на 10° и внизу будет иметь +3°. Так как до наступления фена температура была равна —4°, то, очевидно, он вызывает повышение температуры и быстрое таяние снега.

Может случиться, что опускающийся воздух будет иметь температуру и отрицательную, но все-таки температура его будет выше и он будет суше, чем до перехода через хребет.

Наступление фена в Швейцарии описывается Чуди в следующих словах: «В южной части горизонта над горными вершинами появляется легкий покров облаков, бледное солнце закатывается на пурпурном небе. Еще долго рдеют облака яркими пурпурными красками. Воздух приобретает высокую степень прозрачности и ясности, так что горы кажутся совсем близкими. Издали доносится шелест лесов, расположенных на верхних склонах гор, горные потоки, переполнившиеся талой водой, шумят с большой силой, во всей природе чувствуется какая-то тревога, надвигающаяся вниз на долину. Несколькими сильными порывами сказывается приближающийся фен, затем водворяется на некоторое время тишина. С тем большей силой прорываются затем в долину жаркие, сухие массы воздуха, приносимые феном, который держится от 2 до 3 дней. Вся природа приходит в беспокойство, деревья ломаются, целые глыбы отрываются с гор, горные потоки перепол-

няются водой». С особенной силой фен свирепствует в тех частях долины, которые прилегают к южной стене гор.

Разновидностями фена, но только приносящими зимой холодную погоду, являются *нордост* (*бора́*) в Новороссийске, *бора́* в Триесте и *мистраль* в Провансе.

Летом новороссийская бора́ представляет, подобно фену, сухой знойный ветер. Зимой, когда в наших южных степях стоит антициклон с низкой температурой и высоким давлением, а к юго-западу от Кавказского хребта на Черном море сравнительно высокая температура и низкое давление, холодный воздух, вследствие разности давления, притекает к Кавказскому хребту. Высокая стена Кавказских гор защищает Закавказье от этого холодного ветра, но в западной части хребта, около Новороссийска, где хребет невысок, холодный воздух переваливает через хребет и, вследствие своей большой плотности, подобно лавине, обрушивается вниз к теплому побережью. Вследствие этого температура быстро падает, водяные пары конденсируются и в виде инея оседают на снастях судов, мачтах, телеграфных проволоках и т. д. Брызги волн, поднятые силой ветра на поверхности моря, замерзают. Бывали случаи, когда суда тонули под тяжестью осевшего на них инея и льда, двери в каютах пароходов настолько примерзали, что приходилось их вырубать. В приморской части города здания покрывались инеем и льдом и принимали весьма фантастический вид вследствие такого убора.

Для наглядности возьмем такой пример. Предположим, что в Новороссийске температура у моря $+5°$, тогда как на северном склоне Кавказа $-20°$, что не представляет ничего необычного. При поднятии на 500 *м* воздух охладится на $0{,}5° \cdot 5 = 2{,}5°$, а при опускании на южном склоне он нагревается на $5°$, так что в результате воздух придет в Новороссийск, имея температуру $-20° +5 -2{,}5 = -17{,}5°$. Естественно, что это вызовет сильное понижение температуры. Мы видим, что и в этом случае воздух, перевалив через хребет, нагрелся, но для Черноморского побережья он явится очень холодным. При такой громадной разнице температур воздуха вверху — на хребте, и внизу — у уровня моря, естественно, что воздух, как снежная лавина, стремительно падает вниз, и сила его падения так велика, что сваливает людей с ног. Этот ветер ощущается не только в Новороссийске, но и далее к югу, в Геленджике и до Туапсе, но южнее горы поднимаются настолько высоко, что защищают побережье от норд-оста.

При аналогичных условиях возникают бора́ в Триесте, на берегу Адриатического моря, мистраль в Провансе, сарма на Байкале.

По своей сухости и теплоте фен сходен с ветрами пустынь, которые приобретают эти свойства вследствие того, что возникают в пустынях или проносятся над ними. Таков *хамсин* в Египте, *гарматан* в Верхней Гвинее, *самум* в Аравии. К этой категории ветров относили прежде также *сирокко* в Сицилии и южной Италии. Однако, как показывают более тщательные наблюдения, сирокко не имеет ничего общего с ветрами пустынь, и под этим названием соединяют ветры различных свойств. Чаще всего сирокко называется в Италии и на Далматинском побережье теплый влажный ветер южного

направления, но иногда под сирокко разумеют не что иное, как фен, т. е. ветер с высокой температурой и сухостью.

К периодическим ветрам относятся береговые и горные бризы.

Береговые бризы возникают, подобно муссонам, от неодинакового нагревания суши и моря, но имеют не годовой, а суточный период. Днем влажный ветер дует с моря на сушу, умеряя до некоторой степени жару, а ночью — сухой ветер дует с суши на море. Морской бриз вырабатывается над морем и затем постепенно надвигается на сушу. Он проникает в глубь страны на 30—40 *км*. В вертикальном направлении оба бриза не простираются выше 300—500 *м*. Так как в летнее время температурные контрасты выражены более резко, то бризы сильнее летом.

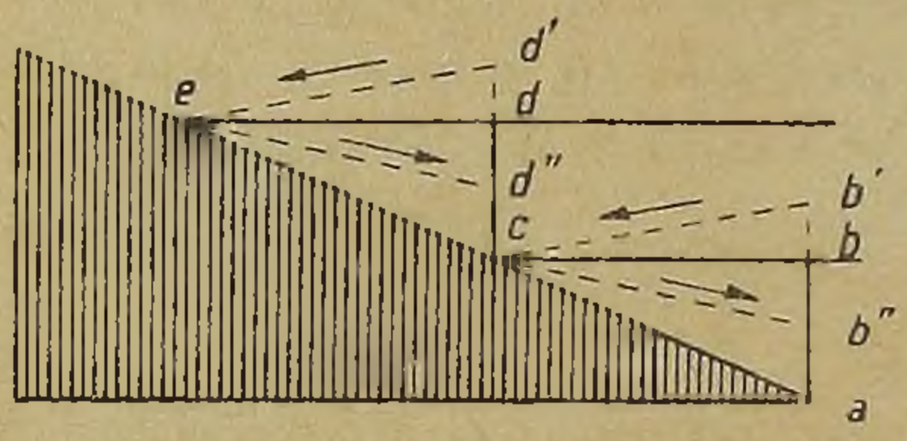


Рис. 30. Схема, объясняющая возникновение горных ветров (см. объяснение в тексте).

Характер настоящего суточного ветра, похожего на бриз, имеют также *горные ветры долин*, свойственные всем горным странам, но особенно правильно выраженные в Тибете и Кашгарии.

Когда с поднятием солнца над горизонтом воздух нагревается в долине и на склонах гор, то столбы воздуха *ab* и *cd* расширяются до *b'* и *d'* и возникает градиент в направлении от свободной атмосферы к склонам гор (рис. 30). Кроме того, воздух на склонах горы нагревается больше, чем на том же уровне в свободной атмосфере, стремится вверх и заменяется воздухом, притекающим снизу.

Таким образом, днем возникает ветер, дующий вверх. Ночью столбы воздуха *ab* и *cd* сокращаются до *b''* и *d''* и холодный тяжелый воздух начинает, в соответствии с новым градиентом, стекать вниз.

Атмосферные осадки и влажность.

Вопрос о количестве осадков и их распределении для географа в высшей степени важен. От распределения осадков зависит характер растительного покрова земного шара. Сила размывания проточной водой, обусловливаясь также количеством осадков, вносит существенные изменения в рельеф и ландшафт местности. Ощущения холода и тепла совершенно различны в зависимости от того, имеем ли мы дело с влажным или сухим воздухом. Если воздух сухой, то холод и тепло ощущаются не так остро. Так, например, страшные морозы в восточной Сибири при тихой погоде и малой влажности бывают иногда менее чувствительны, чем более слабые морозы в западной Сибири или в Европейской части СССР, где они сопровождаются ветром и где воздух более влажен. Всякий замечал, что весной и осенью при неустойчивой, близкой к 0°, температуре и при большой влажности чувствительнее даже слабые морозы, чем большие морозы в сухом воздухе.

Точно так же жара в Сахаре или в Нижнем Поволжье переносится легче, чем такие же температуры в воздухе, насыщенном

влагой, когда испарение задерживается, и человек томится от влажной гнетущей жары.

Влажность различают абсолютную и относительную.

Абсолютной влажностью называется упругость водяных паров, содержащихся в атмосфере. Обыкновенно измеряется эта упругость в миллиметрах ртутного столба или миллибарах. Упругость паров, выраженная в миллиметрах, почти точно соответствует числу граммов пара, содержащихся в 1 *куб. м* воздуха. Вес паров P, выраженный в граммах и заключающийся в 1 *куб. м* воздуха, равен упругости паров E в миллиметрах, умноженной на коэфициент $\frac{1{,}06}{1+\alpha t}$, где $\alpha = {}^1/_{273}$; $E = P$, когда $\frac{1{,}06}{1+\alpha t} = 1$, а это бывает, когда $t^\circ = 16{,}5$.

Относительной влажностью называется отношение упругости водяных паров, содержащихся в данное время в воздухе, к упругости, которая необходима для насыщения воздуха при той же температуре. Отношение это должно быть выражено в процентах. Если воздух насыщен водяными парами, то дальнейшее увеличение количества паров в нем невозможно, потому что они переходят в жидкое или твердое состояние, смотря по температуре.

Вместо относительной влажности иногда определяют недостаток насыщения, или «влажный дефицит», т. е. вместо отношения берут разность между упругостью насыщающих паров при данной температуре и действительной упругостью. Для решения климатологических проблем недостаток насыщения представляет, пожалуй, более пригодный материал, но до сих пор пользуются больше относительной влажностью.

В суточном ходе абсолютной влажности обнаруживаются два максимума и два минимума. Первый минимум наступает в соответствии с изменением температуры в ранние утренние часы; в 8—9 час. наступает главный максимум, затем абсолютная влажность падает, и около 3—4 час. пополудни наступает минимум, а в 8—10 час. вечера—второй максимум. Объясняется такой суточный ход абсолютной влажности следующим образом: с восходом солнца, вследствие повышения температуры, количество паров возрастает. К полудню, вследствие усиленных восходящих токов, происходит перемешивание верхних слоев, более сухих, с нижними, более влажными, и абсолютная влажность уменьшается (второй минимум). Прекращение восходящих токов влечет появление вечернего максимума. Затем абсолютная влажность уменьшается до восхода солнца вследствие понижения температуры. Ход изменения абсолютной годовой влажности совершенно соответствует изменению температуры. Например, для Москвы кривые годового хода температуры и влажности совпадают, т. е. июль самый теплый месяц, и тогда же наблюдается наибольшая абсолютная влажность, наименьшая же абсолютная влажность бывает в январе. Абсолютная влажность убывает с широтой, так как температура в этом направлении падает. Максимум абсолютной влажности находится поблизости от экватора и равняется около 25 *мм*.

Затем, кроме температуры, оказывают влияние рельеф поверхности и распределение моря и суши. В приморских странах и на

морях, где находится большой запас влаги, абсолютная влажность, при прочих равных условиях, несколько больше, а в пустынях, в Сахаре, например, она меньше. На плоскогорьях, со всех сторон окруженных горами, абсолютная влажность относительно мала.

Однако, абсолютная влажность в оазисах резко отличается от условий влажности в самих пустынях, достигая довольно значительной величины, и даже самая низкая бывает равна абсолютной влажности зимней, например, в таких влажных местностях, как Лондон. Так, абсолютная влажность в оазисе Куфра в Сахаре в августе равна 8,3 *мм*, в сентябре 11,1 *мм*, самая низкая 4,5—5,5 *мм*.

Абсолютная влажность в экваториальных странах		25 *мм*
В тропических		20 »
В средних широтах в июле . .	в северном полушарии	10—12 »
» » » » январе .		5—6 »
В полярных странах		2—3 »
Годовое колебание абсолютной влажности в тропиках . .		2—3 »
В умеренных странах с морским климатом		5—6 »
Внутри континентов		9—10 »

Наибольшая наблюдавшаяся до сих пор абсолютная влажность была в Джидде в Аравии — 31,9 *мм*, наименьшая в северо-восточной Сибири — 0,1 *мм*.

Что касается относительной влажности, то она изменяется обратно абсолютной, т. е. противоположно температуре. При низких температурах достаточно небольшого количества влаги в воздухе, чтобы произошло насыщение его, поэтому зимой у нас относительная влажность всегда гораздо больше, а летом она невелика. С широтой относительная влажность изменяется обратно абсолютной, именно: относительная влажность увеличивается к полюсу и уменьшается к экватору.

Минимальной величины относительная влажность достигает в тропиках в области пассатов, а максимальной — в высоких широтах. Над океанами она почти на всем пространстве от экватора до полюса одинакова и равна 80%, и только в области пассатов она уменьшается до 75%. В приморских странах она уменьшается от берегов внутрь страны; там, где имеются обширные внутренние бассейны, или в местностях с богатой растительностью относительная влажность также больше, чем в сухих областях.

Когда упругость паров в воздухе достигает упругости насыщающих паров при данной температуре, то происходит их конденсация и водяные пары переходят в жидкое или твердое состояние, причем для сгущения паров в воздухе многие метеорологи считают необходимым присутствие каких-нибудь мельчайших жидких или твердых телец (ядра конденсации), на которых конденсация могла бы начаться.

Какие условия ведут к конденсации паров, к образованию облаков и выпадению осадков? Все это сводится в сущности к одной причине — к охлаждению, но причин для охлаждения можно назвать несколько.

1. Первая причина охлаждения — это лучеиспускание. Оно происходит наиболее сильно в ясные ночи, а зимой также в ясные

дни, когда воздух прозрачен. Это ведет к образованию тумана, инея и росы. В ясную ночь многие места охлаждаются очень сильно, вследствие лучеиспускания температура нижних слоев воздуха понижается, и начинается конденсация паров, дающая начало туману. Такого же происхождения наш зимний туман. Но бывает и так, что образование тумана происходит вследствие конденсации влаги, испарившейся с поверхности, имеющей более высокую температуру, например, с поверхности озера или моря, где температура ночью выше, потому что вода не так быстро остывает. Конденсация же происходит при смешении с более холодными массами воздуха, расположенного над сушей. Таким образом над реками, над поверхностью морей и болот за ночь образуется сплошная пелена густого тумана.

Роса образуется вследствие сильного лучеиспускания с поверхности земли. В особенности много тепла теряют шероховатые темноокрашенные предметы, например, крыши домов, трава и т. д. Воздух, близкий к насыщению, приходит в соприкосновение с этими предметами, температура его понижается, и пары начинают конденсироваться, осаждаясь на этих предметах в виде росы, если температура выше 0°, и в виде инея, если она ниже, причем температура в более верхних слоях воздуха может быть в это время и выше нуля. Так, иней часто образуется в ясные осенние ночи, когда температура воздуха на высоте человеческого роста на 1, 2 или 3° выше 0°. Образующийся зимой иней сильно увеличивает толщу снега и в большом количестве оседает на ветвях деревьев вследствие сильного их охлаждения путем лучеиспускания. Это бывает в тихую ясную морозную погоду. Но при теплых ветрах, например юго-западных, происходит обильное осаждение паров воды в твердом состоянии — и з м о р о з ь, если перед тем стояли большие морозы и все предметы были сильно охлаждены. В этом случае влажный воздух как бы фильтруется сквозь переохлажденные ветви и хвою деревьев, которые одеваются в роскошные уборы изморози. Массы изморози бывают иногда так велики, что ветви деревьев даже ломаются под их тяжестью. Роса в странах, бедных дождями, часто играет большую роль, до некоторой степени заменяя собою дождь. Так, в Южной Америке на высоких плоскогорьях «пунах» Кордильер и в пустыне Атакаме бывают весьма обильные росы.

2. Причиной охлаждения воздуха может быть, далее, движение его из более теплых в более холодные местности, например, образование осадков при юго-западных ветрах в Западной Европе и Европейской части СССР.

3. Третьей причиной охлаждения является расширение воздуха при его поднятии. Оно может происходить: а) От местного сильного нагревания, обусловливающего поднятие воздуха, причем воздух расширяется и на расширение тратит известное количество тепла. Вследствие сильного нагревания увеличивается испарение с поверхности данного участка земли и с поверхности растительного покрова. Теплый и влажный воздух становится легче, поднимается кверху, и там происходит сгущение паров. б) Охлаждение воздуха вследствие поднятия и расширения происходит при переходе воздуха с поверх-

ности моря на сушу. На поверхности моря воздух испытывает меньшее трение и движется с большею скоростью; при переходе на сушу скорость движения уменьшается вследствие трения. Так как с моря приносятся все новые и новые массы воздуха, то происходит местное скопление воздуха, который поднимается и охлаждается, вследствие чего пары конденсируются. в) Еще в бóльших размерах происходит сгущение паров при поднятии воздуха на горы. Вот почему склоны гор, обращенные к влажным морским ветрам, являются наиболее дождливыми странами (западная Скандинавия, юго-восточный склон Гималаев и т. д.). Перевалив через горы, воздух начинает опускаться, и противоположный склон поэтому отличается сухостью. г) В очень больших размерах конденсация паров, вследствие поднятия и расширения воздуха, происходит в циклонах. Мы видели, что в циклонах существует восходящий ток воздуха, обусловливающий его охлаждение. Вследствие этого циклоны отличаются в своей передней части, у фронтов и в особенности вблизи от центра, большою облачностью и обильным выпадением атмосферных осадков.

4. Четвертой причиной охлаждения воздуха и конденсации паров является смешение масс воздуха, имеющих различную температуру.

На самом деле наибольшая упругость паров увеличивается быстрее, чем температура. Если мы имеем две массы воздуха одинакового объема, температуры которых $t°$ и $t'°$, а абсолютная влажность f и f', то относительная влажность смеси $\frac{f+f'}{2}$ может оказаться больше максимальной упругости, соответствующей температуре $\frac{t°+t'°}{2}$.

В зависимости от условий конденсации получается различная форма облаков. Изучение облачности само по себе важно, потому что облачность оказывает большое влияние на растительные и животные организмы. Большее или меньшее количество света способствует обмену газа в растительных организмах и отражается на самочувствии животных. В общем можно установить следующие особенности в распределении облачности.

Наибольшая облачность бывает у экватора, вследствие того, что там существует восходящее движение воздуха. Затем она убывает к субтропическим максимумам давления, и наименьшая — в пустынях, в областях опускания антипассатов. Малая облачность в подтропических широтах обусловливается и пассатами. Пассаты как ветры, дующие из высших в низшие широты, вообще сухи.

Вторая область большой облачности наблюдается между 40 и 70°, в особенности на океанах и на морских побережьях. Внутри континентов, в особенности на плоскогорьях, со всех сторон окаймленных горами, она меньше. В полярных странах облачность довольно велика вследствие низких температур. Вообще, облачность в Европе больше зимой, чем летом; в восточной Сибири, вследствие зимнего антициклона, наоборот.

Установлены следующие главные формы облаков: облака *перистые* (cirrus) в виде бородок пера. Эти облака находятся на большой высоте (8—10 *км*, иногда 11 *км*) и состоят чаще всего не из капель воды, а их ледяных иголочек или кристалликов.

Второй тип облаков — это облака *кучевые* (cumulus): они имеют вертикальное строение и представляют плотные массы, громоздящиеся друг на друга в виде шаров. Иногда они появляются в виде небольших клубов и тогда называются барашками; высота, на которой они находятся, колеблется от 2 до 6 тыс. *м*. Такие облака свойственны тропическим странам и умеренным странам в летнее полугодие.

Третью форму представляют *слоистые* облака (stratus), в виде сплошного флера, затягивающего все небо. Иногда это туман, поднявшийся вверх. Слоистые облака особенно часто наблюдаются зимой и в горах, где они образуют море тумана.

Затем идет форма *дождевых* облаков (nimbus). Это темные, вследствие своей толщины не пропускающие света, облачные массы, с разорванными внизу краями. Высота дождевых облаков колеблется от 800 до 1600 *м*, но иногда они бывают гораздо ниже. Эти облака разрешаются обильными дождями и очень свойственны циклонам.

Как разновидность дождевых облаков можно назвать *грозовые* и *градовые*.

Между указанными формами облаков существуют переходы: так, могут быть облака перисто-слоистые, слоисто-кучевые и т. д.

В гористых местностях облачные массы представляют иногда эффектные формы. Так, например, даже при незначительной высоте горного Крыма, бывает иногда, что рано утром с гор совсем не видно моря, все внизу закрыто туманом, а наверху ясное небо. Это объясняется тем, что масса паров выделяется с поверхности моря вследствие того, что оно за ночь сохранило больше тепла, а воздух над водной поверхностью более холодный. Кажется, как будто какая-то вата лежит над поверхностью моря; затем солнечные лучи постепенно разрывают эту массу, и образуются отдельные просветы. В высоких горах это явление производит еще большее впечатление, это настоящее море облаков. Часто наблюдатель находится среди совершенно ясной атмосферы, а у ног его облака, которые скрывают от глаз все, что находится внизу.

Из облаков на землю выпадают осадки. Остановимся сперва на осадках в твердом состоянии.

Большое значение имеет, как это показал А. Воейков, изучение снежного покрова, который защищает почву от промерзания. Можно изучать мощность снегового покрова и продолжительность его в тех местах, где земля покрывается снегом. Чтобы составить себе представление о запасе воды, скопившейся в виде снега, измеряют толщину снегового покрова при помощи рейки, а также его рыхлость и плотность. Плотностью снега называется отношение объема воды, полученного при его таянии, к объему того же снега до таяния. Плотность снега меняется в широких пределах — для свежевыпавшего от $^1/_{87}$, наблюдавшейся при полном безветрии и морозе около 15°, она возрастает до $^1/_2$ при оттепелях весной.

В прямой зависимости от плотности снега стоит и его теплопроводность; по А б е л ь с у, теплопроводность снега можно считать пропорциональной квадрату его плотности, т. е. k (коэфициент внутренней теплопроводности) равен $0{,}406 \cdot d^2$, где d — плотность снега. Так как снег, особенно падающий при сравнительно низких температурах, должен быть рассматриваем как тело сыпучее, то распределение его в данной местности будет вполне обусловливаться формой ее рельефа и состоянием поверхности. Далее, распределение снега по земной поверхности в значительной степени зависит от ветра. Достигнув земной поверхности, снег при ветрах не остается в покое, а перемещается вдоль поверхности, причем при метелях часть снега снова подымается ветром в воздух и переносится на значительные расстояния. Наконец, естественные преграды и препятствия сильно влияют на распределение снега по местности.

Для многих целей (климатологических, гидрографических, сельскохозяйственных и т. д.) важно знать продолжительность снегового покрова в той или другой местности. В приведенной ниже таблице показаны: число дней со снеговым покровом и число дней с осадками в виде снега.

	Среднегодовая температура в °	Число дней	
		со снеговым покровом	с осадками в виде снега
Одесса	9,6	около 28	15
Москва	3,9	» 150	82
Усть-Цыльма (Северный край) .	1,9	больше 200	133

Кристаллы снега могут быть отнесены к гексагональной системе; формы отдельных снежинок весьма различны, как-то: шестиконечные звездочки, таблички и шестигранные призмы или разнообразные комбинации этих форм. Иногда эти правильной формы снеговые звездочки слипаются вместе и падают в виде снежных хлопьев.

Интересное явление представляют еще другие формы твердых осадков — крупа, град и ожеледь (или гололедица).

Крупой называется масса мелких круглых или угловатых снежных крупинок, выпадающих при неустойчивой, около 0°, температуре. Размеры отдельных крупинок обыкновенно невелики (диаметр 2—5 *мм*). Образование крупы приписывают тому, что в это время бывает в нижних слоях атмосферы много паров, близких к насыщению или даже переохлажденных. Снеговые кристаллы соединяются друг с другом ледяным цементом и превращаются в крупу. Крупа образуется главным образом весною (март — апрель) и выпадает при ветреной бурной погоде кратковременными интервалами, сопровождаемыми выпадением снега. В высоких горах выпадение крупы бывает часто и летом. Оно здесь сопровождает грозы и вместе со снегом составляет главную массу осадков.

ОУНБ им. В. Г. Белинского

Большой интерес вызывает образование града. Град выпадает главным образом в летнее время, и величина града иногда очень значительная, начиная от горошины до крупного яйца и апельсина. В градине различаются снеговое ядро и вокруг него ряд оболочек, причем ледяные скорлупы чередуются с уплотненными снеговыми. Форма градин бывает то шарообразная, то несколько сплюснутая, напоминающая пулю, лимон, апельсин. То обстоятельство, что град выпадает в летнее время, ничего удивительного собою не представляет. Мы знаем, что с поднятием вверх температура уменьшается и что на значительной высоте имеются очень низкие температуры. Так как в летнее время падение температуры с высотою обычно происходит гораздо быстрее, чем зимой, то мы можем принять, что температура понижается в среднем на 0,8° на каждые 100 *м*. Предположим, что в нижних слоях воздуха, у поверхности земли, температура +20°, тогда на высоте 6000 *м* температура будет 20° — 0,8 · 60 = —28°. На более значительной высоте температура будет, естественно, еще ниже, так что летом на высоте находятся области очень низких температур. Остается объяснить, каким образом возникают такие значительные массы льда, какие мы наблюдаем в градинах.

Надо иметь в виду, что летом нагревание поверхности происходит так энергично, что понижение температуры с высотой часто превосходит даже 1° на 100 *м*, т. е. воздух находится в неустойчивом равновесии; при этом вследствие сильного испарения в воздухе много паров. Благодаря всему этому возникают сильные восходящие токи воздуха, причем воздух вместе с парами быстро охлаждается и образуются капельки воды. Наблюдения в облаках при подъеме на воздушном шаре показывают, что капельки могут быть в переохлажденном состоянии (даже иметь температуру —10°) и не замерзать. Предположим, далее, что над этой переохлажденной массой паров и водяных капелек находятся перистые облака, состоящие из ледяных иголочек. Если оба эти слоя воздуха придут в соприкосновение, то рядом и одновременно будут находиться в одном же облаке и переохлажденные капли и ледяные кристаллы. При прикосновении ледяных кристаллов к переохлажденным каплям эти последние отчасти замерзнут, и образовавшийся лед начнет осаждаться на ледяном кристаллике. Часть воды может замерзнуть не сразу, и в этом случае образуется смесь ледяных кристаллов, воды и пузырьков воздуха, отчего получается на градине непрозрачная и белая снеговая масса. Таким образом на градине будут чередоваться слои прозрачного и непрозрачного льда. Когда вес градины сделается довольно значительным, то она начинает падать, причем на ней откладываются все новые и новые ледяные и снеговые слои, так как она заставляет замерзать при соприкосновении переохлажденные капельки. Некоторые метеорологи полагают, что увеличение размера и веса градин происходит быстро вследствие того, что вся холодная тяжелая масса, состоящая из ледяных кристаллов и только что образовавшихся градин, начинает падать с высоты 3000—10 000 *м*. Внизу в это время воздух теплый, вверху очень холодный, — равновесие не успевает установиться, и происходит опускание верхних холодных масс. Происходящее при этом охлажде-

ние водяных паров от соприкосновения с первоначальными градинами ведет к осаждению все новых ледяных и снеговых оболочек.

Возможно, что некоторую роль при увеличении градин играет и электричество. Таким образом, то обстоятельство, что *град большею частью бывает летом, обусловливается бурным поднятием воздуха* вследствие неустойчивого равновесия и быстрого повышения температуры. Непременным условием образования града является также большое количество влаги. Поэтому годовой период градобитий параллелен годовому периоду осадков. Выпадение града в Европе уменьшается с запада на восток. Градобитие бывает очень редко в полярных странах и пустынях.

Ожеледь, или *гололедица*, происходит в том случае, если капли дождя падают на охлажденную ниже 0° поверхность земли и затем замерзают.

Распределение атмосферных осадков на земном шаре.

Наибольшего количества осадков на земном шаре следует ожидать там, где велика атмосферная влажность, и где существуют условия к поднятию и охлаждению воздуха. Количество осадков зависит: 1) от широты, 2) от преобладания морских или континентальных ветров и 3) от рельефа.

Если мы выведем среднее количество осадков для каждого градуса широты, то зависимость от этой последней количества осадков выступит довольно рельефно. Ниже приводятся цифры, иллюстрирующие среднее годовое распределение осадков по широтным зонам.

Среднее годовое распределение осадков по широтным зонам

Зона	Средняя высота осадков в *см*			Количество в 1000 *куб. км*		
	Море	Суша	Вся земля	Море	Суша	Вся земля
90—80° с. ш.	(15)	(34)	(17)	(0,5)	(0,1)	(0,6)
80—70 » »	(29)	(26)	(29)	(2,4)	(0,9)	(3,3)
70—60 » »	48	35	(39)	2,7	4,7	7,3
60—50 » »	96	50	69	10,4	7,4	17,8
50—40 » »	117	51	83	17,6	8,4	26,0
40—30 » »	51	52	51	10,7	8,1	18,8
30—20 » »	22	79	43	5,5	11,9	17,4
20—10 » »	62	95	71	19,7	10,7	30,5
10—0 » »	140	172	147	47,5	17,4	64,9
0—10° ю. ш.	95	181	116	32,2	18,8	51,0
10—20 » »	66	110	76	22,2	10,3	32,5
20—30 » »	51	64	54	15,9	6,0	21,9
30—40 » »	88	57	85	28,6	2,3	30,9
40—50 » »	92	87	92	28,0	0,9	28,9
50—60 » »	70	102	79	17,7	0,2	17,9
60—70 » »	(29)	(30)	(28)	(5,0)	(0,2)	(5,2)
70—80 » »	(15)	(30)	(26)	(0,5)	(2,6)	(3,1)
80—90 » »	0	(30)	(30)	0	(1,2)	(1,2)
90° с. ш. — 90° ю. ш.	74,2	75,3	74,3	267,1	112,1	379,2

УНБ им. В. И. Ленинского

Мы видим, что наибольшее количество осадков и на суше и на море выпадает около экватора, в поясе между 10° с. ш. и 10° ю. ш. Далее к северу и к югу количество осадков уменьшается в области пассатов, причем минимумы осадков более или менее совпадают с субтропическими максимумами давления. На море минимумы осадков расположены ближе к экватору, чем на суше. Впрочем, цифрам, иллюстрирующим количество осадков на море, особенно доверять не приходится ввиду незначительного числа наблюдений.

От субтропических максимумов давления и минимумов осадков количество этих последних снова увеличивается и достигает второго максимума приблизительно в широтах 40—50°, а отсюда к полюсам убывает.

Большое количество осадков под экватором объясняется тем, что здесь воздух поднимается вследствие нагревания вверх, при этом охлаждается и конденсирует влагу. Малое количество осадков в области пассатов обусловливается этими последними ветрами. Пассаты — сухие ветры, так как воздух движется из более высоких в более низкие широты, следовательно, на пути он нагревается и удаляется от точки насыщения. Наименьшее количество осадков, наблюдаемое в области подтропических максимумов давления, объясняется тем, что этим областям свойственно нисходящее движение воздуха. Воздух, опускаясь, нагревается и становится сухим. Далее к северу и югу мы вступаем в область преобладающих юго-западных и северо-западных ветров, т. е. ветров из более теплых в более холодные страны. Здесь, кроме того, весьма часто возникают циклоны, а следовательно, создаются условия, благоприятные поднятию воздуха и его охлаждению. Все это влечет за собой увеличение количества осадков.

Что касается уменьшения количества осадков в полярной области, то надо иметь в виду, что приводимые цифры относятся, собственно говоря, только к измеряемым осадкам — дождю, снегу, крупе, но при этом не принято во внимание осаждение инея; между тем надо допустить, что образование инея в полярных странах, где, вследствие низкой температуры, относительная влажность очень велика, происходит в большом количестве. Действительно, некоторые полярные путешественники наблюдали, что конденсация происходит здесь преимущественно из нижних, соприкасающихся с поверхностью, слоев воздуха в виде инея или ледяных иголочек, оседающих на поверхности снега и льда и заметно увеличивающих их мощность.

Мы рассмотрели распределе́ние количества осадков в зависимости от общей циркуляции атмосферы, но, кроме того, оно зависит от большей или меньшей близости к океанам и морям. Так как главным источником влаги являются океаны и моря, то естественно ожидать, что количество осадков будет становиться меньше по мере удаления от берегов в глубь континентов в том случае, если преобладающие ветры дуют с моря. Так оно и есть в действительности. Тем не менее не вся вода, выпадающая на суше в виде атмосферных осадков, происходит из моря, некоторые количества воды испаряются из внутренних бассейнов озер, рек, обильная растительность также испаряет много влаги.

Громадное влияние на количество выпадающей влаги оказывает рельеф. Горы, заставляя подниматься воздух, обусловливают его охлаждение и конденсацию паров.

Особенно ясно можно проследить зависимость количества осадков от высоты в таких поселениях, которые расположены на склонах гор, причем нижние кварталы их находятся у уровня моря, а верхние расположены довольно высоко. Такой пример представляет город Гонолулу на острове Гавайи (Гавайские или Сандвичевы острова). Здесь мы имеем на высотах:

3	*м*	. . . .	612 *мм*	осадков
15	»	. . . .	982 »	»
76	»	. . . .	1782 »	»
123	»	. . . .	2295 »	»
224	»	. . . .	2974 »	»
260	»	. . . .	3652 »	»

Мы видим, что здесь количество осадков при поднятии на 250 с небольшим метров увеличивалось в 6 раз, и нужно думать, что дальше, с высотой, количество осадков будет возрастать, по крайней мере, до определенного уровня. Действительно, в каждой местности, в зависимости от всей совокупности метеорологических условий, существует определенная зона, или высота, на которой происходит максимальная конденсация паров, причем выше этой зоны воздух становится более сухим. Так, на Монблане зона наибольшей конденсации лежит на высоте 2500 *м*, в Гималаях на южном склоне — в среднем на высоте 2400 *м*, в Памире и Тибете — на высоте 4500 *м*. Даже в Сахаре горы конденсируют влагу.

Если наветренный склон горы или хребта отличается большим количеством осадков, то, наоборот, подветренные склоны должны быть сухи, так как здесь воздух опускается, перевалив через хребет, и удаляется вследствие этого от насыщения.

Наибольшей сухостью по этой причине должны отличаться котловины, окаймленные со всех сторон горами, все равно — будут ли то низменности или плоскогорья.

С этими предварительными сведениями обратимся к рассмотрению карты распределения осадков (рис. 31). Остановимся сначала на зоне между субтропическими максимумами давления, т. е. на экваториальной области затишья и на областях пассатов.

Мы видим, что около экватора выпадает большое количество осадков, причем особенно выделяются здесь обилием осадков: Зондские острова, Новая Гвинея, часть побережья Гвинейского залива в Африке, Гвиана и низменность реки Амазонки (в особенности в западной своей части) в Америке. Количество осадков здесь всюду превышает 2000 *мм* например: Пара 2023 *мм*, Джорджтаун в Америке 2138 *мм*, Камерун в Африке 4195 *мм*, Бейтензорг на острове Ява 4427 *мм*. Большое количество осадков в этих странах обусловливается главным образом поднятием воздуха вследствие нагревания, но колебание в цифрах указывает, что и другие условия, как-то: рельеф, направление ветров и т. д. имеют влияние, как, например, горный рельеф и ветры муссонного характера на Зонд-

ГГБелинского

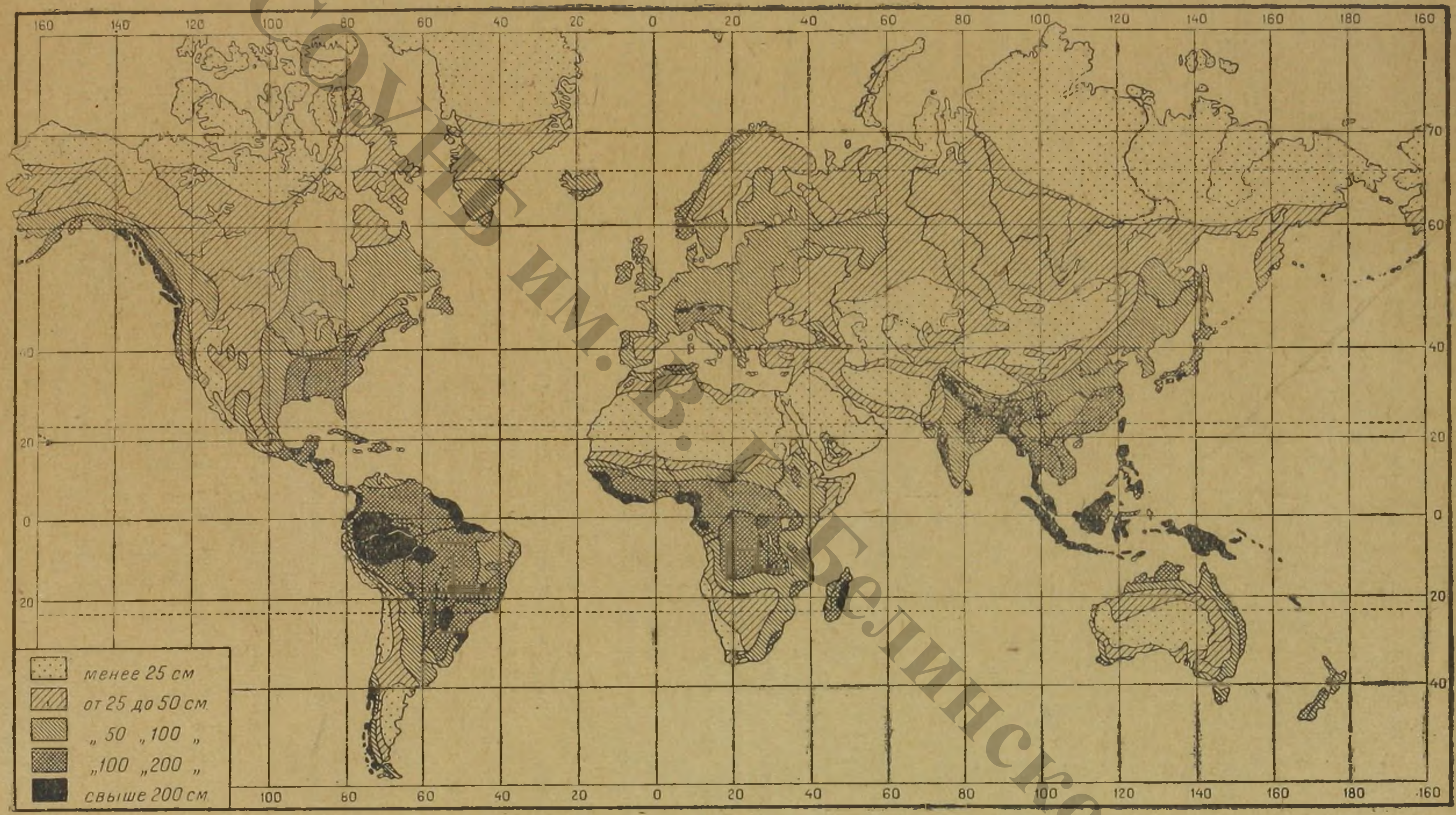


Рис. 31. Географическое распределение осадков.

Собственность им. В. Г. Белинского

ских островах. В Африке, близ экватора, в бассейне р. Конго количество осадков колеблется от 1000—2000 *мм*, а максимальные количества осадков выпадают севернее — на Гвинейском побережье, гористая окраина которого перехватывает влагу, приносимую муссонами. Вот почему максимальная область осадков не проникает здесь далеко внутрь страны. В экваториальной области осадки выпадают в изобилии в течение всего года, но некоторый максимум замечается приблизительно во время зенитального стояния солнца.

Область пассатов отличается в общем сухостью, но количество осадков значительно возрастает там, где пассаты сменяются муссонами. Это мы видим особенно хорошо в Индии. Здесь зимнее время, когда с суши дует северо-восточный пассат (муссон), в общем сухое. Напротив, юго-западный летний муссон приносит с Индийского океана очень много влаги. Особенно много осадков выпадает здесь: 1) на Малабарском берегу, на обращенных к Индийскому океану склонах Западных Гатов, например в Махабалешваре, 8035 *мм*; 2) в Бенгальской низменности и на южных склонах Гималайских гор, которые представляют собой естественный холодильник паров, приносимых муссонами. Здесь расположена станция, которая занимает одно из первых мест на земном шаре по количеству осадков. Это Черапунджа в Ассаме, где выпадает за год 12 040 *мм*, т. е. почти в 25 раз больше, чем в Москве. Много осадков выпадает на одном из Гавайских островов (Кауаи), на горе высотой 1738 *м*, а именно 12 090 *мм*, а также в Дебунджа у юго-восточного подножия пика Камерун 10 470 *мм*.

От Малабарского побережья внутрь Деканского плоскогорья количество осадков уменьшается, но все-таки оно в среднем довольно значительно. Тем не менее, когда юго-западный муссон запаздывает или развит слабее обычного, внутри страны растительность страдает от недостатка влаги, так как при высокой температуре испарение велико. Количество осадков в Индокитае также очень значительно, от 1000—2000 *мм*, а в некоторых местах на побережье и больше 2000 *мм*, причем на западном берегу Индокитая осадки приносятся юго-западными, а на восточном юго-восточными муссонами. Что касается острова Цейлона, то для него и юго-западные и северо-восточные муссоны являются дождливыми. Северо-восточный муссон, прежде чем достигнуть Цейлона, проносится над Бенгальским заливом, где насыщается влагой, которую затем и конденсирует на восточной стороне острова. Таким образом, летом на Цейлоне более влажна западная, а зимой восточная часть.

На востоке Азии вместе с юго-восточными муссонами область обильных осадков проникает к северу (в южном Китае и на Филиппинах от 1000 до 2000 *мм*), так что даже Приамурский край, побережье Охотского моря и восточные берега Камчатки находятся под влиянием этих ветров. Правда, вследствие более низкой температуры и меньшего испарения количество осадков здесь не превышает нигде 1000 *мм* и обычно колеблется между 500—750 *мм*.

Муссонам обязана увеличением осадков также северная Австралия, побережья Мексиканского залива и южная часть Соединенных штатов. В пассатной области довольно обильные осадки

выпадают лишь на наветренной стороне гор, заставляющих подниматься и охлаждаться воздух. Примером могут служить высокие острова, а в особенности побережье Бразилии, где местами количество осадков превышает 2000 *мм*.

До сих пор мы рассматривали те местности в поясе пассатов, где выпадает много осадков. Но пассаты — ветры сухие, поэтому обычно в зоне их развития количества осадков невелики. Близ субтропического максимума в обоих полушариях располагаются пустыни вследствие недостатка осадков. В южном полушарии таковы: Атакама в Америке, Калахари в Африке, внутренняя и западная Австралия (количество осадков меньше 250 *мм*). Следует обратить внимание, что эти бедные осадками страны расположены ближе к западному побережью. В Америке пустыня Атакама лежит у самого берега моря, причем на станции Копиапо, на севере Чили, годовое количество осадков достигает крайне малой величины — 8 *мм*. Правда, здесь при определении осадков не приняты во внимание обильные росы, свойственные этой пустыне. В Африке точно так же пустыня подходит к самому берегу моря (Порт-Нолло — 58 *мм*). Сухость этих западных окраин континентов обусловливается: 1) пассатами, которые дуют здесь с суши и поэтому бедны осадками, 2) нисходящим движением воздуха близ субтропического барометрического максимума, 3) холодными течениями, проходящими у берегов.

Вследствие всего этого здесь воздух сухой и осадков выпадает мало. Побережье Австралии отличается только в том отношении, что здесь отсутствует холодное течение.

В северном полушарии в области пассатов, в соответствии с большим развитием в ширину континентов Старого Света, пустыни занимают более значительные площади: Сахара, Аравия (Каир 34 *мм*, Суэц 25 *мм*). Бедность осадками этих стран обусловливается нисходящим движением масс воздуха в области затропического максимума. Пустыня Сахара простирается до самых берегов Атлантического океана, и на соответствующих широтах здесь и в океане выпадает очень мало осадков, менее 250 *мм*. На востоке Северной Америки, как мы видим, нет аналогичных сухих областей, так как из Мексиканского залива сюда проникают влажные ветры муссонного характера. Но на западном берегу Северной Америки, на полуострове Калифорния и немного севернее, имеется также узкая полоса, отличающаяся сухостью. В общем, следовательно, для всей области пассатов можно установить следующую особенность в распределении осадков: восточные берега континентов всегда влажнее западных.

Если теперь мы из области пассатов перейдем в умеренный пояс, где преобладают ветры западных направлений, то картина резко изменяется, и наиболее влажными становятся западные побережья.

Так, в Южной Америке западное побережье от экватора до 32° ю.ш. отличается сухостью и пустынностью, но далее к югу количество осадков начинает быстро возрастать и местами на побережье превышает 2000 *мм*. Правда, здесь влажностью отличается только узкая полоса на западных склонах Анд, за которыми количество осадков сразу понижается, чтобы на востоке в Патагонии опуститься ниже 200 *мм*. В Африке и в Австралии почти нет соответствующей хорошо

орошенной области, так как эти страны света не заходят так далеко к югу. Только самая южная оконечность Африки у Капштадта и юго-западный угол Австралии обнаруживают незначительное увеличение осадков.

Подобно Южной Америке, и в Северной Америке хорошо орошается, благодаря юго-западным ветрам, только узкая полоса побережья до Каскадных гор и Сиерра-Невады (количество осадков 1000—2000 *мм* и местами свыше 2000 *мм*). Дальше влияние влажных ветров парализуется горами, и особою сухостью отличаются пространства между Скалистыми горами, с одной стороны, и Каскадными и Сиерра-Невадой, с другой.

Совершенно иное в Старом Свете. Вследствие преобладающего широтного направления гор материк Евразии подвергается влиянию влажных юго-западных ветров на значительном протяжении. Наибольшую аналогию с Америкой представляет Скандинавский полуостров, где, благодаря близкому к меридиональному направлению гор, западный их склон в Норвегии влажен (около 2000 *мм*), тогда как восточный склон в Швеции имеет сравнительно небольшое количество осадков (от 250 до 500 *мм*).

С удалением от Атлантического океана в глубь Евразии количество осадков уменьшается. Больше всего осадков выпадает в Норвегии, на западных берегах Ирландии и Великобритании, на западе Пиренейского полуострова; в Средней Европе количество осадков около 750 *мм*, в Польше 600 *мм*, в западной части СССР около 500 *мм*, восточнее — до Урала 400—350 *мм*. На западном склоне Урала количество осадков несколько увеличивается, а затем в Сибири опять падает и на всем протяжении до Станового хребта осадков выпадает от 250 до 500 *мм*. К востоку от Станового хребта сказывается влияние влажных ветров с Тихого океана. Но помимо большей или меньшей удаленности от Атлантического океана, на количество осадков в Европе влияет также и разнообразие рельефа, и подробная карта осадков до некоторой степени повторяет гипсометрическую карту страны. Так, наибольшее количество осадков в Европе выпадает на западе Скандинавии (около 2000 *мм*), на западе Шотландии 3242 *мм*, в горах Кумберленда 4720 *мм*, в Галисии на Пиренейском полуострове и на склонах Сиерра-Эстрелла 2900 *мм*, в Крайне 3173 *мм*, на Далматинском побережье 4642 *мм*.

Если Евразия по отношению к юго-западным и вообще западным ветрам поставлена в более благоприятные условия, чем Северная Америка, то, с другой стороны, она отрезана горами и громадною своею протяженностью от восточных ветров с Тихого океана; наоборот, в Соединенных штатах Северной Америки влажные ветры с Мексиканского залива и Атлантического океана не редкость, и циклоны с Мексиканского залива проносятся через всю Северную Америку. Наименьшее количество осадков в умеренном поясе северного полушария, меньше 250 *мм*, имеют внутренние части Иранского плоскогорья, Туранская низменность, Памир, Тибет, Монголия в Старом Свете; Великий бассейн, пустыня Колорадо и другие, расположенные среди гор, плоскогорья Америки. Все это низменности и плоскогорья, окруженные горами и по большей части лежащие вдали от

морей. Влага, приносимая ветрами, конденсируется на наветренных склонах гор, а сами котловины остаются сухими.

По отношению к Туранской низменности в нашей Средней Азии имеет большое значение преобладание ветров северных направлений, причем воздух нагревается по мере своего движения на юг (Турткуль —67 *мм*).

Малым количеством (меньше 250 *мм*) осадков характеризуются северные полярные страны; здесь существует, вероятно, сплошной арктический пояс с незначительным количеством осадков; в южном полушарии — в Антарктиде — следует предполагать также уменьшение осадков.

Для наглядности сопоставим цифры наибольшего и наименьшего годового количества осадков. Максимумы осадков: на Гавайских островах 12 090 *мм*, Черапунджа в Ассаме 12 040 *мм*; минимумы — Копиапо в Южной Америке (Чили) 8 *мм*, Суэц (северная Африка) 25 *мм*, Порт-Нолло (южная Африка) 58 *мм*, Турткуль (около Аральского моря) 67 *мм*.

Распределение осадков по временам года.

Кроме годового количества осадков интерес представляет также время выпадения осадков, или распределение их по временам года. Есть страны, где за один день выпадает столько же дождя, сколько у нас в год: в Черапунджe выпало 14 июня 1876 г. 1036 *мм* осадков, в Пиренеях в 1868 г. 313 *мм*; на юге Европы бывают очень сильные ливни — так, в Сомакшанах (Бессарабия) 17 августа 1889 г. выпало 207,5 *мм*. В других местах мы, наоборот, имеем дело с обложными дождями в продолжение целых суток, например, в Англии, Ирландии, в северной части СССР осенью. По распределению осадков в течение года мы можем различить прежде всего такие страны, где существуют дождливые и сухие периоды, более или менее резко выраженные, и затем такие, где осадки распределены довольно равномерно по всему году. Периодичность в распределении осадков, хотя бы весьма слабо намеченная, существует почти всюду: только около экватора, пожалуй, можно указать страны с вполне равномерным распределением осадков.

По времени выпадения максимального количества осадков все страны можно разделить на две категории: 1) страны с преобладающими летними и 2) страны с преобладающими зимними осадками. К первой категории принадлежат тропическая область, более континентальные области умеренных широт и северные окраины суши северного полушария. Зимние осадки преобладают в субтропических странах, затем на океанах и морях, а также в странах с морским климатом в умеренных широтах. Зимою океаны и моря теплее, чем суша, и большей частью там зарождаются наиболее сильные циклоны.

Мы можем установить на земном шаре следующие подразделения на основании распределения осадков.

Область близ экватора, соответствующая до некоторой степени поясу затишья. В этой области воздух сильно нагрет, так как

солнце не удаляется далеко от зенита, и всегда, следовательно, существуют условия для восходящих токов и конденсации паров. На экваторе солнце бывает дважды в зените, 21 марта и 23 сентября, и между моментами прохождения солнца через зенит проходит полгода. В ближайшем к экватору поясе промежутки между двумя прохождениями солнца через зенит также значительны и почти равны. Поэтому здесь так же, как на экваторе, намечаются два максимума осадков, соответствующие моментам прохождения солнца через зенит, хотя осадков вообще выпадает много в течение всего года.

В более высоких широтах тропической области моменты двух последовательных прохождений солнца через зенит сближаются, а на тропиках солнце бывает в зените один раз — 22 июня или 22 декабря. Так, к югу от тропика Рака солнце проходит через зенит в мае и июле. Поэтому оба максимума осадков сливаются в один, а остальное время года, когда солнце удалено от зенита, занято более сухим периодом. Очевидно, что между тропиками, где один максимум осадков, и экватором, где два максимума, имеется целый ряд переходов, причем продолжительность сухих и влажных периодов будет неодинакова.

Таким образом, в тропической полосе выделяется экваториальная область, где имеется два максимума осадков в течение всего года, отделенных друг от друга полугодичными промежутками; затем на некотором расстоянии от экватора происходит постепенное сближение этих дождливых периодов во времени и, наконец, под тропиками они сливаются в один более продолжительный дождливый период.

Бедные осадками страны, как Сахара и Аравия, принадлежат также к области летних зенитальных дождей (за исключением только северной окраины, примыкающей к субтропической области зимних осадков). Летний максимум осадков, и притом определенно выраженный, имеют, очевидно, и все страны, подверженные муссонам, как в тропиках, так и в умеренных поясах, например, Индия, Индокитай, северная Австралия, восточное побережье Азии.

К северу и к югу от подтропических максимумов давления и расположенных в этих широтах пустынь находятся пояса, которые в летнее время попадают в область пассатов, а зимой в область преобладающих западных ветров с их изменчивой погодой и циклонами. Весь пояс пассатов передвигается вместе с солнцем то к северу, то к югу, причем расположенные около северных и южных границ этого пояса страны зимой выходят из-под власти пассатов и посещаются циклонами. Естественно, что это пояс зимних осадков. Особенно большое пространство этот пояс занимает в области Средиземного моря, в южной Европе, северной Африке и юго-западной Азии (Пиренейский, Апеннинский и Балканский полуострова, южный берег Крыма, Малая Азия, Сирия и Палестина, отчасти Иран, прибрежья Аравии и все северное побережье Африки).

В Северной Америке соответствующая область зимних осадков занимает меньшее пространство, преимущественно в Калифорнии. В Южной Америке такое распределение осадков имеет западная

часть республики Чили между 32—40° ю. ш., в Австралии — западное и южное побережья. Таким образом, мы видим, что субтропическая область зимних осадков выражена только в западной части материков, а на востоке, например, в Китае, Японии, на юге Соединенных штатов зимний максимум не выражен и часто даже сменяется летним, ввиду того, что дуют муссоны. В южном Китае и Японии, где в температурном отношении много общего с средиземноморской областью, осадки выпадают в большом изобилии летом, и максимум осадков летний по причине муссонов, приносящих влагу с океана. У нас сходные климатические условия имеет большая часть Черноморского побережья Кавказа, к югу от Туапсе. По температурным условиям это побережье можно было бы отнести к средиземноморской области, но, благодаря летним муссонного характера ветрам с Черного моря, оно получает много осадков и летом. Таким образом, здесь много осадков во все времена года, и здесь выпадает наибольшее количество осадков в СССР (Батуми — 2400 *мм*). Естественно, что благодаря летним осадкам южная часть Черноморского побережья Кавказа характеризуется более богатой иного облика флорой, чем, например, южный берег Крыма и вообще средиземноморские страны. По направлению к югу средиземноморские страны переходят в пустыни, круглый год лишенные осадков или очень бедные ими.

Теперь рассмотрим распределение осадков по временам года в более умеренных широтах. На континентах преобладают здесь летние дожди, хотя максимум выражен не особенно резко, и осадки довольно равномерно распределены в течение всего года. Так, в средней Европе, Европейской части СССР, в западной и восточной Сибири максимум осадков падает на лето. Только в узкой прибрежной полосе Западной Европы наблюдается преобладание зимних осадков. В Западной Европе зимний максимум осадков наблюдается в Ирландии, Шотландии, в западной части Англии, на полуострове Бретани, на западном побережье Франции. В остальной Франции (например в Париже) максимум передвигается на осень, и даже намечается второстепенный максимум весною. В Германии, особенно восточной и центральной, — летний максимум осадков. У нас в Европейской части СССР тоже главным образом летний максимум: на севере, около Ленинграда, самый обильный осадками месяц — август, в Москве — июль, в южной степной части — июнь. В западной и восточной Сибири максимум падает на июнь или июль. Причина такого распределения осадков заключается в том, что летом на континенте условия благоприятны для образования сильных восходящих токов вследствие местного нагревания воздуха. Происходит бурное поднятие воздуха вверх, сопровождающееся грозовыми явлениями. В летнее время дожди часто являются в виде ливней. На первый взгляд может казаться, что осенью, в октябре, в северной половине СССР выпадает больше осадков, чем летом. В это время небо часто целыми неделями покрыто облаками, постоянно моросит дождь, но на каждый день приходится такое малое количество осадков, что один хороший летний ливень дает больше воды, чем осенний дождь в течение целой недели.

Климатические провинции.

Климаты земного шара крайне разнообразны, и дать краткую и определенную классификацию их весьма трудно. Первые попытки создания классификаций климата были сделаны ботаниками Гризебахом и Декандолем во второй половине XIX в., причем в основу классификаций были положены термические условия, а именно температура воздуха; другим элементам почти не уделялось вовсе внимания.

Оригинальная классификация несколько позже была выдвинута А. Н. Воейковым, предложившим классифицировать климаты с точки зрения гидрографической сети, особенно рек, как продукта климата. В своей работе «Климаты земного шара» он дал схему такой классификации. А. Пенк (1910 г.) предложил также гидрологическую схему для классификации климатов, выделив три основные группы климатов: 1) влажные климаты, где осадки превышают испарение и избыток стекает при помощи рек, 2) сухие климаты — испарение поглощает все выпавшие осадки и 3) климаты снегов, где выпадение снега превышает испарение, причем избыток уносится ледниками. Ни Пенк, ни Воейков, однако, не дали карты климатов, и классификации их являются только схемой.

Попытки установить климатические провинции предпринимались не раз, но и до сих пор мы не имеем классификации, которая удовлетворяла бы всем требованиям и в то же время отличалась бы простотой и наглядностью. Сравнительно более удачной является классификация, предложенная Кеппеном.

Французский географ Мартонн переработал эту классификацию. Он характеризует свои зоны метеорологическими элементами и называет их по именам местностей, где данный климат выражен наиболее ярко.

Прежде всего Мартонн и Кеппен делят всю землю на климатические пояса по температурным условиям. С этими поясами мы уже познакомились, а потому ограничимся их перечислением. Мы имеем в этом подразделении четыре термических пояса, которые можно соединить в три. Таким образом, мы имеем три основные группы климатов: группу *климатов тропических*, или *мегатермических* (характеризующихся высокими температурами), отличающих собою страны, где средняя месячная температура не опускается ниже 20°, затем группу *климатов умеренных*, или *мезотермических* (с умеренными температурами), где средняя месячная температура, по крайней мере в течение 8 месяцев, ниже 20°, наконец, группу *полярных климатов*, или *гекистотермических* (с очень низкими температурами), за границу которых принимается изотерма 10° самого теплого месяца.

Каждая из этих групп может быть, в свою очередь, подразделена на подгруппы. Так, в тропическом поясе ясно заметно различие в распределении осадков. В неширокой полосе около экватора осадки очень обильны и выпадают довольно равномерно в течение всего года. Иногда существуют два максимума и два минимума, но они выражены не особенно резко. Эту подгруппу можно назвать *экваториальной*.

С удалением от экватора все резче выступают сухой и влажный периоды, и осадки уже не распределяются равномерно по всему году. Это собственно *тропические климаты*. Третью подгруппу составляют страны, где дуют муссоны — *климаты муссонов*.

Мартонн устанавливает еще самостоятельную группу климатов *пустынных* (*ксерофитных*, т. е. характеризующихся растениями-сухолюбами, выработавшими ряд приспособлений для перенесения сухости), это такие страны, где в силу тех или иных причин выпадает в среднем за год не более 250 *мм* осадков, и где сухой, бездождный период продолжается по крайней мере 8 месяцев. В свою очередь, группа *пустынных климатов*, в зависимости от большей или меньшей полуденной высоты солнца над горизонтом или, иными словами, в зависимости от широты, может быть разделена на подгруппу, примыкающую к тропической, например, климат Сахары, Аравии, и подгруппу, которая примыкает к умеренному поясу, причем в этом последнем случае страны с пустынным климатом характеризуются или умеренной зимой (средняя месячная температура не опускается ниже 0°) или, наоборот, вполне выраженным холодным периодом (иногда даже очень суровой зимой).

Группа *умеренных* климатов, в свою очередь, подразделяется на следующие подгруппы: 1) подгруппу, в которой нет резко выраженного холодного периода (умеренный климат без холодной зимы), 2) подгруппу, в которой средняя месячная температура хотя падает ниже 0°, но зима продолжается только короткое время, не больше 4 месяцев (климат умеренный с непродолжительной зимой), 3) подгруппу, в которой зима суровая и продолжительная (климат умеренный с суровой продолжительной зимой). В этой части мартоннновская классификация несколько изменена, т. к. устранена самостоятельная холодная группа климатов, или климатов *микротермических*.

Для наглядности рассмотрим в таблице эти подразделения.

I. Группа тропических, или мегатермических климатов	1) экваториальная подгруппа 2) собственно тропическая 3) муссонная подгруппа
II. Группа пустынных, или ксерофитных климатов	1) климат пустынь тропических 2) климат пустынь умеренного пояса
III. Группа климатов умеренного пояса (мезо- и микротермических)	1) умеренный климат без зимы 2) умеренный климат с короткой зимой 3) умеренный климат с продолжительной суровой зимой
IV. Группа полярных, или гекистотермических климатов	

Но это только схема. На самом деле, ввиду различий в распределении суши и моря и в рельефе, мы имеем значительно большее разнообразие климатов. Прежде всего следует отметить, что почти в каждой группе мы можем различить более океаническую и более континентальную разновидность климата.

Прежде чем дать характеристику климатических провинций, необходимо обратить внимание на то, что климатические особенности в большей или меньшей степени влияют на все процессы, совершающиеся на земной поверхности, например, отражаются на работе рек, на процессах выветривания и почвообразования, ритм которого изменяется в зависимости от климата: почвы тропических стран иные, нежели в умеренных; в развитии органического мира климат имеет тоже большое значение.

В наибольшей степени климатические особенности отражаются на растительном мире, так что карта климатических провинций, до известной степени, может служить и для иллюстрации распределения растительности.

При характеристике климатических провинций будем направляться от экватора к полюсам и начнем с мегатермических климатов.

Здесь мы имеем дело, прежде всего, *с экваториальной* подгруппой, куда относятся: бассейн Конго и часть Гвинейского побережья в Африке, бассейн реки Амазонки, Гвиана и южная часть средней Америки в Новом Свете, южная часть полуострова Малакки и Зондские острова в Азии, наконец, Океания, если исключить из нее более удаленные от экватора группы островов, например Гавайские и Новую Зеландию.

Некоторые из перечисленных мест находятся, сверх того, под влиянием муссонов, так что муссонный климат здесь сливается с типичным экваториальным.

Какие же особенности характеризуют экваториальный климат?

Здесь температура всегда высокая и круглый год держится около 26°, изменения погоды совершаются с удивительной правильностью и равномерностью, и пертурбации в атмосфере, хотя и очень сильны, но кратковременны. Годовые колебания температуры очень незначительны прежде всего потому, что разница между высшим и низшим полуденным стоянием солнца над горизонтом невелика. Суточные колебания температуры также умеряются вследствие большой влажности и облачности, но все же часто более значительны, чем годовые. Напрасно стали бы мы стремиться в экваториальные страны, чтобы увидать ясное голубое небо. Небо здесь почти постоянно подернуто дымкой и окутано густыми облаками. В ясные дни небо имеет опаловидный оттенок, вызывающий великолепные световые эффекты во время захода или восхода солнца. Когда разрываются облака, солнце дает массу света, но обыкновенно это продолжается недолго. Среди дня нагромождаются густые облака, разражаются гроза и ливень. Частые электрические разряды во время грозы обусловливают высокое содержание в атмосферных осадках азотной кислоты, что, в свою очередь, оказывает влияние на ход выветривания почвы и на произрастание растений. Осадков выпадает очень много, местами более 2000 *мм* (в год). Суточное колебание барометра чрезвычайно правильно, так что барометр здесь может заменять часы.

В этой подгруппе мы можем различать более *океанический* и более *континентальный* климаты. Естественно, что первый мы найдем на островах Океании и на берегах Зондских островов. Здесь разница между температурой зимы и лета достигает всего 1°, в сущ-

ности все время царит лето. Несколько больше колебание температуры в бассейне Конго и Амазонки, хотя и здесь оно невелико и не превышает 3°.

Растительность в области экваториального климата развивается с поразительной мощью. Она, можно сказать, подавляет здесь все остальное. Наиболее пышное развитие тропических лесов мы находим именно здесь: в бассейне Конго, на Гвинейском побережье, в бассейне Амазонки, в Гвиане и на Зондских островах. На островах Океании лесов сравнительно мало, потому что по большей части это небольшие коралловые или вулканические островки, густо заселенные человеком, но и здесь громадные рощи кокосовых пальм и других культурных растений обращают на себя внимание. Кроны деревьев в тропических лесах поднимаются несколькими этажами и сверху донизу увиты, переплетены лианами, которые свешиваются гирляндами вниз и делают невозможным проникновение в глубь леса без помощи топора. К ветвям и даже стволам деревьев прикрепляются многочисленные эпифитные растения. Многие растения, как, например, папоротник, представленные у нас небольшими кустарниками, являются там в виде деревьев.

Экваториальным странам свойственны особые почвы, которые ярко окрашены соединениями железа в красный и оранжевый цвет. Это так называемые *красноземы*, нередко формирующиеся на мощной коре выветривания (латеритах).

Животный мир поражает также богатым развитием, как видовым, так отчасти и по количеству особей. Правда, животные не бросаются в глаза, так как густая растительность представляет в изобилии убежища, в которых могут укрыться животные. Не говоря о массе мелких или мало заметных форм, как насекомые и пресмыкающиеся, здесь в изобилии представлены и крупные животные, как, например, обезьяны (в Африке и Азии). Птицы и бабочки поражают яркостью окраски.

Некоторое сходство с климатом экваториальным имеет местами *климат* тропических стран, подверженных *муссонам* (Индия, Индокитай, северо-восточная часть Австралии). Но, в зависимости от большого удаления от экватора, годовая амплитуда температуры здесь гораздо значительнее и может достигать 13 и больше градусов. Осадки выпадают здесь в большом изобилии, причем периодичность в их выпадении выражена гораздо резче, чем в собственно экваториальной области. Лето здесь дождливое, так как в это время дуют влажные муссоны; зима обыкновенно сухая, так как в это время воздух притекает с суши. Впрочем, для восточного побережья Индокитая, для Кормандельского побережья Декана и восточной стороны Цейлона и зимний муссон (в данном случае северо-восточный) является влажным, так как, проносясь над поверхностью океана и Бенгальского залива, он успевает насытиться влагой.

При благоприятных условиях на склонах гор, обращенных к влажным ветрам, выпадает в муссонной области максимальное количество осадков, например, местечко Черапунджа в Ассаме является одним из самых дождливых мест на земном шаре. Но местности, защищенные горами от влажных ветров с моря, как,

например, внутренняя часть Декана, получают значительно менее осадков.

Влажные местности и здесь характеризуются пышным развитием тропических лесов, тогда как более сухие покрыты саваннами. Бенгальская низменность и прилегающие к ней южные склоны Гималаев, Малабарское побережье и значительная часть Индокитая, а также Цейлон покрыты такими лесами. Правда, высота над уровнем моря вносит изменения в характер этих лесов, отражающийся, впрочем, более на его составе, чем на его внешнем облике.

В почвенном отношении такие страны характеризуются преобладанием *красноземов*.

К северу от экваториальной области расположены страны, относящиеся к подгруппе собственно *тропического климата*. Средняя годовая температура здесь ниже 25°, годовая амплитуда температуры достигает 5° и более, количество осадков обычно менее 1500 *мм*, сухой период продолжается от 4 до 6 месяцев. Преобладают пассаты. Выпадение осадков здесь более периодично, различаются сухой и влажный периоды. Непосредственно к экваториальной области примыкают страны, которые в сущности имеют еще два дождливых и два сухих периода: один более продолжительный, другой — более короткий. Они окружают в Африке в виде подковы область тропических лесов бассейна Конго. Мартонн предлагает назвать этот климат *субанским*. Аналогичный климат мы имеем в части Бразилии, Гвианы и Венесуэлы, примыкающих с севера к бассейну Амазонки. Океаническую разновидность этого климата мы находим в Океании, например, на Гавайских островах, где колебания температуры еще немногим менее 5°.

По мере удаления от экватора все с большею отчетливостью выступает один продолжительный сухой период, и количество осадков уменьшается. Это уменьшение количества осадков и выдвигание сухого периода отражаются на растительном мире. Вместо тропических лесов мы имеем первоначально парковый ландшафт. Небольшие лески разбросаны здесь среди моря трав или кустарников. Но затем мы вступаем в область тропических степей, или саванн, где только одинокие деревья, чаще всего пальмы, высятся над травянистым покровом, да вдоль рек теснится еще древесная растительность, образуя так называемые галерейные леса. Наконец, получает полное преобладание степь с кое-где разбросанными колючими кустарниками.

Эту более сухую разновидность тропического климата Мартонн предлагает назвать *сенегальским климатом*. Такой климат имеет значительная часть тропической Африки к югу от Сахары и к северу от Калахари (конечно, исключая уже указанные области экваториального и более влажного тропического климата), часть Венесуэлы и Бразилии в Южной Америке, часть Австралии, примыкающая с севера к пустынной области в ее середине.

Повсюду, где наблюдается такой климат, уже близка пустыня. Лучше всего постепенный переход от влажных экваториальных стран к пустыням выражен в Африке, и все путешественники, пересекавшие эту область, отмечали его.

Растительный и животный мир здесь имеет период покоя в зимнее полугодие, но не вследствие понижения температуры, а вследствие сухости. Травы выгорают, деревья теряют листья. Чем далее к северу, тем более ксерофитный характер приобретает растительность. Листья покрываются густым войлоком волосков, размеры их пластинки сокращаются, они иногда превращаются в шипы и колючки. Многие животные впадают на зиму в спячку, заползая в тину или под кору деревьев. В общем, это область преобладания травоядных животных (антилопы, жирафы), или животных, хорошо переносящих сухость.

Теперь перейдем к группе климатов *пустынных*, или *ксерофитных*.

Тропическую подгруппу этого климата мы находим в Сахаре, в большей части Аравии (за выделением западного побережья), в Калахари на юге Африки, в средней части Австралии, у берегов Перу и северного Чили (Атакама), в Южной Америке и на небольшом протяжении в Калифорнии.

И в пустынной области можно отличить более океаническую и более континентальную разновидность климата. Более океанический характер имеют побережье Дамары в Африке, примыкающее к Калахари, Атакама, побережье полуострова Калифорния, даже узкая прибрежная полоса Сахары вдоль Атлантического океана.

Во всей пустынной области среднее годовое количество осадков не превышает 250 *мм*, и 8 месяцев в году продолжается засуха. Дождь представляет здесь редкое явление. Но в указанных странах, прилегающих к океану, относительная влажность довольно велика, и это влечет за собою образование туманов и выпадение обильной росы. К е п п е н предложил назвать этот климат *климатом гаруа* (под этим названием известны в Чили и Перу обильные росы). Причины сухости этих мест мы уже рассмотрели, образование же туманов и росы происходит вследствие охлаждения воздуха холодными морскими течениями и глубинными водами, выступающими на поверхность у этих берегов. Колебание температуры в этих странах очень невелико, средняя годовая температура очень низка.

Более типичной является *континентальная* разновидность пустынного климата, которую мы находим в Сахаре, Аравии, в Калахари и Австралии. Это область преобладания сухих северо-восточных ветров и нисходящего движения воздуха. Колебания температуры как суточные, так и годовые велики. В этих странах наблюдаются максимальные на земле температуры — средние месячные выше 30° (до 36°), крайние свыше 40° и даже до 50°. Суточная амплитуда повсюду более 15° (в Сахаре в июле 20—26°, в январе 14—16°), годовая увеличивается к северу. В северной Сахаре по ночам нередки морозы. Размер годовых и суточных колебаний в значительной степени обусловливается прозрачностью и сухостью атмосферы, а также отсутствием сплошного растительного покрова. Прозрачность атмосферы обусловливает яркость света (по ночам луны и звезд) и резкость теней; даже свет Венеры может давать тень. Выпадение осадков здесь очень редко, иногда в течение нескольких лет не бывает дождя, а затем разражается ливень.

В большинстве случаев страны пустынного климата почти совсем безжизненны и представляют то каменистые пространства, то море песков, всхолмленных ветром и образующих материковые дюны — *барханы*. Вследствие недостатка влаги в почве процесс выщелачивания солей почти отсутствует, и в пониженных местах образуются соляные корки. Растительность крайне скудна и имеет резко выраженный ксерофитный характер, животный мир не богат числом видов и особей, но, подобно растительному миру, обнаруживает весьма интересные приспособления к среде (например, быстроту бега млекопитающих или полета птиц, окраску, воспроизводящую цвет грунта, устройство конечностей, позволяющее быстро зарываться в песок и т. д.).

Но там, где имеются в пустыне источники и близка грунтовая вода, благодаря теплоте и влаге развивается сравнительно богатая растительность *оазисов*. Насколько здесь влага является решающим фактором, можно видеть из того, что даже среди моря песка можно вырастить рощу финиковых пальм, если только при помощи бурения артезианских колодцев удастся добыть достаточно воды.

В подгруппу *пустынного климата умеренного пояса* входят: Туранская впадина, Восточный Туркестан, Монголия, Тибет, центральный Иран, небольшие пространства в середине Малой Азии, плоскогорья на западе Соединенных штатов (Великий бассейн и плато Орегона). Сухость этих стран обусловливается, частично, барьером гор, окаймляющих их со всех сторон. Некоторое влияние имеет, особенно в Туранской впадине, и направление преобладающих ветров. Осадки здесь не отсутствуют вполне, и после дождя или весной почва в более влажных местах покрывается хорошей травой. Вполне безжизненные пустыни расположены здесь только островами, а все остальное пространство представляют степи, выгорающие во время лета. Годовые колебания температуры, соответственно большей широте, более значительны. Летом температура часто не уступает сахарской, а зимой бывают суровые морозы. Для высоких нагорий имеет значение также и высота над уровнем моря. Характерны также для высоких плоскогорий чрезвычайно большие суточные колебания температуры (в Тибете до 25—26°), достигающие здесь своего максимума.

Вследствие слабого дренажа, почвы, поскольку они не представляют голых каменистых и щебневых пространств или песков, изобилуют солями и представлены сероземами и различного рода солонцами. Растительность характеризуется преобладанием ксерофитов; среди животных преобладают пресмыкающиеся, грызуны и копытные.

Перейдем теперь к *подгруппе умеренного климата без зимы*, или к *субтропическому климату*. В странах, имеющих этот климат, средняя годовая температура всегда ниже 20°, но число месяцев, когда она опускается ниже 10°, не превосходит 4. Наиболее известная разновидность этого климата — это климат *средиземноморский*, характерной чертой которого является существование сухого периода в течение лета. Но сухой период может и отсутствовать, как, например, в южном Китае (климат *китайский*). Третью разновидность

представляет климат *высоких нагорий тропической зоны* (Колумбия, Мексика), где с умеренным температурным режимом соединяется режим зенитальных дождей.

Средиземноморский климат, выраженный наиболее типично во всей области Средиземья (на Пиренейском полуострове, в южной Франции, на Апеннинском и Балканском полуостровах, на южном берегу Крыма, на побережье Малой Азии, в Сирии, Палестине, на северном побережье Африки), мы находим также на незначительном протяжении в Южной Америке — в Чили, около Сант-Яго, в штате Калифорния — в Северной Америке, в Капской колонии — в Африке и на юго-западе Австралии. Небольшое пространство, занимаемое этой климатической провинцией в Америке, объясняется барьером гор, замыкающим ее с востока, так что влияние влажных ветров простирается только на узкую полосу, а за горами мы вступаем непосредственно в область пустынного климата. Вообще средиземноморский климат типичен только для западных частей континентов, тогда как на восточных берегах ветры муссонного характера делают лето влажным.

И в средиземноморской области можно различать более океанический климат на западе, например в Португалии, и более континентальный на востоке, например в Палестине.

Вся эта область характеризуется тем, что летом она подпадает под воздействие пассатов, тогда как зимой выходит из зоны их развития, и тогда сюда начинают проникать циклоны, принося с собой влагу и изменчивую погоду. Соответственно этому лето здесь сухое время года, зима дождливая. Продолжительность сухого периода возрастает с запада на восток и с севера на юг (по мере приближения к пустыням). Морозы и снег (на низменности) еще бывают на севере, например, в Ломбардии, и отсутствуют на юге. Летом здесь постоянно ясное небо, много света. Температурные колебания годовые довольно значительны. С удлинением сухого периода к югу и востоку увеличивается солнечность и уменьшается облачность. Тунис, Палермо, Афины, Смирна и Иерусалим представляют последовательный переход к климату пустынному. Наиболее характерно средиземноморский климат выражен в местах, лежащих недалеко от моря и сравнительно не на большой высоте. С поднятием увеличивается количество осадков, понижается температура, и климат приобретает другой характер. Преобладающие почвы на низменных побережьях — *краснозем*, но гораздо менее мощный, чем в тропических странах.

Растительность средиземноморских стран приспособилась к перенесению засушливого лета, и поэтому имеет в общем ксерофитный характер. Трава развивается в течение зимы, а летом выгорает. Деревья выработали целый ряд приспособлений для перенесения засухи; сюда относится прежде всего толстая кожица листьев, уменьшающая испарения. Типичны жестколистные вечнозеленые растения. Другие растения, как, например, виноград, имеют длинные корни, которые проникают глубоко в землю в поисках за влагою. На побережье и на склонах гор, где выпадает более влаги, древесная растительность богаче.

В противоположность средиземноморской области климат *китайский* не имеет сухого периода. Благодаря муссонам здесь именно в летнее время выпадает больше всего влаги. Но и зимой циклоны приносят сюда дожди, таким образом, во все времена года выпадает достаточное количество осадков. Кроме южного Китая такой же климат мы имеем на юге Японии; далее к северу, в Манчжурии, Корее и в Приамурье, этот климат изменяется в том направлении, что зимы становятся суровее и суше. В Северной Америке аналогичным климатом пользуются юго-восточные штаты Северной Америки, в Южной Америке — бассейны рек Параны и Парагвая, в Австралии — значительная часть восточного побережья, в Африке — Наталь.

Растительность в этих странах, благодаря обилию влаги и теплым зимам, носит отпечаток тропический. Правда, состав флоры изменяется, но внешний облик отчасти напоминает тропики. Там, где культура не изменила условий, мы находим нередко пышные леса с наличием лиан.

Благодаря местным условиям (ветрам с Черного моря) южная часть Черноморского побережья Кавказа имеет сходный с китайским, в его северных частях, климат. Здесь также обилие осадков, большая облачность, тепличная атмосфера, листопадные леса с лианами и примесью вечнозеленых форм, вообще растительность более пышная, чем в типичных средиземноморских странах. Под открытым небом здесь могут произрастать такие выходцы тропических стран, как пальмы, бамбуки, бананы и многие другие растения.

Весьма оригинальная разновидность субтропического климата наблюдается *на плоскогорьях и в горах близ экватора*. В Андах Колумбии и Эквадора режим осадков сходен с экваториальной областью (отсутствие сухого периода, два максимума, соответствующих прохождению солнца через зенит). Но высота местности понижает среднюю годовую температуру, хотя последняя здесь мало изменяется в течение года. На плоскогорьях Мексики и в Боливии климат изменяется в том направлении, что имеются сухой и влажный сезоны года, и колебания температуры становятся более значительными.

Остальную область умеренного пояса мы можем разделить на следующие климатические провинции. Климат с мягкой зимой и обильным количеством атмосферных осадков может быть назван *западноевропейским*. Благодаря преобладанию западных ветров и Гольфстриму здесь мягкие зимы и незначительное (на западе не более 15°) годовое колебание температуры. Осадки довольно обильно и равномерно распределены по временам года. С востока к этой области примыкает переходная область центральной Европы с более значительными колебаниями температуры (до 25°) и не резко выраженным летним максимумом осадков.

Сходный климат имеет в Северной Америке северо-западное побережье, причем распространению этого климата далее к востоку мешает барьер гор, в Океании — Новая Зеландия, в Австралии — юго-восточная ее часть с Тасманией, наконец, в Южной Америке — южная часть республики Чили с Огненной Землей.

Климат этой последней отличается чрезвычайной облачностью и влажностью, более 300 дней с осадками, количество осадков 1500—2000 *мм*, из них четверть выпадает в виде снега и крупы. В разгаре лета температура обыкновенно не подымается выше 5—10°, и зимой редко бывают морозы более 2—5°. С другой стороны, и среди лета температура иногда опускается ниже 0°, и выпадают крупа и снег. Густые лиственные леса с примесью вечнозеленых деревьев, с массою чужеядных растений и поверженных, гниющих деревьев — леса на фоне снежных пятен и ледников придают своеобразный отпечаток юго-западному побережью Южной Америки и Огненной Земле.

Вторая провинция мезотермического климата занимает в Старом Свете северную половину Европейской части СССР до границы степей на юге и почти всю западную Сибирь до реки Енисея. Эту провинцию мы называем *западносибирской*.

Климат здесь вообще отличается континентальностью (жарким летом и холодной продолжительной зимой), большими амплитудами температуры, небольшим количеством осадков с летним максимумом. Вследствие значительного протяжения с запада на восток — от границ Польши до Енисея — замечается довольно значительное различие между крайними западными и восточными частями провинции, но изменения происходят постепенно. К востоку возрастает континентальность и уменьшается количество осадков. В Европейской части СССР годовая амплитуда температуры изменяется от 25 до 35°, количество осадков от 550 до 350 *мм*, в западной Сибири годовые амплитуды 35—45°, количество осадков 400—300 *мм*. Средние годовые температуры в западной Сибири ниже (от —12° на севере до +4° на юге), и бóльшая часть ее имеет, в противоположность Европейской части СССР, отрицательную температуру. Январские температуры колеблются в западной Сибири между —16 и —32°, но нередко бывают морозы и ниже —40°. Эта провинция находится в области преобладающих западных (ЮЗ—СЗ) ветров с Атлантического океана. Климат западной Сибири отличается, кроме того, большой изменчивостью в температурном отношении, причем размах колебаний в течение одного месяца может достигать 40°.

Повсюду в этой провинции преобладают *подзолистые* почвы, и лесная, таежного типа, растительность (в средней полосе Европейской части СССР смешанные и лиственные леса).

Сходною с западносибирской провинцией в Новом Свете является *канадская* провинция, занимающая большую часть Канады, за исключением восточной части Атлантического побережья и высоких замкнутых нагорий запада. Она также имеет континентальный климат, с большими амплитудами температуры и умеренным количеством осадков.

С юга к западносибирской провинции с ее лесной растительностью примыкает лесостепная и степная полосы, занимающие юг Европейской части СССР, южную окраину Сибири и степи Казахстана.

Климат этой области отличается несколько большею континентальностью, более высокими температурами лета и меньшим

количеством осадков, преобладанием ветров восточных направлений, обусловленных языком высокого давления, исходящим от восточносибирского антициклона. Эта климатическая провинция может быть названа *южнорусской степной провинцией*. Несмотря на ее более южное положение, повсюду бывают еще сильные морозы (с абсолютным минимумом на западе Европейской части СССР до —30°, на востоке, в степях Казахстана, даже до —40°), хотя зима и более кратковременна. На востоке Европейской части СССР, и в особенности в степях Казахстана, часты бураны.

Летом, вследствие высокой температуры и большого испарения, чувствуется недостаток влаги, хотя максимум осадков приходится как раз на лето. Недостаток влаги и избыток солей в грунте препятствуют росту древесной растительности, которая теснится здесь вдоль рек и балок, образуя подобие галерейных лесов тропиков. Благодаря быстрому разложению степной растительности и недостатку влаги для выщелачивания продуктов разложения из грунтов, образуются *черноземные* или *черноземновидные* почвы, нижние горизонты которых богаты солями.

В Северной Америке этот климат господствует в Соединенных штатах к западу от 98 меридиана, между Скалистыми горами и рекой Миссисипи, захватывая неширокую полосу на юге центральной Канады. По сравнению с Старым Светом здесь количество осадков больше.

В Южной Америке мы находим этот климат представленным в пампасах Аргентины.

Лежащая к востоку от реки Енисея и до Станового хребта часть Сибири может быть выделена в особую *восточносибирскую климатическую провинцию*.

Эта область занята зимой сильным, устойчивым антициклоном — область, где расположен зимний полюс холода. Годовые амплитуды температуры очень велики (Нерчинск — 47, 48°, Якутск — 62,3°, Верхоянск — 69,9°). Зимой продолжительные суровые морозы (ниже 40—50°) при безветрии и ясном небе. Число безоблачных дней очень велико, в особенности зимой.

Лето хотя и короткое, но с довольно высокими температурами. Почвы *подзолистые*, характерно обширное распространение вечной мерзлоты, растительность таежная. Количество осадков 300—425 *мм*, максимум летом.

Аналогичная провинция отсутствует в Новом Свете; больше всего по климату приближаются к ней некоторые наиболее континентальные районы Канадской провинции.

Крайний восток Сибири (Уссурийский край, побережье Охотского моря, южная Камчатка), а также восточная Манчжурия и Корея могут быть объединены в одну *уссурийскую* климатическую провинцию, хотя в ней необходимо различать *северную* и *южную* части.

Для всех этих стран характерна правильная смена ветров: зимой дует северо-западный муссон с материка, летом — юго-восточный с моря. Температура зимой сравнительно низка: так, во Владивостоке, лежащем южнее Флоренции, средняя зимняя температура

—12°, средняя январская —15,1°, средняя годовая всего +4,3°. Лето на станциях, лежащих недалеко от моря, также прохладное, и максимум наступает здесь в августе (Охотск 12,9°, Петропавловск на Камчатке 14,6°, Владивосток 20,8°). Весна холоднее осени. Все эти особенности объясняются умеряющим влиянием моря и таянием морских льдов. Зимы сухи, летом выпадает много осадков, приносимых муссонами с моря, велика облачность, и часто бывают густые туманы. Благодаря влажности, а на юге и довольно высоким летним температурам растительность (леса и высокотравье) отличается разнообразием и пышным развитием, но деревья местами страдают от избытка влаги. Отсутствие широтных преград обусловливает постепенный переход этой провинции в китайскую провинцию (влажную субтропическую). Этим объясняется, что растительные и животные формы юга (лиственные деревья, лианы, тигр) далеко проникают на север и встречаются тут с таежными представителями животного и растительного мира. Часты опустошительные наводнения, летом вызываемые муссонными дождями.

В Новом Свете в общих чертах сходна с этой провинцией *атлантическая* провинция, очень большая по площади и включающая в себя восточную часть Канады, южную часть Лабрадора, Ньюфаундленда и штаты Северной Америки до 98° з. д. на запад и до границ субтропического климата на юге (35° с. ш.). Вследствие отсутствия гор широтного направления климатическое влияние с юга (Мексиканский залив) и с севера беспрепятственно проникает через всю территорию штатов, и здесь еще менее, чем на востоке в Азии, существуют определенные границы.

Для большей части этой провинции характерен континентальный климат с жарким летом и довольно холодной зимой, но с значительным количеством атмосферных осадков (800—1000 *мм* и более). Зима не умеряется ни близлежащим океаном, ни течением Гольфстрима, так как в это время преобладают холодные северо-западные ветры. Температура быстро повышается с севера на юг, так что здесь растения более северных стран сближены с растениями юга. Изменчивость климата, в особенности в температурном отношении, очень велика; так называемые волны холода проносятся через всю страну, и температура может падать очень низко: на северной границе штатов до —40° и даже ниже, на юге, даже во Флориде, бывают небольшие морозы, на побережье Мексиканского залива иногда доходящие до 10°.

С другой стороны, летом наступает иногда изнурительная жара, высокая температура держится не только днем, но и ночью, при этом велика влажность воздуха и часто выпадают обильные осадки (температуры 24—27°).

Северо-восточная часть Канады, Ньюфаундленд и Лабрадор отличаются от остальной области тем, что здесь лето прохладное, причем к умеряющему влиянию моря здесь присоединяется еще влияние холодного Лабрадорского течения, так что лето в Лабрадоре даже прохладнее, чем на побережье Охотского моря и Камчатки. Большие туманы Ньюфаундленда и Лабрадора также сближают эти страны между собой.

Группа *климатов полярных*, или *гекистотермических*, может быть разделена на четыре следующие провинции: 1) провинцию арктическую на севере, 2) антарктическую на юге, 3) провинцию высоких нагорий умеренного пояса (Тибет, Памир, плоскогорья северо-западной Америки), 4) провинцию альпийской области гор.

Арктическая провинция, в силу большей континентальности северного полушария, отличается сравнительно более высокими летними температурами (но не выше +10° для самого теплого месяца), что в связи с продолжительностью дневного освещения дает возможность развиваться хотя и скудной, но все-таки более обильной растительности, чем в антарктической области, а это, в свою очередь, дает возможность существовать некоторым представителям наземной фауны.

Антарктическая провинция отличается более низкой летней температурой, более правильным распределением давления и ветров, а также их большей силой; количество осадков более значительно. Начиная с 60° ю. ш. в южном полушарии растительность представлена почти исключительно тайнобрачными растениями.

Климат нагорий отличается континентальными свойствами, скудостью осадков и чрезвычайно большими годовыми и особенно суточными колебаниями температуры. Лишь более низкие температуры и более значительные амплитуды отличают его от климата ксерофитного.

Альпийская область, наоборот, характеризуется равномерностью низкой температуры и большим количеством осадков. Благодаря интенсивности солнечного освещения травяная растительность на пространствах, освобождающихся летом от снега, отличается сравнительным обилием и яркостью цветов.

Упорная работа К е п п е н а над вопросами классификации климата продолжалась до последних лет, и в своих последних работах он пришел к правильной мысли о необходимости введения более точных метеорологических признаков классификации. Он отказался от выяснившихся недостатков своих прежних схем и, оставив в основе своей классификации деление на климатические области по действительно наблюденным температурам и по осадкам, дал следующую классификацию климатов земного шара. По температурам он выделяет 4 группы климатов.

A — области климатов экваториальных (тропических) с средними месячными температурами не ниже +18°. Экваториальные климаты занимают 36% всей земной поверхности.

C — области умеренных климатов со средними месячными температурами наиболее холодного месяца между +18° и —3°. Эти области занимают 27% земной поверхности.

D — области бореальных климатов с определенно выраженной холодной зимой и ежегодным снеговым покровом. Здесь хотя бы в течение одного зимнего месяца температура ниже —3°, а температура летних месяцев выше +10°. Эта область занимает только 7,3% всей площади земного шара, встречается только в северном полушарии и отсутствует в южном полушарии с его характерными морскими особенностями.

Сибирь им. В. Белинского

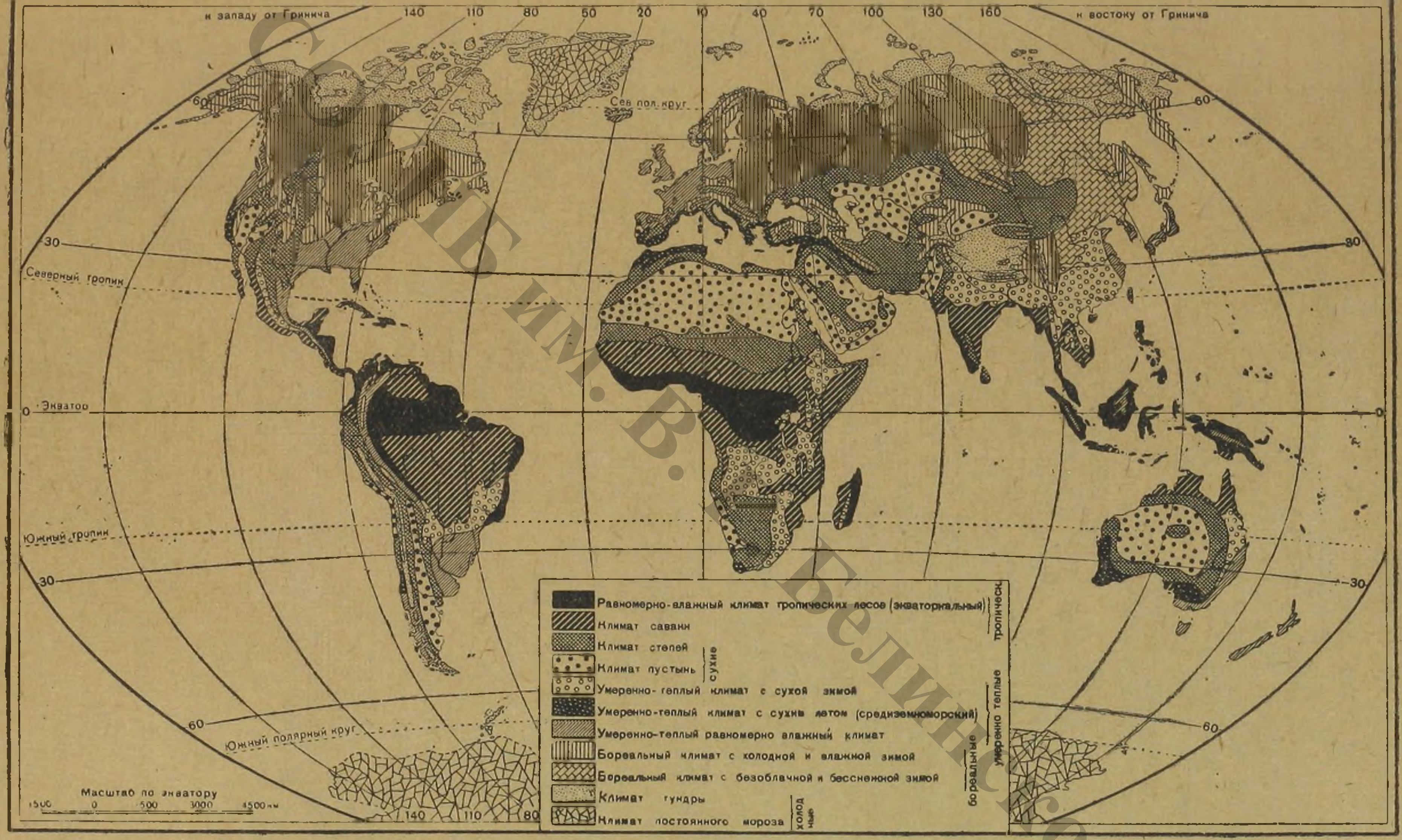


Рис. 32. Климатические провинции (по *Кеппену* и *Мартонну*).

E — области климатов тундры, где температура самого теплого месяца ниже +10°. В этой группе областей можно особо выделить область климата вечного мороза, где ни один месяц в году, даже самый теплый, не имеет средней температуры выше 0°. Эти области занимают около 19% поверхности земли.

Остающиеся 10,7% поверхности земли заняты *засушливой областью климата*, обозначаемой *B*. Кеппен выделяет сюда область, где годовое количество выпадающих осадков меньше 50 *см*, разделяя область засушливых климатов на: 1) провинцию *климатов степей*, где осадков выпадает от 25 до 50 *см* в год, и 2) провинцию *климатов пустынь*, где осадков меньше 25 *см* в год.

Схема основных 5 групп климатических областей очень проста и легко подвергается дальнейшей детализации. Кеппен выделяет (рис. 32) в области *экваториальных* климатов (*A*) 2 провинции: *Af* — равномерно-влажные климаты тропических лесов и *Aw* — климат саванн с сухой зимой и дождливым летом.

В области *умеренных* климатов *(C)* выделяются 3 провинции: *Cw* — умеренно-теплые климаты с сухой зимой, *Cs* — умеренно-теплые климаты с сухим летом, средиземноморские, и *Cf* — умеренно-теплые, равномерно-влажные климаты.

В области *бореальных* климатов (*D*) — 2 провинции: *Df* — климат с холодной и влажной зимой и *Dw* — климат с безоблачной и бесснежной зимой.

Всего, таким образом, на земном шаре мы имеем 11 климатических провинций, изображенных на прилагаемой карте (рис. 32).

Проф. Л. С. Б е р г, разработавший свою классификацию климатов, основывающуюся тоже на различиях температур и осадков, составил карту климатов, очень сходную с картой Кеппена.

Классификация К е п п е н а в еще более детализированном варианте была принята за основу при составлении карты климатов СССР советским климатологом А. В. В о з н е с е н с к и м.

Для характеристики климата мы черпаем свои материалы из наблюдений метеорологических станций, которые, как известно, ведутся на высоте около 2 *м* над земной поверхностью. Мы таким образом характеризуем только климат на этой высоте, представляющей большой интерес, так как это та примерная высота, на которой протекает жизнь человека. Кроме того, показания метеорологических приборов, расположенных на достаточно большой высоте, в меньшей степени зависят от чисто местных условий.

За последнее время, однако, наряду с этим при попытках использовать достижения климатологии для нужд сельского хозяйства, курортологии и т. д. сильно чувствовалось несоответствие между данными климатологии и требованиями практики. Оказалось, что климат приземных слоев воздуха — «климат растений» — сильно отличается от климата, изучаемого на двухметровом расстоянии от поверхности почвы, — «климата человека». Возникла особая отрасль — м и к р о к л и м а т о л о г и я, поставившая перед собой задачу изучения специфических условий нижних слоев воздуха, прилегающих к почве или находящихся над водой и иной поверхностью. Микроклиматология занимается, кроме того, изучением местных

различий, возникающих в нижних слоях воздуха в горизонтальном направлении в зависимости от условий микрорельефа. Проблема влияния растительного покрова хотя и не относится полностью к припочвенному слою воздуха, отличается, однако, тоже микроклиматологическим характером. Одной из задач микроклиматологии является также изучение процессов воздействия человека на климат. Эти вопросы имеют в условиях социалистического общества, — ставящего перед собой задачи хозяйственного освоения новых земельных пространств, рационального перераспределения сельскохозяйственных культур, максимального комфорта рабочих и жилых помещений и т. п., — большое актуальное значение и связаны с проблемой мелиорирования климата.

Изменение климата в историческую и доисторическую эпохи. Причины ледниковой эпохи.

Вопрос об изменениях климата имеет громадную литературу и тем не менее не может считаться достаточно выясненным. Мы остановимся прежде всего на вопросе, произошло ли заметное изменение климата в историческую эпоху. При этом надо иметь в виду, что изменения климата могут быть двоякого рода: 1) длительное изменение климата в каком-либо одном направлении, например, прогрессирующее уменьшение осадков или повышение температуры и т. д.; 2) периодические колебания климата или циклические его изменения, например, смена влажных периодов сухими, холодных — теплыми.

С большой достоверностью об изменениях в климате мы можем судить лишь на основании изменения в величине различных метеорологических элементов, записи которых имеются в достаточном количестве лишь относительно XIX и XX столетий и в значительно меньшем относительно XVIII столетия; при этом и самая точность материала уменьшается, чем дальше мы отодвигаемся от настоящего момента. Что касается давно прошедших времен, то здесь мы можем основываться лишь на более или менее точных показаниях отдельных лиц, последовательно регистрировавших метеорологические изменения, на данных, передаваемых летописями, на регистрации явлений, которые косвенно позволяют судить о климатических изменениях, как, например, на замерзании проливов и рек и продолжительности покрытия их льдом, на засухах и недородах, на лесных и торфяных пожарах, на смене растительных формаций, на высыхании озер и обмелении рек и т. д. Если мы обратимся к этим материалам, то окажется, что все имеющиеся данные свидетельствуют в общем в пользу того, что климат Европы, а также и других частей света в историческую, по крайней мере, эпоху не потерпел никаких существенных изменений в каком-либо определенном направлении. Наблюдения Тихо де-Брагэ на одном из островков Датского архипелага за 1582—1597 гг., будучи сравнены с современными условиями, свидетельствуют, что климат не изменился за эти 300 лет. Сличения средних годовых температур, начиная с XVIII столетия, для Парижа, Турина, Эдинбурга, Стокгольма, Ленинграда

(наблюдения за 128 лет) показывают, что они с тех пор не изменились. Повидимому, можно лишь констатировать, что климат, по сравнению с серединой XVIII столетия, сделался в северной и средней Европе несколько более океаническим, т. е. зимы стали немного мягче, лето прохладнее.

Годы	Ленинград		Эдинбург		Стокгольм	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето
1756—1800	— 8,55	16,57	2,4	15,1	— 3,55	16,37
1801—1850	— 8,13	15,86	2,3	14,7	— 3,46	15,92
1851—1900	— 7,52	16,02	3,2	14,6	— 2,87	15,63

К тому же заключению приводят и сопоставленные Г а н н о м цифры для некоторых городов Австрии: так, январь в Праге стал теплее на 1,5°, в Вене — на 0,9°, май прохладнее на 0,7 и 1,1°.

В пользу более суровых зим XVI столетия говорит более частое замерзание пролива Зунда. С XV и XVI столетий до 1916 г. не покрывались сплошным льдом пролив Скагерак и Балтийское море.

С другой стороны, существует мнение, что климат Гренландии и Исландии был некогда мягче, чем в настоящее время, и в пользу этого приводят тот факт, что малодоступные в настоящее время берега Гренландии были 700—800 лет назад гораздо гуще заселены, чем в настоящее время, так как там имелось 190 поселков, 12 церквей, 2 монастыря и резиденция епископа. Но культурно-исторические изменения могут быть вполне независимы от климата.

Еще более распространено мнение о прогрессивном высыхании южной части СССР, Туркестана, Центральной Азии, средиземноморских стран, западной Азии, южной Африки и даже всего земного шара. К числу сторонников таких воззрений относятся: А. Г у м б о л ь д т, Т. Ф и ш е р, В е н ю к о в, И. М у ш к е т о в, К р а п о т к и н, П а с с а р г э и др. В пользу такого взгляда выступил американский ученый Г е н т и н г т о н, первоначально доказывавший беспрерывное, начиная с V в. до н. э., изменение климата Передней и Центральной Азии в сторону сухости, а затем выдвинувший особую «пульсационную» теорию изменения климата, сущность которой заключается в том, что в V в. до н. э. климат был гораздо влажнее; начиная с V в. до н. э. и вплоть до V столетия н. э., происходило очень быстрое высыхание; затем с 600 по 900 г. н. э. следовало некоторое увлажнение климата, которое, однако, далеко не достигло того, что было до н. э. В течение средних веков была еще одна кратковременная эпоха увеличения осадков; с того же времени количество осадков идет на убыль. Однако взгляд о прогрессивном усыхании имеет не меньше противников в лице целого ряда авторитетных ученых, например, К. В е с е л о в с к о г о, В. Д о к у ч а е в а, С. Н и к и т и н а, А В о е й к о в а, Е. Б р ю к н е р а, П а р ч а, Ф и л и п п с о н а, П е н к а, Г р е г о р и. В недавнее время проф. Л. С. Б е р г сопоставил обширный фактический материал и пришел

к заключению, что никакого прогрессивного уменьшения осадков и усыхания не происходит, и можно говорить лишь о периодических колебаниях климата в ту или другую сторону.

Факты не доказывают ни прогрессивного обмеления русских рек, ни высыхания южнорусских степей (напротив, надвигание леса на степь и деградация чернозема скорее свидетельствуют об обратном процессе). Уменьшение количества озер в северной половине Европейской части СССР также происходит не от большой сухости климата, а от их зарастания и заполнения наносами. Факты, приводимые в пользу ухудшения климата в Советском Туркестане, в Центральной Азии и других пустынных странах, также мало доказательны. Обыкновенно ссылаются на надвигание песков, на покинутые города и оазисы, на разрушенную ирригационную сеть и т. д. Но пески приходят в движение часто вследствие неразумного истребления человеком кустарниковой растительности, покинутые и засыпанные песком города являются следствием ряда социально-экономических причин.

Сопоставление же фактов из области климатологии, гидрографии и фитогеографии пустынь говорит в пользу того, что длительного усыхания здесь не наблюдается. Если в известные промежутки времени, например, в середине XIX столетия в Туркестане наблюдалось усыхание озер, то в начале XX столетия отмечена в них прибыль воды. Уровень Аральского моря повысился на 2,75 *м*, повышения в это время наблюдались для Балхаша, Иссыккуля, озер Армении и в том числе для озера Севан. Усыхание Ирана отрицают знатоки исторической географии Ирана Томашек и Свен-Гедин; Парч и Эгинтис приводят веские доказательства, что климат Греции не претерпел никакого изменения за последние 2000—2200 лет, то же утверждает Филиппсон относительно Италии, известный египтолог Флиндерс-Питри относительно Синая, Палестины и Египта. Указания на усыхания озер в Африке (озера Стефани, Нгами, Ширва, Чад) приводились многими исследователями, но еще вопрос, имеем ли мы дело здесь с прогрессивным высыханием или с периодическими колебаниями; по крайней мере, относительно озера Чад это уже доказано.

Во Франции данные о времени сбора винограда, восходящие до XIV столетия, не дают права заключить об ухудшении климата. Карл Шотт и Альден приходят к подобному же заключению относительно климата Соединенных штатов. Там происходят лишь циклические изменения в виде неправильных волн с амплитудой не более 2—3°; и климат за последние 500 лет остается более или менее постоянным.

Резюмируя все сказанное, мы приходим к тому выводу, что для исторической эпохи нет никаких веских данных признавать изменение климата в сторону прогрессивного увеличения средней годовой температуры воздуха или уменьшения атмосферных осадков. Иное дело — циклические изменения климата, имеющие период в несколько лет или несколько десятков лет; последние в настоящее время признаются большинством климатологов. При установлении

таких периодов первоначально исходили из теоретических соображений. Так, пытались установить влияние различных фаз луны на изменение климата, но до сих пор все такого рода сопоставления не привели к какому-либо результату. Затем обратили внимание на периодическое изменение в количестве солнечных пятен и пытались связать их с климатическими колебаниями. Солнечные пятна обнаруживают период в среднем в 11,1 года, причем число их возрастает в продолжение 6,5 года, а затем убывает в течение 4,6 года. Кроме периода в 11,1 года имеются еще периоды в 33,3 года и кратные от него: $^1/_3 = 11{,}1$; $^1/_4 = 8{,}34$; $^1/_7 = 4{,}77$ и т. д. М. Б о г о л е п о в, которому принадлежит ряд работ, посвященных циклическим изменениям климата, придает большое значение этим изменениям, в особенности периоду в 33,3 года, который он отождествляет с Брюкнеровским периодом в 35 лет (см. ниже). Но если судить по всей совокупности имеющихся данных, то влияние периода в 11,1 года солнечных пятен оказалось довольно незначительным.

По К е п п е н у, в тропических странах параллелизм между средней температурой года и частотой солнечных пятен выражен заметно, в средних же и высоких широтах менее явственно, при этом при большом количестве пятен температура ниже, и наоборот. Установлено также некоторое соотношение между количеством осадков, числом циклонов и их силой в Индийском океане и близ Антильских островов и солнечными пятнами, причем максимум последних соответствует максимуму указанных метеорологических элементов, однако, здесь имеется не мало исключений.

При установлении своего 35-летнего периода Б р ю к н е р (в 1890 г.) шел иным путем, именно — он вывел свой период на основании последовательной смены влажных и сухих, холодных и теплых годов, не предрешая предварительно причин таких изменений.

Для установления периода Б р ю к н е р у послужил громадный материал: 1) колебания уровня Каспийского моря; 2) колебания уровня не имеющих стока озер; 3) вскрытия и замерзания русских рек; 4) данные, полученные на приборах о количестве осадков на всем земном шаре; 5) то же относительно температуры; 6) давления воздуха; 7) записи о сборе винограда с 1391 г.; 8) данные о колебании цен на хлеб; 9) материал П и л ь г р и м а о суровых зимах с 1020 г.; 10) наступания и отступания альпийских ледников. В результате Б р ю к н е р пришел к выводу о существовании колебаний климата одновременно на всей суше: в течение $35^1/_2$ лет проходит один минимум осадков и одновременно максимум температуры и один максимум осадков и одновременно минимум температуры. Амплитуда колебаний температуры около 1° Ц, а осадков от 12 до 25% для Западной Европы, тогда как в континентальных странах амплитуда колебаний осадков значительно больше и может достигать 36 и даже 100%. Совпадение между низкой температурой и большим количеством осадков и обратное между максимумом температуры и минимумом осадков в областях с морским климатом неполное и допускает довольно многочисленные исключения, тогда как в континентальном климате таких исключений не

встречается. Эти аномалии находятся в связи с распределением давления: высокое давление на море определяет для этого последнего и прибрежных стран сухой период, тогда как одновременно устанавливающееся низкое давление на суше определяет для нее дождливый период. Вообще дождливый период связан с ослаблением разницы в давлении на суше и на море.

Согласно Брюкнеру, сухие и теплые периоды группируются вокруг 1715, 1760, 1795, 1825 и 1860 гг. Следующий сухой жаркий период должен был наступить в середине 90-х годов XIX столетия, и действительность оправдала предположения Брюкнера, засвидетельствовав это повальными пожарами лесов в 1897 г. Влажные холодные периоды, по Брюкнеру, группируются около годов: 1745, 1775, 1810, 1845, 1880. Следующий влажный период должен был наступить в начале второго десятилетия XX столетия, и это также в общих чертах оправдалось, так как об увеличении количества осадков к 1910 г. свидетельствует подъем уровня Аральского моря и других озер Туркестана, Закавказья и пр., увеличение количества осадков в Средней Азии и т. п.

Поддержку брюкнеровские периоды получили и со стороны Э. Рихтера (1891 г.), рассмотревшего колебания альпийских ледников. Результаты сводятся к следующему: наступление ледников повторяется периодически через промежуток времени в 20—40 лет, в среднем за последние три столетия через 35 лет. В общих чертах эти периоды совпадают с брюкнеровскими периодами. Наступление ледников, естественно, несколько запаздывает, но все же делается заметным еще во время влажно-прохладной эпохи.

Годы начала наступления ледников были: 1592, 1630, 1675, 1712, 1735, 1767, 1814, 1835, 1875.

О возможных причинах климатических колебаний Брюкнер не высказался. Установление в недавнее время 33- или 35-летнего периода солнечных пятен позволяет связать эти явления причинной зависимостью. У нас в особенности М. Боголепов выступил в защиту 33,3-летнего периода и дополнил данные Брюкнера, рассмотрев колебания климата за 1000-летний промежуток на основании показаний русских летописей. Кроме того, Боголепов констатировал зависимость циклических колебаний давления воздуха от большей или меньшей густоты солнечных пятен.

Обращаясь теперь к более отдаленной, доисторической эпохе, мы можем для нее установить также изменения климата с значительно большим периодом. Критерием при суждении об изменении климата в доисторическую эпоху является смена растительных форм.

В настоящее время можно считать более или менее доказанным, что между началом отступания последнего ледника и исторической эпохой был, по крайней мере, один период, отличавшийся климатом более теплым и сухим, чем современный. Эту эпоху ботаники называют *ксеротермической*. К этой эпохе относят образование лёсса и распространение степей, причем степи с характерной для них флорой и фауной были констатированы и для Западной Европы.

Наиболее подробно вопрос о колебаниях климата в послеледниковую эпоху разработан для Швеции. Южная Швеция после отсту-

пания ледника покрылась растительностью арктически-альпийского типа с преобладанием Dryas octopetala, мелких ив, карликовой березы и т. п. Нахождение водяных и болотных растений говорит за то, что климат был холодный и влажный. Затем в южную Швецию вкочевала береза, а после нее сосна; климат тогда был более сухой и континентальный, чем теперь. К концу эпохи сосны появились многие широколиственные формы: клен, ольха, орешник, европейская липа, горный вяз («бореальная» эпоха).

Затем происходит увлажнение климата, начинается распространение дуба, который в южной части Швеции совершенно вытеснил сосну. Вместе с дубом распространились клен, ясень, тисс, плющ и другие деревья и кустарники, нуждающиеся в более высокой влажности и температуре, чем сосна. Вяз и орешник (Corylus avellana) были распространены севернее, чем теперь, занимали большую площадь и поднимались выше в горы («атлантическая» эпоха). Далее климат вновь становится более сухим с высокими летними температурами, температура же зимы могла быть и такой же, как в современную эпоху, так что климат был более континентальным («суббореальная» эпоха). Исследователь флоры Швеции А н д е р с о н относит максимум этой теплой эпохи за 8—10 тыс. лет до настоящего времени. Этот континентальный климат сменяется затем более влажным («субатлантическим»), и начинается снова распространение ели, которая в настоящее время вытесняет сосну и достигла до южной части Швеции. Приблизительно в одно время с елью вкочевал и бук. Распространение ели и бука относится уже к современной эпохе, которая характеризуется более влажным океаническим климатом.

Весьма интересны также изменения климата в послетретичную эпоху, которые были констатированы Д ж и л ь б е р т о м на основании колебаний уровня воды в угасших озерах: Боневильском, жалким остатком которого является современное Соляное озеро в штате Юта, и Лахонтанасском в Неваде, ныне уже совершенно пересохшем.

Д ж и л ь б е р т принимает 5 эпох: 1) продолжительную эпоху сухого климата с очень низким стоянием уровня воды; 2) эпоху влажного климата и высокого стояния уровня воды; 3) эпоху чрезвычайно сухого климата, когда озеро совершенно пересохло, и образовалась соляная корка (местность вокруг Соляного озера имела тогда более пустынный характер, чем теперь); 4) сравнительно короткую влажную эпоху, когда уровень озера поднялся выше, чем во вторую эпоху, и стоял на 300 *м* выше современного, так что озеро имело сток в реку Колумбию; 5) наконец, современную относительно сухую эпоху, когда озеро, имевшее перед тем 550 *км* в длину и 200 *км* в ширину, сократилось до современных своих размеров. Д ж и л ь б е р т полагает, что периоды высокого стояния уровня озера соответствовали ледниковым эпохам Северной Америки.

Еще более значительны были изменения климата за промежуток времени от начала третичного периода до ледниковой эпохи.

Судя по ископаемой флоре в начале третичного периода, в эоцене, в Европе господствовал тропический климат, в олигоцене заме-

чается небольшое охлаждение, но все же наряду с формами умеренного климата встречались и тропические, например, пальмы, древовидные лилейные.

В миоцене в средней Европе был теплый климат с небольшими зимними морозами, и тогдашняя флора напоминала современную флору южных атлантических штатов Северной Америки и южного Китая (лавровые и камфарные деревья, секвойя, бамбуки, драконовое дерево, пальмы, древовидные папоротники).

Даже на далеком севере, в Гренландии и на Гриннеллевой земле, под широтами 70—82° с. ш. была флора, какую мы находим в северной Италии: наряду с широколиственными, теряющими на зиму листву, деревьями были найдены вечнозеленые и ряд вымерших в настоящее время в Европе форм, как-то: Ginkgo, Taxodium, Libocedrus, Sequoia и др. Однако не следует на этом основании заключать, как это сделал в свое время д е - Г е е р, что тогда здесь был субтропический климат; как показывают примеры южного Чили и берегов Магелланова пролива, такая флора совместима с умеренным влажным климатом и слабыми морозами. В конце миоцена климат, повидимому, сделался несколько прохладнее, и охлаждение прогрессировало во время плиоцена, причем климат в Европе стал приближаться к современному.

Четвертичный период характеризуется уже сильным охлаждением, повлекшим за собой оледенение Европы и Америки, причем ледники спускались по долине Днепра до 49° с. ш., а по долине Миссисипи даже до $37^1/_2$°. Одновременно ледники получили широкое распространение в горах Европы, Азии и Америки, и есть основание полагать, что и оледенение в южном полушарии, по всему протяжению Андов, в горах южной тропической Африки, южной Австралии, Тасмании, на южном острове Новой Зеландии и в Новой Гвинее, было синхронично с оледенением северного полушария.

Как было уже указано раньше, оледенение в четвертичный период слагалось из нескольких фаз, разделенных более теплыми межледниковыми эпохами.

Что касается причин, вызвавших оледенение, то их нельзя считать строго установленными, несмотря на громадную литературу по этому вопросу.

Все гипотезы о причинах оледенения могут быть сведены к трем категориям; причины могут быть: 1) *космические* (например, изменение в солнечной радиации, изменение положения земли относительно солнца); 2) *теллурические* (изменения в физических явлениях, касающиеся исключительно земли, например, изменения состава воздушной оболочки); 3) *геологические* или *географические*, например, иное распределение суши и моря, поднятие участков земной коры.

I. Изменение солнечной радиации имеет в виду гипотеза Д ю б у а. Он предполагает, что первоначально солнце было в стадии белой звезды и характеризовалось более интенсивной радиацией, одновременно и нагревание земли было более значительным. При переходе от стадии белой к стадии желтой звезды, совпадавшем, будто бы, с промежутком времени от начала третичного периода до

плейстоцена, происходило непрерывное уменьшение силы радиации и одновременно охлаждение земли. В последующее затем время происходят колебания в силе радиации солнца, причем солнце получает временами красноватую окраску; этим моментам потемнения соответствуют ледниковые эпохи, тогда как периодам, когда солнце опять возвращается к стадии желтой звезды, — продолжительные межледниковые эпохи.

Г а н н признает гипотезу Д ю б у а заслуживающей внимания, но против нее можно возразить: 1) что за историческое время не доказано никакого ослабления солнечной радиации и 2) что с теоретической стороны обоснование постепенного охлаждения солнца и ослабления радиации солнца встречает веские возражения (А р р е н и у с). Во всяком случае эти процессы протекают более медленно для того, чтобы ими объяснить сравнительно непродолжительные ледниковые и межледниковые эпохи.

II. Теоретически можно было бы связать колебания в количестве тепла, получаемого землей от солнца, с изменением наклона земной оси или экватора к плоскости эклиптики (этот наклон изменяется от 22°,6′ до 24°,50′ в период времени, равный 40 000 лет). Увеличение наклона влечет за собой увеличение тепла у полюса и уменьшение на экваторе, следовательно, к сглаживанию температурных различий по широте. Обратное, т. е. усиление различий, происходит при уменьшении угла наклона. Было вычислено, что при увеличении наклона полюс получит на 5% больше лучистой энергии, экватор потеряет 0,5%, в средних широтах не произойдет никаких изменений; различие между временами года несколько увеличится; средняя температура земли останется неизменной. Вообще, происходящие при этом изменения слишком малы для того, чтобы вызвать ледниковую эпоху.

III. Колебания климата могут быть обусловлены изменением эксцентрицитета земной орбиты (эклиптики), в связи с предварениями равноденствий. При максимальном эксцентрицитете земля получает всего на 0,3% больше тепла, чем при современных условиях. Но количества лучистой энергии, получаемой землей в перигелии и афелии, сделаются более различными; в настоящее время количество тепла, получаемого в перигелии, всего на $^1/_{15}$ больше такового, получаемого в афелии, тогда оно возрастет до $^1/_3$. Для того полушария, в котором зима в перигелии, разница между временами года уменьшится (зима значительно теплее, лето холоднее вследствие большого удаления от солнца), для другого полушария сильно возрастет. Одновременно увеличится различие в продолжительности времен года. В настоящее время лето северного полушария длиннее зимы на 7,8 дня, потому что во время лета северного полушария земля находится в афелии, а во время зимы в перигелии. При максимальном эксцентрицитете и при соответствующем положении линии апсид это различие может возрасти до 36 дней. Так как положение точки весеннего равноденствия по отношению к перигелию и афелию периодически изменяется (полный период равен 21 000 лет; через 10 500 лет положение земли, по отношению к перигелию и к афелию, будет обратно современному), то соответственно этому

изменяются и количество тепла, получаемого землей в разные времена года, и продолжительность времен года.

Понятно, что увеличение продолжительности зимы на 35—36 дней вызовет существенные изменения в климате. Наиболее подробно и обстоятельно изменения, вызываемые увеличением эксцентрицитета и положением точки весеннего равноденствия по отношению к перигелию и афелию, в их влиянии на ледниковую эпоху были рассмотрены Джемсом Кроллем. Эта гипотеза оперирует исключительно климатологическими факторами и большое внимание уделяет изменению в силе течений.

Если зима наступает в положении афелия, в период большого эксцентрицитета земной орбиты, то она будет гораздо продолжительнее и суровее, чем теперь. Снег выпадает тогда в данном полушарии под теми широтами (в умеренном поясе), где в настоящее время выпадает дождь. В начале весны и лета, вследствие увеличения испарения с поверхности моря, выпадение снега будет еще продолжаться некоторое время. Хотя позднее снег и начнет таять, но все-таки пройдет не мало времени, пока от него освободятся низкие части суши, на горах же, и даже не очень высоких, снег сохранится в течение всего лета. А осенью опять начнется выпадение снега. На следующий год повторится то же самое, с тою разницей, что снеговая линия будет лежать уже ниже. Из года в год повторяется то же самое, так что в конце концов все более возвышенные части суши остаются покрытыми снегом, и ледники спускаются глубоко в долины. К этому присоединяется еще новый фактор, содействующий дальнейшему оледенению: обширные пространства, покрытые снегом и льдом, содействуют охлаждению паров, приносимых ветром, и превращают их в снег. Благодаря охлаждению воздуха снеговыми массами, и летом условия благоприятны конденсации паров, поэтому возрастает облачность и число дней с туманами, а это, в свою очередь, ослабляет действие солнечной радиации и замедляет таяние снега.

Далее Кролль утверждает, что ошибочно думать, что лето в перигелии (во время ледниковой эпохи) может быть жарким. Несмотря на большое количество получаемого землей тепла, солнце не может растопить всей массы снега и льда. Ни один континент, покрытый снегом и льдом, не может иметь жаркого лета. К взаимодействию только что указанных факторов присоединяются еще новые весьма важные обстоятельства. В то время, как снег и лед скопляются в одном полушарии, они уменьшаются в другом. В результате в холодном полушарии возрастает разность давления между экватором и более высокими широтами, и усиливается соответствующий пассат: теплые воды тропических морей вгоняются все более в умеренные широты теплого полушария, и одновременно ослабевают теплые течения в противоположном полушарии. Если бы холодным полушарием было северное, то Гольфстрим ослабел бы, и это повело бы к дальнейшему накоплению снега и льда.

Аналогичное взаимодействие друг на друга целого ряда физических факторов наблюдается в теплом полушарии, но в прямо противоположном направлении.

Гипотеза К р о л л я вызвала возражения даже со стороны климатологов:

1) Необходимо признать, что Кролль преувеличил влияние охлаждения от большей продолжительности зимы. В настоящее время зимы продолжительнее в южном полушарии и тем не менее они там мягче, чем в северном, в зависимости от преобладания в этом полушарии воды.

2) Большая сила юго-восточного пассата зависит не от более холодной зимы южного полушария, а, как утверждает В о е й к о в, от преобладания в этом полушарии водной стихии. На более благоприятные тепловые отношения Атлантического океана и мощность Гольфстрима влияет также конфигурация берегов Южной Америки у мыса С. Рок.

3) Положение теплового экватора к северу от экватора обусловливается не тем, что зима этого полушария приходится на перигелий, а большим развитием материковых масс в сравнительно низких широтах и невозможностью для вод холодных глубин арктических морей проникнуть в низкие широты вследствие наличности подводного порога.

4) Благоприятные условия для накопления снега и льда заключаются не в одних низких температурах зимы. Зимы наиболее суровы в восточной Сибири, но там нет ледников, напротив, на побережье Аляски, на северо-западе Америки и в Скандинавии оледенение значительно, несмотря на мягкую зиму. Наиболее благоприятствуют образованию ледников не суровые зимы, а холодный влажный климат. В настоящее время наибольшее оледенение в южном полушарии, где разница между летней и зимней температурами не так велика.

5) Наконец, теория Кролля, как и все подобные теории, не может объяснить одновременность ледниковой эпохи в северном и южном полушариях, а такая одновременность, судя по новейшим изысканиям, более чем правдоподобна.

В недавнее время по вопросу о происхождении ледниковых периодов выступил М и л а н к о в и ч, который в своей работе о математической теории термических явлений, вызванных солнечной радиацией, произвел количественный подсчет поступления солнечного тепла за 650 тыс. лет до 1800 г. Результаты вычислений дают возможность говорить о колебаниях в поступлении тепла, которые не только совпадают во времени с ледниковыми периодами, но находятся в соответствии и с отдельными фазами наступления ледников.

IV. К гипотезам теллурическим относится прежде всего гипотеза, имеющая в виду изменение положения земной оси, или, иными словами, полюсов под влиянием геологических процессов и перемещения масс. С точки зрения геофизики эта гипотеза вполне допустима. Ж. Д а р в и н доказал, что если бы земля была абсолютно тверда, то и тогда полюсы могли бы переместиться на 3° сравнительно с своим первоначальным положением. Если же признать пластичность земли, что более соответствует действительному положению вещей, то перемещение полюсов может достичь 10—15°. Со стороны геологов эта гипотеза не встретила сочувствия.

Крейхгауер и Дж. Эванс изменили эту гипотезу в том смысле, что они признают земную ось и полюсы неподвижными, но предполагают, что земная кора целиком перемещается вокруг центрального ядра, так что околополярные страны могут попасть в более низкие широты.

V. Из гипотез, имеющих в виду теллурические причины, большого внимания заслуживает гипотеза Аррениуса.

Известно, что световые солнечные лучи атмосфера пропускает в большей степени, чем темные тепловые лучи, испускаемые землею, при этом атмосфера задерживает тем более лучей, чем большее количество паров и углекислого газа в ней содержится. В настоящее время углекислого газа (по объему) в воздухе содержится 0,03%. Если содержание углекислого газа в воздухе по какой-нибудь причине увеличится, то в результате, вследствие малой теплопрозрачности углекислого газа, будет теплый период, если же, наоборот, уменьшится, то атмосфера сделается более теплопрозрачной и произойдет охлаждение. Достаточно уменьшения количества углекислого газа на 55—62% против современного, чтобы произошло понижение средней годовой температуры в околополярных странах, способное, по всей вероятности, вызвать оледенение. Увеличение количества углекислого газа, по Аррениусу, происходит вследствие вулканических извержений, поэтому периоды интенсивной деятельности вулканов совпадают с теплыми периодами, но затем количество углекислого газа, выброшенного извержениями, в период спокойный уменьшается, так как углекислый газ усваивается организмами, перерабатывается растениями, связывается горными породами, и обеднение воздуха углекислотой влечет за собой охлаждение и наступление ледникового периода.

VI. Последняя группа гипотез усматривает чисто географические причины. Мы уже видели, что на месте северной части Атлантического океана в начале четвертичной эпохи была суша, и теплые экваториальные течения туда не могли проникать. Таким образом, по мнению сторонников этой гипотезы, ледниковый период в Европе и Северной Америке был вызван геологически длительным широтным поднятием земной коры, изолировавшим Северный Ледовитый океан от теплых экваториальных течений Атлантического океана: ледниковые и межледниковые эпохи соответствуют эпохам вековых колебательных движений этого барьера, причем первые отвечают эпохам наибольшего поднятия и более или менее полного замыкания полярного океана, вторые — эпохам опускания и временному общению вод обоих океанов. Очевидно, что этой причиной можно объяснить охлаждение только в Северной Америке и Европе, хотя защитники ее думают, что оледенение на севере могло повлечь за собой охлаждение и в южном полушарии.

Многие географы и геологи усматривают известный параллелизм между эпохами интенсивного оледенения и эпохами сильного горообразования. Очевидно, образование обширных и мощных поднятий должно при наличии влажных ветров способствовать конденсации водяных паров и постепенному накоплению снега и льда. Напротив, опускания заставляют ледниковый покров сокращаться.

XII. ДЕСТРУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ.

На изменение рельефа земной поверхности влияют как эндогенные, так и экзогенные силы, и роль последних нисколько не меньше, чем роль первых. В конечном результате деятельность экзогенных сил сводится к нивелировке земной поверхности: к разрушению и понижению положительных форм рельефа и к заполнению отрицательных.

Деятельность экзогенных сил главным образом разрушительная, и процессы, вызываемые ими, называются *деструкционными* процессами. Различают три стороны в этих процессах: разрушение, перенесение и отложение разрушенного материала. Разрушение осуществляется прежде всего благодаря выветриванию, подготовляющему материал, который затем может быть перенесен в другое место и там отложен. Общим термином для обозначения переноса служит — *денудация* (буквально — обнажение)[1]. Денудирующим образом действуют сила тяжести, текучая вода, лед, морской прибой и ветер. Для обозначения процесса отложения пользуются термином — *аккумуляция*. Разрушительная и переносная деятельность воды и льда вдоль путей их движения, связанная с углублением и расширением ложа, носит название *эрозии*, в отличие от плоскостного сноса и смыва. Эрозия ледниковая называется часто также *экзарацией*. Денудирующая и транспортирующая работа ветра называется *дефляцией*, т. е. выдуванием. Изменение рельефа, производимое механическим воздействием ветра при помощи мелких частиц, шлифующих и истирающих встречаемые на пути твердые породы, называется *корразией*[2]. От корразии надо отличить *коррозию*, когда разрушение производится химическим действием текучей воды. Разрушение горных пород и изменение их прибоем морских волн называется *абразией*.

Так как абсолютно устойчивых горных пород по отношению к деструкционным процессам не существует, то все породы подвергаются рано или поздно распаду. Но одни породы разрушаются быстрее, другие медленнее. Поэтому можно говорить о более устойчивых и менее устойчивых породах. Устойчивость пород зависит от их физических и химических свойств — однородности (гомогенности) или неоднородности (гетерогенности), сложения, теплоемкости, растворимости, трещиноватости и т. д. Большое значение имеет также и тектоническое строение местности (характер залегания пород).

---

[1] Различают денудацию плоскостную и линейную. Часто под денудацией понимают только плоскостную, а линейный снос называют эрозией.

[2] Часто механическую деятельность льда также называют корразией.

В зависимости от климатических условий местности получает преобладание тот или другой из перечисленных выше процессов, хотя обыкновенно в одной и той же области совместно действуют многие из разрушительных агентов, но работа одних проявляется весьма ярко, тогда как работа других мало заметна. В высоких горных областях и в полярных странах преобладают механическое выветривание под влиянием резких колебаний температуры и ледниковая эрозия. Механическое выветривание и работа ветра особенно сильно проявляются в пустынях и в высокогорной области. В областях умеренного климата и во влажных тропических странах преобладающее значение имеют эрозия и химическое выветривание.

Различают выветривание механическое, или физическое, химическое и органическое; последнее — не что иное, как совместное действие первого и второго.

Механическое выветривание — результат резких изменений температуры. В гомогенных породах (состоящих из одного минерала) оно ведет к отслаиванию поверхностных частей горной породы до глубины, на которую распространяются температурные колебания, и зависит от шероховатости и цвета пород. Гетерогенные горные породы особенно подвержены этому действию, так как составляющие их минералы имеют различные коэфициенты расширения и различную теплоемкость. Механическое выветривание усиливается в том случае, если в трещины породы поступает вода, которая, расширяясь при замерзании, раздвигает стенки трещин. Сюда же относят действие корней древесных растений, разрыхление породы роющими или копытными животными, распашку полей и прочую деятельность человека.

Химическое выветривание играет важную роль главным образом во влажных странах и зависит от характера горных пород. В проницаемых породах это действие сказывается в большей степени, в непроницаемых химическому воздействию подвергаются лишь верхние, наружные части. Особенно возрастает интенсивность химического выветривания в растворимых горных породах (каменная соль, гипс, известняк, доломит). Химическое выветривание осуществляется как самою водою, так и растворенными в ней веществами: кислородом, углекислотой, азотистыми соединениями и т. д. При этом происходят иногда очень сложные реакции. Все эти вещества, химически действуя, разрушают и изменяют состав минералов, слагающих горную породу. Такое же действие оказывают и различные организмы, например, бактерии, а также различные растения — мхи, лишайники и др.; сгнивая, они дают некоторые растворимые гумусовые кислоты, разрушающе действующие на горную породу.

Большее или меньшее накопление продуктов выветривания, при прочих равных условиях, зависит от характера горной породы и климата. Естественно, что в трещиноватых и водопроницаемых горных породах, как, например, известняках, почти отсутствует смыв, и поэтому продукты разрушения могут накопляться в значительных массах. В сухих странах (Сахара, Центральная Азия и запад США), вследствие бедности осадков и отсутствия смыва, горные вершины как бы утопают среди продуктов выветривания, ими заполняются все котловины, и рельеф получает более сглаженный характер.

Остающиеся на месте своего образования продукты выветривания в виде более или менее мощного слоя обломков и глин образуют так называемую *кору выветривания, или элювий*.

Однако в большинстве случаев продукты распада не остаются на месте. Под влиянием тяжести происходят осыпи, оползни, обвалы. Перемещение разрушенного материала под влиянием тяжести зависит от крутизны склона.

В конусах осыпей склон, по наблюдениям П и в о в а р а, может достигать 26—43°: в гранитах 37°, в известняках и доломитах 32—34°, в глинистых сланцах 26—32°. Вода, просачивающаяся до глинистых подлежащих толщ, облегчает сползание горных пород.

Постепенное и медленное перемещение материала образует осыпи, быстрое — горные обвалы, характерные для всех горных стран, в особенности с сильно нарушенным напластованием. В 1881 г. в Альпах произошел грандиозный обвал близ Эльма, в кантоне Гларус. Вследствие неразумной разработки каменоломни и обильных дождей в долину спустился поток из щебня в 1500 *м* длины и 400—500 *м* ширины, покрывший не только дно долины, но и нижнюю часть противоположного склона. Особенно памятен также обвал горы Росберг в 1806 г., повлекший за собой гибель четырех деревень. В Крыму особенно опустошителен был оползень близ деревни Кучукой в 1786 г., когда вся местность почти на 2 *км* в длину и на 1 *км* в ширину сползла к морю. В 1915 г. снова повторился здесь в большом масштабе оползень. Грандиозный обвал, происшедший вследствие землетрясения на Памире в 1911 г., почти совершенно погубил 5 кишлаков и, кроме того, запрудив реку Мургаб, вызвал образование озера, затопившего кишлак Сарез. Оползни происходят вследствие скольжения рыхлых масс по глинистой подстилке.

В местах, где скопилось много рыхлого материала, он смешивается с водой и в виде грязевого потока, часто с крупными глыбами пород, спускается вниз, — это оплывины, называемые в Альпах *мурами*, на Кавказе — *селями*, или силями. В последнее время обратили внимание на так называемую *солифлюкцию* — медленные движения напитанного водой грунта («плывун»), образующие причудливые фигуры и происходящие под влиянием изменений температуры и таяния снега в полярных странах.

Перемещению продуктов распада горных пород содействует и дождевая вода; ее работа протекает двояко: или более или менее равномерно по всей поверхности — это называется *плоскостным смывом*; вода в таком случае смывает рыхлые продукты, переносит их вниз и отлагает на склонах и у подошвы склонов. Эти отложения называются *делювиальными*. Если же вода протекает по определенному водотоку, то мы имеем *линейный* смыв.

Формы рельефа отличаются бесконечным разнообразием. Тем не менее некоторые характерные особенности ландшафтов, в зависимости от свойств горной породы, могут быть отмечены.

Местности, сложенные из массивно-кристаллических пород (граниты, диориты, диабазы, гнейсы и т. д.), в зависимости от стадии разрушения имеют различный ландшафт. В высокогорных областях, особенно сильно подвергающихся деструкции, эти породы часто

принимают формы пирамид, пиков, зубьев, крутопоставленные породы образуют иглы. Здесь главная роль принадлежит механическому выветриванию. Другой характер носит ландшафт, если развитие данной местности достигло стадии зрелости. Примером могут служить сложенные из кристаллических пород средневысотные горы в Германии, имеющие мягкие, закругленные очертания, пологие задернованные склоны; только в верхних частях долин мы находим осыпи из громадных каменных глыб. Когда при интенсивном механическом и химическом выветривании удаление продуктов распада совершается медленно, гранитные скалы возвышаются среди моря осыпей. При выветривании массивно-кристаллические породы распадаются на отдельности. Диориты раскалываются на шары, базальты возвышаются в виде шестигранных колонн, граниты дают чаще плитообразную или матрасовидную отдельность. Нередко граниты распадаются на неправильные округлые глыбы, покрывающие значительные пространства, образуя каменные россыпи, или «каменные моря».

Глинистые породы (глины, мергеля и глинистые сланцы) дают в конечной стадии развития более мягкий ландшафт. Однако в начале воздействия разрушительных процессов такие местности имеют глубокие рытвины, разделенные узкими гребнями. В мергелях разрушение еще интенсивнее, чем в глинах, так что иногда (Bad Lands в Америке) передвижение здесь весьма затруднительно. В областях развития глинистых пород особенно большую роль играют оползни. В глинистых сланцах наблюдается то же, что и в глинах, но так как они более прочны и слоисты, то разрушение идет неравномерно, и в горах они дают пики, которые впоследствии сглаживаются.

Породы, проницаемые для воды, разделяются на растворимые и нерастворимые. Относящиеся к последним песчаники Саксонской Швейцарии распадаются по вертикальным плоскостям на отдельности. Для них характерны плато, или столообразные возвышения, разделенные многочисленными долинами, крутые, часто вертикальные склоны. В конце же эволюции песчаники имеют довольно мягкий рельеф. В конгломератах (сцементированные обломки горных пород) твердые части, например, обломки пород, труднее поддаются разрушению, цементирующие слои легче; последние выносятся, остаются более устойчивые. Часто при этом образуются своеобразные формы рельефа в виде грибов, башен и т. п. Аналогичные формы представляют морены и туфовые породы, в которых, благодаря смыву и выветриванию, образуются так называемые земляные пирамиды (столбы с камнями или без них наверху).

В песках, в лёссе под влиянием экзогенных сил создается мягкий рельеф. Однако, благодаря свойству лёсса раскалываться по вертикальным плоскостям, в лёссовых ландшафтах мы часто находим крутые вертикальные стенки.

Особенно резко сказывается влияние горной породы на ландшафты в местностях с породами, проницаемыми, растворимыми. Примером может служить характерный *карстовый ландшафт*. В горной области, где интенсивно также и механическое выветривание, в известняках и доломитах могут образовываться башнеобразные формы и скалистые пики, например, доломиты в южном Тироле.

XIII. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ.

Теории происхождения подземных вод.

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность суши, частью стекают в ручьи и поступают в море, частью испаряются поверхностью земли и растительностью обратно в атмосферу, частью же просачиваются вглубь.

Подземной водой называют всякую воду, находящуюся под земной поверхностью независимо от того, циркулирует ли она в рыхлых поверхностных проницаемых породах, или залегает под изолирующим непроницаемым слоем, или, наконец, заполняет трещины и пустоты плотных горных пород.

По своему происхождению подземные воды, прежде всего, могут быть разделены на две категории: на *вадозные и ювенильные воды*.

Первые происходят в том или другом виде из атмосферы и участвуют в общем круговороте воды с поверхностными и атмосферными водами, вторые возникают в недрах земли при выделении газов и паров расплавленными жидкими массами и, поднимаясь в виде перегретого пара, достигают верхних холодных горизонтов земной коры, где и переходят в капельножидкое состояние. Смешиваясь с вадозной водой и повышая ее температуру, такая вода в чистом виде редко доходит до земной поверхности.

По вопросу о происхождении подземных вод с глубочайшей древности существовали весьма различные воззрения.

У авторов классической древности, например у Платона, а отчасти и в христианском средневековье, преобладал тот взгляд, что воды океана через «тартар» — большое отверстие в глубинах океана — проникают в недра земли и затем после более или менее продолжительного подземного пробега вновь выходят на поверхность в виде источников. Известный современный гидрогеолог Кейльгак справедливо отмечает, что в воззрениях Платона сказываются те впечатления, какие производили в древности карстовые потоки, исчезавшие в подземные пустоты. Аристотель и Сенека Младший полагали, что воздух, проникающий в подземные пустоты и пещеры, там сгущается в воду под действием холода и тьмы, аналогично тому, как это происходит в верхних холодных слоях атмосферы или на поверхности земли в темных и холодных местах. Из авторов древности лишь у Марка Витрувия Поллио мы находим теорию происхождения грунтовых вод (инфильтрационную), сходную с господствующими в настоящее

время воззрениями, но взгляды Поллио были забыты, и до конца XVI столетия нельзя констатировать никакого прогресса в вопросе о происхождении подземных вод.

Из позднейших воззрений обращают на себя внимание взгляды Декарта.

В XVII в. Декарт полагал, что морская вода по подземным каналам попадает в пустоты, находящиеся в глубине земли, и там превращается в пар под влиянием теплоты земного ядра; поднимающиеся пары охлаждаются в поверхностных частях земной коры, конденсируются и вытекают в виде источников. Кеплер высказал мнение, что земля, наподобие зверя, вдыхает воду морей, переваривает и ассимилирует ее в своем теле, при этом подземные воды и источники не что иное, как побочные продукты, выделяемые после совершившегося обмена веществ. Интересно отметить, что воззрения, совпадающие с кеплеровскими, были высказаны в 1821 г. ученым Христианом Кефершт ейном. Подобно Декарту, и Афанасий Кирхер указывает на море как первоисточник всех подземных вод. По воззрению Кирхера, ядро земли представляет огнежидкую массу, окруженную твердой корой, в которой рассеяны очаги магмы — пирофиляции, которые через посредство каналов, доходящих до земной поверхности, обусловливают вулканическую деятельность земли. Между пирофиляциями в твердой земной коре рассеяно множество обширных, наполненных водой, пустот — гидрофиляций. Гидрофиляции питаются морем, и морские водовороты, вроде Сциллы и Харибды и норвежского Мальстрима, указывают те места, где вода через огромные воронки на дне проникает в глубину. Из гидрофиляций вода поднимается вверх двояким путем: или под влиянием нагревания соседними пирофиляциями она превращается в пар и вытекает на поверхность в виде горячих источников, или же она всасывается капиллярами горных пород, поднимается в поверхностные горизонты земной коры, где скопляется в пещерах и пустотах, особенно многочисленных в горных областях. В противоположность этим воззрениям, ставящим в связь подземные воды с морской водой, в 1650 г. была формулирована Бернаром Палисси *инфильтрационная* теория, позднее всесторонне разработанная и обоснованная Мариоттом.

Согласно этой теории все подземные (или грунтовые) воды происходят от атмосферных осадков (дождя и талого снега), которые, просачиваясь через проницаемые породы или трещины плотных горных пород, достигают водоупорного слоя и, двигаясь по этому слою, выходят на поверхность в виде источников. При обосновании этой теории Мариотт утверждал, что атмосферных осадков вполне достаточно для питания источников и что источники в дождливое время богаче водою, а в сухое беднеют водой, а иногда и совсем иссякают.

Эта теория мало-помалу сделалась господствующей в науке.

Противником инфильтрационной теории в 1877 г. выступил Отто Фольгер, утверждавший, что просачивание атмосферных осадков невозможно на сколько-нибудь значительную глубину.

Основные положения его критики инфильтрационной теории сводятся к следующим положениям:

1) Самый сильный дождь не в состоянии заставить воду проникнуть сколько-нибудь глубоко. В садовой почве на глубине всего каких-либо нескольких дециметров просачивание воды прекращается, и ниже находится совершенно сухая земля.

2) Свойства почвы препятствуют просачиванию воды даже из весьма обильных водоемов; если бы дело обстояло иначе, то реки, озера и даже моря должны были бы в конце концов утратить свою воду. Туннели под ложем реки и выработки ниже уровня моря доказывают будто бы также, что земля непроницаема для воды. Благодаря этому свойству земли мы можем из нее возводить дамбы и плотины. Вследствие плохой проницаемости почвы не может происходить загрязнение грунтовых вод так называемыми городскими стоками.

3) Кроме того, по мнению Ф о л ь г е р а, атмосферных осадков недостаточно для питания рек, так как на земной повехности испаряется больше воды, чем получается ее в виде атмосферных осадков.

Подвергнув критике инфильтрационную теорию, Ф о л ь г е р взамен ее предложил *конденсационную* теорию, которая в общих чертах сводится к следующему: *вся грунтовая вода получается от конденсации паров атмосферного воздуха в более холодных слоях земли.* Воздушная оболочка земли не ограничивается поверхностью последней, но проникает глубоко во внутренние слои, причем между наружной атмосферой и воздухом, находящимся в земле, происходит постоянный обмен, в зависимости от условий температуры, влажности и давления. Выставленные Ф о л ь г е р о м положения вызвали, однако, ряд веских возражений. Так, указывали, что инфильтрация вызывается не сильным дождем, а мелким, но продолжительным, так как, действительно, во время ливня дождь, заполняя поверхностные поры, препятствует дальнейшему просачиванию воды в почву; кроме того, наблюдения свои Ф о л ь г е р производил над садовой землею, которая, как губка, набухает от воды и не дает ей просачиваться глубже. В аллювии речных долин инфильтрация обнаруживается на большую глубину. Исследования В ы с о ц к о г о в степях показали, что еще на глубине 2 *м* имеется достаточный запас воды. В своих рассуждениях о реках, озерах и роли плотин Ф о л ь г е р совершенно не принимает во внимание различий в проницаемости горных пород. Реки могут существовать на поверхности земли, если водонепроницаемые породы залегают неглубоко, или если большая толща проницаемых пород пропитана водой и вследствие этого является также водоупорной. Плотины сооружают не из песка и рыхлых пород, а из пород водоупорных. Наконец, колебания грунтовых вод выказывают до известной степени зависимость от количества атмосферных осадков.

Гипотеза Ф о л ь г е р а была сочувственно встречена одними и возражениями со стороны других. Наиболее серьезную критику конденсационной теории дал известный венский ученый Г а н н. Его возражения сводились к следующему.

Почва около полугода теплее, чем воздух, другие полгода холоднее. Конденсация возможна только тогда, когда почва холоднее

воздуха, т. е. в среднем около 180 дней в году. В Вене выпадает в год 600 *мм* осадков, по инфильтрационной теории — около $^1/_3$ их, т. е. 200 *мм*, просачивается. Если предположить, что такое количество воды сгущается, согласно Ф о л ь г е р у, из атмосферы, то за каждые сутки в течение 180 дней воздух должен отдавать земле в среднем $\frac{200}{180}$ *мм*, или около 1 *мм*, в наиболее же благоприятный для конденсации месяц — июль — эту цифру можно принять равной 2 *мм*.

В Вене в июле в 1 *куб. м* воздуха заключается 11,4 *г* водяных паров; в то же время на глубине от 10—30 *м* (слой постоянной температуры) температура 10°. При этой температуре воздух может содержать не больше 9,4 *г* водяных паров. Следовательно, конденсируется всего 11,4—9,4 = 2 *г* пара.

Сколько же воздуха должно в течение 24 час. проникать в почву, чтобы дать 2 *мм* осадков, или, иными словами, на 1 *кв. м* поверхности 2 *кг* воды? Расчет показывает, что для этого понадобилось бы 1000 *куб. м* воздуха.

Но при конденсации такого количества воды выделилась бы скрытая теплота в размере 1 200 *б. кал*, а это повысило бы температуру почвы на 2,4°, в течение же всего теплого периода это повышение достигло бы 7,2°, что сделало бы дальнейшую конденсацию невозможной. Далее, можно ли серьезно принять, что через каждый квадратный метр почвы в нем проходит ежедневно вниз и вверх по 1000 *куб. м* или всего 2000 *куб. м* воздуха, и это на глубину от 10 до 15 *м*? Какая сила приводит этот воздух в движение, тем более, что воздух летом теплее почвы? Зимою, когда должен быть обмен газа, так как почвенный воздух теплее атмосферного, не может быть конденсации, потому что проникающий в почву воздух нагревается. Летом атмосферный воздух, как более теплый и легкий, не может иметь тенденции проникать в значительных количествах в землю. При допущении гипотезы Ф о л ь г е р а требуется, чтобы слой атмосферы в 1000 *м* высотой проникал в почву и там оставлял свои пары. Факт — прямо чудовищный, по словам Г а н н а, так как следствием было бы полное иссушение атмосферы.

Кроме того, все эти вычисления сделаны для самого благоприятного для конденсации месяца — июля. В тропических странах, по теории Ф о л ь г е р а, грунтовые воды совершенно не могут существовать, так как там отсутствует достаточно холодный слой почвы. В Батавии температура почвы должна быть не выше 22,8°, чтобы вызвать конденсацию пара. Но там температура почвы в действительности на всякой глубине и во всякое время не может быть ниже 25°, следовательно, конденсация невозможна.

После критики со стороны Г а н н а, В о л ь н и и других ученых теория Фольгера была почти забыта на Западе. У нас теория конденсации развилась совершенно самостоятельно и именно в 90-х годах, когда на Западе она была, повидимому, совсем оставлена и не находила себе более защитников. Наиболее важные работы по конденсации паров в почве принадлежат Г о л о в к и н с к о м у, П е д д а к а с у, Б л и з н и н у, К о с т ы ч е в у, З и б о л ь д у.

Между прочим, наиболее тяжелый удар теории просачивания был нанесен в России, как раз защитниками инфильтрационной теории Измаильским и Высоцким, которые констатировали на степной равнине между поверхностью почвы и грунтовыми водами слой почвы (мертвый горизонт) предельно сухой в течение всего года. Названные авторы указывают, однако, что мертвый горизонт отсутствует под мелкими депрессиями степи (блюдцами, западинами, лощинами), и видят именно в этих последних как бы спускные трубы, посредством которых происходит питание грунтовых вод.

Более ранние опыты над конденсацией паров в почве производил Головкинский в своем имении в Крыму, причем ему удалось констатировать связь между температурой и количеством осадков.

Когда температура почвы выше температуры воздуха, сгущение подземной росы не происходит, в обратном случае осадки появляются. Зибольд был наведен на мысль о возможности конденсации паров в рыхлых породах находкой в окрестностях Феодосии следов обширных и древних гидротехнических сооружений в виде куч из щебня и глиняных труб.

В ближайшее нам время вопрос о происхождении подземных вод получил несколько другую постановку.

Во-первых, ряд авторов, в особенности Мейденбауер, принимая во внимание возражения, сделанные против теории Фольгера, видоизменил ее, допустив проникновение воды в почву в виде конденсированных паров, в так называемом паросферическом состоянии. Именно из такой паросферической влаги с диаметром частиц от 0,02 по 0,006 *мм* состоят облака. Эти частицы находятся во взвешенном состоянии в воздухе, но, попадая вместе с ним в почву, они сливаются и образуют жидкую воду, причем этот процесс уже не связан ни с какими тепловыми эффектами.

Принимая во внимание, что горные вершины очень часто бывают окутаны находящимся в движении туманом, мы легко поймем, что количество сгущаемой из него влаги в порах и трещинах горной породы может быть довольно значительным. Этим объясняется существование неиссякающих источников на уединенных вершинах и изолированных массивах, несмотря на крайнюю малость соответствующей водосборной площади.

Значительно больший интерес для решения вопроса о происхождении грунтовых вод имеют работы тех авторов, которые выдвигают на первый план новый фактор — упругость водяных паров. Некоторые соображения мы находим уже в работах Кенига, Кюперса, Мичерлиха и Сперанского-Крашенинникова, но наиболее ценной в этом отношении является работа А. Ф. Лебедева — «Роль парообразной воды в режиме почвенных и грунтовых вод».

Автор доминирующую роль в питании почвенных и грунтовых вод приписывает парообразной влаге. Главная заслуга А. Ф. Лебедева заключается в том, что он исходил в своих заключениях из опытов, поставленных в природных условиях. Вопрос о конденсации водяных паров атмосферы в почве сводится, по Лебедеву, к вопросу о величине упругостей водяного пара в атмосфере и почве.

Атмосферная влага, выпавшая на землю и напитавшая (просачиванием, конденсацией или путем гигроскопичности) верхние слои почвы, подвергается тотчас испарению в сторону меньшей упругости водяных паров, т. е. не только вверх в атмосферу, но и вниз — в почву, в грунт.

С другой стороны, с больших глубин от глубоких горизонтов подземных вод идет передвижение водяных паров вверх. В месте встречи двух токов, именно на уровне постоянной годовой температуры (*геотермический нуль*), происходит конденсация и образование грунтовых вод. Перемещение парообразной влаги испытывает суточные и сезонные изменения.

Автор различает три периода: зимний, весенне-осенний и летний. В течение зимнего периода упругость водяных паров в различных слоях почвы и грунта увеличивается с углублением. Следовательно, поток парообразной воды направляется снизу вверх.

Летом, наоборот, упругость паров в верхних горизонтах больше, и пары из верхних горизонтов направляются вниз к слою постоянной температуры. Верхние слои летом, кроме того, теряют воду путем испарения, так что они подвергаются двустороннему испарению — в атмосферу и в более глубокие почвенные слои. Весною и осенью передвижение паров воды в почве происходит в слабой степени вследствие малой разницы упругостей паров в различных слоях почвы. Конденсация паров должна происходить в слои постоянной температуры (равной среднегодовой), и здесь должны залегать подземные воды, потому что летом, а частью весной и осенью, когда температура воздуха и почвы выше среднегодовой температуры, поток парообразной воды направляется сверху вниз к слою с минимальной температурой, а снизу существует такой же поток парообразной воды. Лебедев подсчитал, что, например, почвенный слой в Одессе получает дополнительное снизу питание слоя воды в 66 *мм*, в Ростове на Дону 67—80 *мм*. Что касается подземных вод более глубоких горизонтов, то Л е б е д е в считает их за ювенильные воды и, таким образом, устанавливает тесную связь между вадозными и ювенильными водами.

Отводя главную роль в образовании грунтовых вод потокам парообразной воды, в зависимости от различий в упругости паров разных горизонтов, Л е б е д е в не отрицает возможности конденсации водяных паров из атмосферы, но лишь в самых поверхностных горизонтах почвы. Летом в течение дня конденсация атмосферных паров в почве происходить не может, так как упругость паров в почве значительно больше, чем в воздухе. Однако, так обстоит дело лишь днем, ночью же температура поверхностных слоев падает очень сильно и вместе с этим падает и упругость водяных паров. Следовательно, конденсация становится возможной.

Ближайшее исследование показывает, что в течение года число дней, когда абсолютная влажность атмосферы бывает больше упругости водяных паров, содержащихся в поверхностных слоях почвы, достигает значительной величины (в Одессе в 1896 г. — 126 дней, в 1897 г. — 162 дня, в 1898 г. — 179 дней). Следовательно, с качественной стороны вопрос о возможности перехода водяных паров из

атмосферы в почву решается положительно, что же касается количественной стороны, то она в различных местах должна быть весьма различна в зависимости от климатических, геологических и иных условий.

Теория Лебедева, чуждая односторонности как инфильтрационной, так и конденсационной теорий в духе Ф о л ь г е р а, счастливо устраняет те возражения, которые в свое время делались Ф о л ь г е р у, и одновременно объясняет целый ряд фактов, которые казались необъяснимыми с точки зрения происхождения грунтовых вод путем просачивания, как, например, наличность сухого, мертвого горизонта. Атмосферная влага попадает в верхние поверхностные слои как путем инфильтрации, так и путем конденсации, но дальнейшее ее движение в глубину происходит в парообразном состоянии и зависит от упругости паров в разных слоях земли.

Работы Б. П. О р л о в а на Репетекской песчаной станции и Ф. П. С а в а р е н с к о г о в Муганской степи дали результаты, сходные с наблюдениями Лебедева.

Различные состояния воды в горных породах.

Вода в горных породах может быть в различных состояниях: парообразном, гигроскопическом, пленочном, капиллярном, гравитационном и твердом (лед).

Парообразная вода содержится в воздухе, находящемся в порах и пустотах породы. Упругость водяных паров, находящихся в воздухе, зависит от степени влажности породы. Избыток влаги имеет следствием или выделение воды в капельножидком виде или перемещение паров в сторону меньшей упругости.

Гигроскопическая вода состоит из ее частиц, которые удерживаются породой в силу сцепления между частицами породы и воды. Содержание гигроскопической воды изменяется в зависимости от влажности окружающего воздуха. В сухом воздухе из породы выделяется часть гигроскопической воды, во влажном — количество ее увеличивается. Гигроскопичность зависит также от величины частиц породы: мелкозернистые породы обладают бо̀льшей гигроскопичностью, чем крупнозернистые, так как в первом случае общая поверхность всех частиц больше, чем во втором. Гигроскопическая вода может перемещаться в породе лишь в тех случаях, если она переходит в парообразное состояние.

Пленочная вода, как и гигроскопическая, удерживается на поверхности частиц смоченной породы в виде пленки. Очевидно, что смоченная порода может удерживать воды больше, чем это соответствует ее максимальной гигроскопичности. Пленочная вода может перемещаться с одной частицы породы на другую.

Капиллярная вода заполняет промежутки (капилляры) в породе и удерживается в них поверхностным натяжением. В пористых породах капиллярная вода не только заполняет породу до уровня свободной поверхности воды (в подземных водах — до свободного зеркала грунтовых вод), но и поднимается по капиллярам на некоторую высоту.

Гравитационная вода заполняет трещиноватые породы, например, известняки, трещиноватые песчаники и др. В своем распреде-

лении она не зависит от поверхностного натяжения и подчиняется исключительно силе тяжести, образуя подземные потоки. Гравитационная вода может быть напорной или ненапорной, в зависимости от различных условий залегания (см. ниже).

Водопроницаемость горных пород и движение капиллярной воды

Горные породы обладают в большей или меньшей мере пористостью, от которой зависит как водопроницаемость, т. е. способность пропускать воду, так и влагоемкость, т. е. способность удерживать некоторое количество воды.

По степени водопроницаемости все горные породы разделяются на группы: 1) *водопроницаемые*, 2) *полупроницаемые* и 3) *непроницаемые*, или *водоупорные*. К первым относятся все осадочные крупнозернистые породы, несцементированные, как, например, пески, галечник, гравий, а также различные трещиноватые породы. К полупроницаемым породам можно отнести лёсс, глинистые пески, рыхлые песчаники и др. К водоупорным относят все массивно-кристаллические и осадочные нетрещиноватые, а из обломочных — глины.

Если воды замещают все промежутки в породе, как капиллярные, так и некапиллярные, то порода находится в состоянии полного насыщения водой.

Влагоемкими породами принято называть такие, которые могут насыщаться водой и удерживать ее в себе, т. е. обладают так называемой капиллярной влагоемкостью. Очень влагоемкими породами являются торф, суглинки, глины; невлагоемкими — массивно-кристаллические осадочные породы. Но даже самые плотные породы в естественных условиях залегания имеют так называемую естественную, или горную, влажность, т. е. содержат некоторое количество гигроскопической воды.

В рыхлых породах вследствие их пористости вода, как было сказано, может передвигаться по сообщающимся порам. Это явление называется *капиллярностью*. При этом вода может подниматься вверх. Величина поднятия в рыхлых зернистых породах зависит от размеров зерна, однородности этих зерен и от структуры породы.

По Гильгарду, в капиллярном поднятии нужно различать высоту и скорость поднятия. Он дает следующую таблицу:

Диаметр зерен в *мм*	Максимальная высота поднятия в *мм*	Число дней, необходимых для максимального поднятия
2	114,3	80
1	241,3	100
0,5	279,4	136
0,3	330,2	188
0,16	488,9	191
0,12	666,7	158
0,072	888,0	144
0,047	1352,0	160
0,025	2667,0	300
0,016	3099,0	475
Песчаный ил	1321,0	144
Глина	1537,0	350

Залегание и колебание уровня подземных вод.

По условиям залегания различают воды в поверхностных слоях и воды глубокие или межпластовые, т. е. заключенные в водопроницаемом слое между водоупорными слоями. Подземные воды, кроме того, разделяются на пластовые, т. е. насыщающие определенный водопроницаемый слой, и трещинные воды, т. е. движущиеся по трещинам, пересекающим ряд пластов, или в пустотах, пещерах, подземных ходах (карстовые воды).

В рыхлых проницаемых породах подземные воды скопляются на некоторой глубине и образуют здесь насыщенный водой слой, верхняя поверхность которого называется *зеркалом*, или *скатертью грунтовых вод*. Так как толща рыхлых пород по большей части бывает ограничена, то залегание грунтовых вод определяется положением первого от поверхности непроницаемого слоя, над которым и скопляются *грунтовые* воды.



Рис. 33. Зависимость уровня грунтовых вод от форм рельефа.

В случае горизонтального залегания этого слоя, поверхность грунтовых вод также горизонтальна, образуя как бы озера грунтовой воды. В случае же наклонного положения водонепроницаемого слоя подземная вода движется в виде потока по направлению склона и появляется на поверхности в виде источников там, где этот слой обнажается.

Рельеф поверхности страны также оказывает некоторое влияние на залегание грунтовых вод; в случае волнистости поверхности, поверхность грунтовых вод также не горизонтальна, а следует за изгибами рельефа, лишь несколько их сглаживая. Особенно хорошо это выражено в дюнах. Такое залегание грунтовых вод обусловливается тем, что понижения рельефа дренируют грунтовые воды, тогда как в повышенных участках вода поднимается в силу волосности, действующей в направлении, обратном силе тяжести (рис. 33).

Положение горизонта грунтовых вод находится также в соответствии с уровнем поверхностных вод: рек, озер и морей.

Рассматривая соотношение между реками, протекающими в проницаемых рыхлых породах, и грунтовыми водами, можно убедиться в существовании тесной связи между уровнем реки и уровнем грунтовых вод. При нормальных условиях, т. е. при среднем стоянии воды в реке, поверхность грунтовых вод, начиная от реки, постепенно повышается к краям долины в поперечном к реке направлении, и грунтовые воды имеют сток от краев долины к реке.

Но это соотношение изменяется, как только вода в реке начнет прибывать. В случае быстрого подъема воды в реке грунтовые воды уже не будут в состоянии вливаться в реку, уровень которой стоит теперь выше прилегающей грунтовой воды, и процесс, описанный выше, сменится обратным, т. е. речная вода или сама начнет переходить в грунтовую, или будет задерживать ее сток. В результате начнется поднятие грунтовой воды сначала вдоль реки, а затем в поперечном направлении от реки пойдет волна грунтовой воды, которая в ближайших к реке областях обнаружится через несколько часов, а в более отдаленных лишь через несколько дней или даже недель. Надвигание этой волны может продолжаться еще и тогда, когда сама река уже начала спадать. В общем грунтовые воды можно рассматривать как мощный регулятор рек, задерживающий большие количества влаги в влажное время года и отдающий ее постепенно в сухое время. На берегу моря грунтовые воды испытывают подпор во время приливов, и их горизонт в это время повышается. Впрочем, это влияние распространяется на небольшое расстояние от берега.

До сих пор мы рассматривали подземные воды, залегающие на первом от поверхности непроницаемом слое, но водоносный горизонт может быть также заключен между двумя слоями водонепроницаемых пород и в этом случае совершенно бывает насыщен водой. Заключающаяся в нем вода находится под напором и называется напорной, или *артезианской*.

Высота стояния и колебания грунтовых вод, как обычно принималось после исследований С о й к и, определяется главным образом к о л и ч е с т в о м о с а д к о в и н е д о с т а т к о м н а с ы щ е н и я в о з д у х а, т. е. количеством водяных паров, которое может быть еще поглощено воздухом при данной его влажности и данной температуре. Если мы обозначим через F максимальное весовое количество паров, которое может содержаться в воздухе данной температуры, через P — соответствующую упругость воздуха, а через f и p — вес паров и их упругость, которые фактически наблюдаются в воздухе в данное время, то $F - f$ или $P - p$ и будет недостаток насыщения. Этот недостаток насыщения действительно может служить показателем большей или меньшей сухости воздуха и определяет собою величину испарения.

В зависимости от того, какой из этих факторов, т. е. количество осадков или недостаток насыщения, перевешивает, колебания уровня грунтовых вод следуют то первому, то второму фактору.

1. При большом количестве осадков и малом недостатке насыщения годичные колебания уровня грунтовых вод определяются годичным ходом атмосферных осадков, как это, например, наблюдается в Мюнхене, климат которого характеризуется сравнительно большим количеством осадков (800 *мм*), умеренной годовой температурой (7,3°Ц) и относительно малым недостатком насыщения.

2. При малом количестве осадков и высоком недостатке насыщения годичные колебания уровня грунтовых вод следуют колебаниям недостатка насыщения. Примером для этого типа может служить Берлин со средним годовым количеством осадков в 594 *мм*, с средней годовой температурой в 9,1° и с недостатком насыщения в 3 *мм*.

Кроме влияния этих двух факторов, уже давно было также констатировано влияние на уровень грунтовых вод атмосферного давления.

Новейшие изыскания показали, однако, что дело обстоит сложнее.

В 1892 г. появилась работа К и н г а, который с помощью специально сконструированных им для изучения подземной гидрологии самопишущих приборов показал, что поверхность подземного океана находится в таком же непрерывном движении, как и поверхность открытого моря, и колебания ее совпадают не только с колебаниями осадков и барометра, но также с фазами вегетации и действием механических агентов (сотрясений).

В питании грунтовых вод имеют большое значение геологические условия, рельеф местности и растительный покров.

В зависимости от степени проницаемости пород и условий рельефа возможны различные случаи:

1. В водоупорных породах вода стекает по поверхности в понижения рельефа и образует временные или постоянные озера в холодном климате с избыточным увлажнением, а в умеренном или сухом климате воды будут в меньшей или большей мере теряться через испарение. Грунтовые воды в этих условиях не будут получать пополнения от атмосферных осадков.

2. В породах средней проницаемости атмосферные осадки, выпадая на повышенные части рельефа и на склоны, частично стекают в понижения и частично впитываются вглубь. Питание грунтовых вод происходит главным образом за счет пониженных участков.

3. В породах легко проницаемых, как, например, крупнозернистых песках, атмосферные воды поглощаются не только в понижениях, но и (в меньшей степени) также на повышениях рельефа и на склонах. Питание грунтовых вод повсеместное, хотя и неравномерное.

Влияние рельефа, по наблюдениям И з м а и л ь с к о г о, выражается также в том, что овраги и балки дренируют местность. «Чем ближе к устью балки, тем глубже лежит верхний уровень грунтовой воды и тем беднее колодец водой. Наоборот, чем дальше в глубь степи, т. е. ближе к верховьям балок, тем грунтовые воды лежат ближе от поверхности почвы и колодцы обильнее водой», т. е. нижние части балок оказывают дренирующее влияние, прорезая водоносный горизонт. В степных блюдцах влажность почвы больше, чем на ровных местах, и, по И з м а и л ь с к о м у, воронки являются как бы регуляторами грунтовой воды.

В настоящее время можно считать установленным, что колебания уровня грунтовых вод могут быть более длительные (с большим периодом и амплитудой) и кратковременные (с малым периодом и амплитудой). Первые связаны с атмосферными осадками, разливом рек, подпором воды в водоемах, а также с недостатком насыщения воздуха. Вторые зависят от колебаний барометрического давления, температуры воздуха и некоторых случайных причин, например от кратковременных колебаний соседнего водоема.

Непокрытые растительностью пространства также облегчают сток и уменьшают инфильтрацию.

Обработанные поля с разрыхленной почвой или покрытые посевами, а также луга способствуют просачиванию воды в глубину.

Влияние лесов на обилие и залегание грунтовых вод довольно сложно. Во-первых, не все количество выпавших над лесом осадков достигает почвы — часть испаряется непосредственно с листьев; так, например, в буковом лесу лишь 61% осадков достигает почвы, в дубовом — 68%, в хвойном — 31%. Во-вторых, лесная подстилка не дает стекать воде и, на первый взгляд, благоприятна инфильтрации, но, с другой стороны (в случае болотистой, поросшей мхом почвы), сна, задерживая влагу, расходует ее испарением. Наконец, и сами деревья потребляют массу влаги на свое развитие и расходуют ее путем испарения. Количество осадков в лесу, достигающих почвы, зависит также от интенсивности и продолжительности дождей. Опыты Вольни, Отоцкого, Анри показали, что грунтовые воды стоят в лесу ниже, чем в безлесных окрестностях. Так, по опытам Отоцкого, как в северной полосе Европейской части СССР, так и в средней и южной, оказалось, что грунтовые воды здесь залегают глубже по сравнению с соседними безлесными участками. Но в этих наблюдениях отсутствуют данные о геологическом строении и мало освещен рельеф местности. Из наблюдений Отоцкого над положением уровня грунтовых вод в различных районах Европейской части СССР оказывается, что на севере (в тундре) слой подземных вод совпадает со слоем поверхностных вод; в северной лесной половине он лежит неглубоко, тогда как в степных губерниях глубина залегания грунтовых вод достигает 30 *м*.

Движение грунтовых вод в рыхлых породах в сравнении с движением поверхностных очень медленно. Оно зависит от пористости горной породы, уклона, напора воды и температуры.

Для вычисления скорости движения пользуются в гидрологии эмпирическими формулами, например, формулой Дарси:

$$Q = k \cdot F \frac{h}{l},$$

где Q — количество воды, протекающей в единицу времени, F — площадь сечения фильтрующего грунта, h — напор, l — длина пути фильтрационного потока и k — некоторая постоянная (зависящая от свойств породы), или коэфициент фильтрации.

Так как расход потока зависит от его скорости и его поперечного сечения, то формулу Дарси можно выразить следующим образом:

$$Q = F \cdot v,$$

где v — скорость подземного потока; сопоставив эту формулу с предыдущей, получим:

$$v = k \frac{h}{l},$$

т. е. скорость подземного потока пропорциональна уклону.

Если вода протекает по широким трещинам и пустотам, она имеет так называемое турбулентное движение (неравномерное с пульса-

циями скоростей), наподобие движения воды в трубах и открытых каналах. В таких случаях скорость движения воды выражается формулой Ш е з и:

$$v = c\sqrt{Ri},$$

где c — коэфициент, зависящий от неровности стенок, вязкости жидкости и других условий, R — так называемый гидравлический радиус, т. е. отношение площади живого сечения подземного потока к периметру смоченной площади, i — уклон поверхности реки.

Из формулы Ш е з и можно вывести, что скорость потока в случае трещин и пустот пропорциональна уклону i в степени $^1/_2$.

Значение грунтовых вод в жизни людей громадно. С древнейших времен обитаемость какой-либо местности обусловливается наличностью воды, скрытой на незначительной глубине или выходящей на поверхность в виде источников. Все более или менее крупные города возникли в местах, располагавших большим количеством легко доступной воды, например Рим, Вена, Париж. Как показали Л е в а к о в с к и й и В. С е м е н о в Т я н-Ш а н с к и й по отношению к Европейской части СССР, от залегания и обилия грунтовых вод зависит, до известной степени, характер расселения. Зависимость между обитаемостью и выходом источников или возможностью искусственного их выхода на земную поверхность особенно наглядна в пустынях, где единственными заселенными местами являются оазисы, т. е. области с неглубоким залеганием грунтовых вод, в которых есть родники или где вода может быть добыта путем устройства колодцев. По мере развития культуры, человечество все в большей степени испытывает потребность в большей мере использования подземных вод. Это проявляется при устройстве водоснабжения для больших городов и промышленных центров, при возведении построек, при разработке горных богатств, прокладке туннелей и прорытии каналов.

Источники.

Источниками, или ключами, называют естественные выходы подземных вод на земную поверхность. Вследствие громадного разнообразия в физических свойствах и условиях залегания горных пород разнообразие типов источников также громадно, и едва ли какая-либо классификация в состоянии охватить все это многообразие. Здесь может быть дано лишь понятие о наиболее распространенных типах источников.

На основании физических свойств все источники могут быть подразделены на две группы: 1) *нисходящие* и 2) *восходящие* источники.

В первых вода движется от области питания к месту выхода сверху вниз, тогда как восходящие источники образуются водою, движущейся снизу вверх под действием гидростатического давления или же вследствие поднятия ее под напором газов.

Нисходящие источники представляют выходы на дневную поверхность грунтовых вод и очень распространены в местностях, пересеченных эрозионной сетью.

Нисходящие источники можно разделить на целый ряд типов, среди которых могут быть отмечены следующие:

ОУНБ им. Р. Б. Белинского

1) Источники, образующиеся вследствие пережима или уменьшения мощности водосодержащего пласта.

2) Источники в месте естественного окончания водоносного пласта. Сюда, например, относятся источники, вытекающие из-под осыпей или рыхлых обломочных масс в горах, из-под лавовых или туфовых покровов и т. д.

3) Источники (пластовые) в местах эрозионного обнажения водоносного пласта, например, *долинные источники*. В зависимости от залегания водонепроницаемых пластов по отношению к склонам долины, здесь могут быть различные случаи.

При горизонтальном залегании водонепроницаемых слоев грунтовые воды выходят вдоль всей границы соприкосновения водопроницаемых и водоупорных пластов в виде многочисленных небольших родников.

Если долина прорезывает вдоль синклинальную складку, то источники выходят на обоих ее склонах, так как слои падают по направлению к долине.

В случае, если долина прорезывает таким же образом антиклиналь, то слои падают в стороны от долины, и образование источников на ее склонах невозможно.

Наконец, если долина углублена в свите пластов, падающих в одну сторону, то источники образуются лишь на том склоне, где пласты падают к долине.

4) Переливающиеся, или котловинные, источники образуются при мульдообразном залегании непроницаемых пород, прикрытых сверху водосодержащими пластами. Проникновение воды в последние происходит до тех пор, пока она не достигнет наиболее глубоких частей окраин и дна непроницаемой котловины. При дальнейшем увеличении просачивающейся воды она будет изливаться по линии соприкосновения водопроницаемых и водоупорных пластов.

5) Сбросовые источники, образующиеся вследствие подпора воды, циркулирующей в проницаемых породах водоупорными породами.

6) Трещинные источники в породах, которые сами по себе непроницаемы, но проводят воду по трещинам и пустотам в своей толще (см. циркуляцию воды в карсте).

Восходящие источники, характеризующиеся тем, что вода выходит наружу под напором. Они могут быть подразделены на следующие типы:

1. Восходящие источники, обязанные своим происхождением гидростатическому давлению:

а) пластовые источники,

б) сбросовые источники.

2. Восходящие источники, вода которых движется под действием напора газов и водяных паров.

Восходящие пластовые источники образуются в том случае, если водоносный слой, заключенный между двумя водонепроницаемыми, обнажается в восходящем крыле складки; при этом напор, с которым вода вытекает на поверхность, тем больше, чем больше разность между наивысшим уровнем стояния воды в пласте и местом ее выхода.

Если находящаяся под напором вода естественным путем не выходит на поверхность, то она все-таки может быть выведена при помощи буровой скважины. Таким искусственным источникам дают название *артезианских колодцев*.

Египтяне были знакомы с ними задолго до нашей эры. Уже за 2000 лет до начала нашей эры оазисы Фивы, Гхарб и Дахель орошались артезианской водой из многочисленных скважин, достигавших весьма значительной глубины. В Европу искусство бурения скважин проникло лишь в XII столетии и впервые было применено в провинции Артуа, в южной Франции (латинское — Artesium), откуда и получилось название «артезианские воды». Слабое развитие буровой техники и высокая стоимость бурения сильно затрудняли распространение таких колодцев: лишь в XVII столетии появились скважины в Италии и в нижней Австрии.

Артезианские воды всегда находятся под давлением, величина которого зависит от разности высот в области питания и в области выхода наружу и от величины трения. Величина эта измеряется высотой поднятия воды в трубах буровых скважин, причем очень часто такие трубы приходится наращивать значительно выше поверхности земли. Измерение напора может быть произведено при помощи манометра.

Условия залегания артезианских вод находятся в зависимости от геологического строения местности, т. е. от стратиграфии, определяющей последовательность напластований и чередования водоносных и водоупорных пород, тектоники, определяющей положение пластов, и свойств пород, т. е. пористости и водопроницаемости.

Наиболее простой и понятной формой залегания пород в артезианском бассейне является мульдообразная, но это далеко не единственная форма залегания, и артезианскую воду можно получить при флексурном, или наклонном, залегании слоев и т. д.; единственным необходимым условием вывода артезианской воды на поверхность является то, чтобы область питания находилась на более высоком уровне, чем буровая скважина.

В случае, если вода в скважине не доходит до поверхности, такая скважина может поглощать воду и отводить ее вниз по пласту. Наконец, одна и та же скважина может выводить воду из различных водоносных горизонтов.

Примером артезианского бассейна может служить Московский, представляющий обширное понижение в отложениях каменноугольного периода. Эти отложения, в свою очередь, залегают на породах девона. Границами каменноугольного артезианского бассейна с запада, северо-запада и юга являются приподнимающиеся от центра бассейна к периферии выходы девонских пород, на востоке границей можно считать антиклинальное поднятие Окско-Цнинского вала. Первый водоносный горизонт обнаружен в известняках верхнего карбона. Он отличается непостоянством напора и невысоким качеством воды. От среднего карбона верхний отделяется толщей глин с прослоями известняка.

Средний карбон (второй водоносный горизонт), состоящий из мощной толщи (120—132 *м*) известняков с редкими прослоями глин,

дает большее количество воды и лучшего качества. Третьим горизонтом является нижний карбон, представленный известняками так называемого серпуховского яруса. В Москве он находится на глубине 185—246 *м*. Вода в буровых скважинах поднимается до 127 *м* над уровнем моря и, следовательно, не достигает поверхности земли. Вода этого горизонта хорошего качества. Глубже обнаружены еще два горизонта артезианских вод.

Примером образования артезианских вод вследствие мульдообразного залегания пород является также Парижский бассейн, где пользуются несколькими горизонтами артезианских вод.

Флексурное залегание имеет артезианский бассейн в штатах Небраска и Дакота в Северной Америке. В Соединенных штатах Америки вообще артезианские колодцы насчитываются многими сотнями. Сухой запад Штатов был призван к жизни благодаря артезианским источникам.

В Алжирской Сахаре французы с помощью артезианской воды сделали доступными для культуры многие безжизненные участки пустыни.

В пределах СССР бурение артезианских колодцев началось в XVI столетии в бывших Пермской и Новгородской губ. при добывании соляных растворов. В Ленинграде буровые скважины были заложены в 1861 г., в Москве — в 1867 г. В последнее время очень много буровых скважин было заложено у нас в различных местностях, а также в городах на заводских и фабричных предприятиях.

Воды источников всегда содержат растворенные вещества: известковые, сернокислые соли, соли железа и т. д. Воды, содержащие много извести, называются *жесткими*. Источники, богатые различными солями вследствие циркуляции их воды по растворимым горным породам и содержащие не менее 1 *г* растворимых веществ на 1 *л* воды, называются *минеральными*. Вот несколько примеров минеральных источников в Европе и на Кавказе:

1) Серные источники — Пятигорск, Аахен.
2) Углекислые и кислые — Нарзан в Кисловодске.
3) Щелочно-углекислые — Виши.
4) Щелочно-соленые — Ессентуки, Боржоми.
5) Соленые — Баден-Баден, Старая Русса.
6) Железо-щелочные — Железноводск.
7) Железо-соленые — Зельтерс.
8) Серно-натриевые горькие — Киссинген.

Большая часть минеральных источников приурочена к тектоническим трещинам и наличию магматических очагов, чем и объясняется преобладание минеральных источников в зонах дислокаций.

Температура воды источников зависит от глубины залегания тех слоев, через которые она протекает, и большею частью соответствует средней годовой температуре данной местности. Источники с температурой ниже средней годовой температуры местности называются *холодными*. Те же, которые имеют температуру выше средней годовой, — *теплыми*. *Термами* называются источники с температурой выше 30°. В Европе существует только один источник с выделением пара (100°): Сиффиони, в Тоскане; более 10 источников имеют температуру свыше 80°.

Среди теплых источников особенного внимания заслуживают бьющие горячие источники — *гейзеры*, свойственные только вулканическим местностям и отлагающие массу кремнезема или известкового туфа; таковы гейзеры Исландии, Новой Зеландии, Иеллоустонского парка (в громадном количестве), в Калифорнии, в Японии, на Камчатке.

Циркуляция вод в плотных трещиноватых породах.

Циркуляция вод в плотных трещиноватых породах представляет некоторые отличия от циркуляции их в рыхлых породах, так как проникновение вод в глубину здесь возможно лишь по трещинам, от обилия, ширины и хода которых в толще горной породы и зависят особенности подземного движения вод. При обилии трещин и их большой проводимости и в данном случае может образоваться на границе водонепроницаемых пород горизонт грунтовых вод, которые залегают, однако, в сети трещин. Но, с другой стороны, при неравномерном распределении трещин возможны случаи, когда в двух соседних областях грунтовые воды расположены на разных уровнях. Вообще получение грунтовых вод из плотных трещиноватых пород подвержено многим случайностям: тогда как в одних породах, прорезанных густой сетью водоносных трещин, каждый колодец, заложенный в любом месте, нападает на воду (например на меловом плато Шампани), в других буровые скважины, лежащие в непосредственном соседстве, дают совершенно различные результаты.

Частный случай подземной циркуляции в плотных трещиноватых породах представляет гидрография *карста*, т. е. гидрография местностей, сложенных из трещиноватых растворимых пород, каковы известняки, доломиты и гипсы.

Целый ряд исследователей карста (Мартель, Катцер, Кнебель) отрицают существование в глубоком карсте грунтовых вод.

Согласно воззрениям Катцера, циркуляция воды в толще известняков происходит по различного рода трещинам, каналам и пещерообразным пустотам самой разнообразной формы и размеров, то соединяющимся друг с другом в сложную сеть, то независимо пересекающим горную породу. Такие подземные водотоки представляют собой полное подобие рек. Положение источников по этой теории не подчинено никакой закономерности и зависит только от прихотливого хода проводящих воду трещин.

Против существования в карсте грунтовых вод свидетельствуют, по Катцеру, следующие факты: 1) тот факт, что из ряда источников, выходящих на одном и том же склоне, расположенные ниже по склону иссякают иногда раньше расположенных на более высоком уровне; 2) что в одном и том же массиве существуют одновременно постоянные и перемежающиеся источники; 3) что постоянные источники могут быть расположены выше перемежающихся.

В противоположность теории обособленных водотоков, Грундом в 1903 г. была выдвинута другая теория, согласно которой

и в трещиноватых растворимых породах существуют также грунтовые воды, отличие которых от грунтовых вод в породах пористых состоит главным образом в том, что они не образуют связной непрерывной поверхности, а распределены по сети трещин, отделенных друг от друга участками неповрежденной горной породы. По мнению Г р у н д а вся толща горной породы разделяется как бы на два этажа: в верхнем происходит просачивание атмосферных осадков или речных вод через так называемые поноры в глубину, здесь преобладает вертикальная циркуляция; в нижнем же этаже все трещины перепол-



Рис. 34. Блокдиаграмма карстовой гидрографии.
Слои наклонены от *A* к *B*; *a*, *a'*, *a''*... и т. д. — воронки; *F* — линия сброса; *J* — водонепроницаемый слой; *P* — поглотительная воронка.

нены водой и происходит медленное движение грунтовых вод к источникам. Глубина залегания грунтовых вод обусловливается положением непроницаемых пород, подстилающих известняки, количеством осадков, степенью трещиноватости и в некоторых случаях также подпором со стороны моря. Высота, на которой выходят источники, зависит от глубины залегания грунтовых вод.

Так как грунтовые воды карста распределяются по отдельным ходам и пустотам, площадь которых значительно меньше поверхности, на которую выпадают осадки, то колебания их в карсте более значительны, чем колебания уровня обыкновенных грунтовых вод в пористых породах.

Наблюдения в карстовых странах над источниками и понорами действительно подтверждают большой размах колебания уровня грунтовых вод. Так, колебание уровня источника Vaucluse во Франции 24 *м*; примеры из французского карста, приводимые Г р у н д о м и М а р т е л е м, дают от 30 до 60 *м*, колебания уровня в меловых колодцах Шампани, по Д о б р э, — 19 *м*, колебания уровня в источнике Биюк-Карасу в Крыму — 12—15 *м* и т. д. В некоторых случаях были констатированы колебания и более значительных размеров. По большей части колебания уровня грунтовых вод совершаются медленно, и подъем вод значительно запаздывает по сравнению со временем выпадения осадков.

«Такое продолжительное запаздывание (на несколько недель, до $^1/_2$ месяца и больше) колебания уровня вод в карсте, — говорит Г р у н д, — является, во всяком случае, лучшим доказательством в пользу того, что наводнения польев обусловливаются не разливом рек с затрудненным стоком, но колебанием грунтовых вод, которым на всем земном шаре свойственен медленный, запаздывающий ритм».

Допущение грунтовых вод в карсте делало весьма простым истолкование всех особенностей карстовой гидрографии (рис. 34).

Постоянные реки и озера (значительных размеров) могут существовать в карсте тогда, когда дно их лежит ниже самого низкого горизонта грунтовых вод. Постоянные источники открываются там, где нижний горизонт грунтовых вод прорезывается каким-нибудь углублением (замкнутой впадиной, речной долиной, сбросовой трещиной и т. д.). Между верхним, самым высоким уровнем карстовых вод и его нижним горизонтом находится зона, в которой при поднятии уровня начнут функционировать периодические, или перемежающиеся источники.

Ясно, кроме того, что в этой зоне могут существовать также эставеллы (estavellen), т. е. такие отверстия, которые функционируют то как поглотители вод (поноры, катавотры), то как источники. Аналогично объясняются и гидрографические особенности польев (обширных замкнутых котловин) и постоянное или периодическое их затопление. Все дело в том, как расположены их днища относительно горизонтов — верхнего и нижнего — грунтовых вод. Если дно какого-либо полья лежит выше горизонта грунтовых вод, то такое полье остается постоянно сухим или будет подвергаться только кратковременным наводнениям, когда поноры, вследствие засорения, не в состоянии сразу поглотить всю поступающую извне воду. В случае, если дно полья расположено между верхним и нижним уровнем грунтовых вод, оно будет испытывать периодические наводнения; наконец, если полье лежит ниже самого низкого уровня грунтовых вод, то оно постоянно будет находиться под водой и превратится в озеро.

Принимая во внимание значительные размеры колебания уровня грунтовых вод в карсте, мы легко поймем как появление периодических источников на значительной сравнительно высоте над постоянными, так и временное затопление польев, расположенных много выше горизонта, на котором выходят постоянные источники.

В недавно опубликованной работе О. Л е м а н, основываясь на многолетних наблюдениях в карстовых областях, приходит к выводу, что в действительности в карстовых областях подземные воды часто образуют древовидно разветвленную сеть потоков, чем подтверждается теория К а т ц е р а, но могут наблюдаться и горизонты грунтовых вод.

Некоторые из источников карста, выводящие на поверхность подземные реки, поражают обилием воды. Такие исполинские источники, по имени Vauclus'a (во Франции близ Авиньона), дающего начало притоку Роны, реке Сорг, называются *воклюзами*. Таким же обилием воды отличается источник Аах (Aachquelle), в котором выходят на поверхность воды реки Дуная, пропадающего у Иммединген а.

У нас в Крыму среди постоянных более богатых водою источников заслуживает внимания Аянский источник, типа «воклюз», дающий при своем выходе начало реке Салгир. Дебет этого источника в сухое время года около 12 000 000 *л* в сутки.

При проникновении в карстовый район рек, берущих начало в области водонепроницаемых пород, воды их могут протекать на некотором протяжении, независимо от уровня грунтовых вод, так

как, заполняя своими наносами ложе и закупоривая ими трещины и поноры, они обезвреживают их. В большинстве же случаев воды такой реки быстро опускаются до уровня карстовых вод, причем река проявляет энергичную эрозионную деятельность, результатом которой являются пещеры, выработанные рекой и лежащие на более высоком уровне, чем тот, где в настоящее время протекает река. Примером может служить река, исчезающая около деревни Сант-Канциан близ Триеста. Опыты с окраской ее вод хлористым литием доказывают, что река, исчезая под землею, вскоре прекращает самостоятельное существование: ее воды распределяются по многочисленным подземным каналам, по которым происходит движение грунтовых вод, и вместе с ними выходят снова на дневную поверхность в виде истока реки Тимаво, Ауризинских и целого ряда других источников. В пользу того, что подземная река является лишь одной из артерий грунтовых вод, свидетельствует также то обстоятельство, что в тех немногих местностях, где производились точные наблюдения, как поноры, так и уровень подземной реки и место ее появления вновь на поверхность расположены в идеальной плоскости, постепенно понижающейся по направлению течения реки (например, уровень исчезающей реки Пойк при входе в Адельсбергский грот и на дальнейшем протяжении ее течения). Однако, некоторые факты, касающиеся выхода источников, затопления польев не укладываются в рамки гипотезы Г р у н д а и не могут быть объяснены существованием связной поверхности грунтовых вод. В случаях большой мощности карстового массива, слабой растворимости слагающих его горных пород и небольшой продолжительности процесса закарстования могут временно существовать и не зависимые друг от друга водотоки, и карстовые воды в двух соседних участках залегают на разных уровнях.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМ. Ф. СКОРИНЫ

XIV. КАРСТОВЫЙ ЛАНДШАФТ.

Местности, где обнажаются на поверхности растворимые трещиноватые горные породы, известняки, доломиты и гипсы, представляют характерные отличия не только по своей гидрографии, но также и по своему ландшафту. (На более ограниченном пространстве карстовые явления наблюдаются также в отложениях каменной соли; в последнее время отмечены в некоторых местах карстовые явления в лёссе.)

Название *Карст* придается собственно известковому нагорью в юго-западном углу Восточных Альп, но оно стало нарицательным

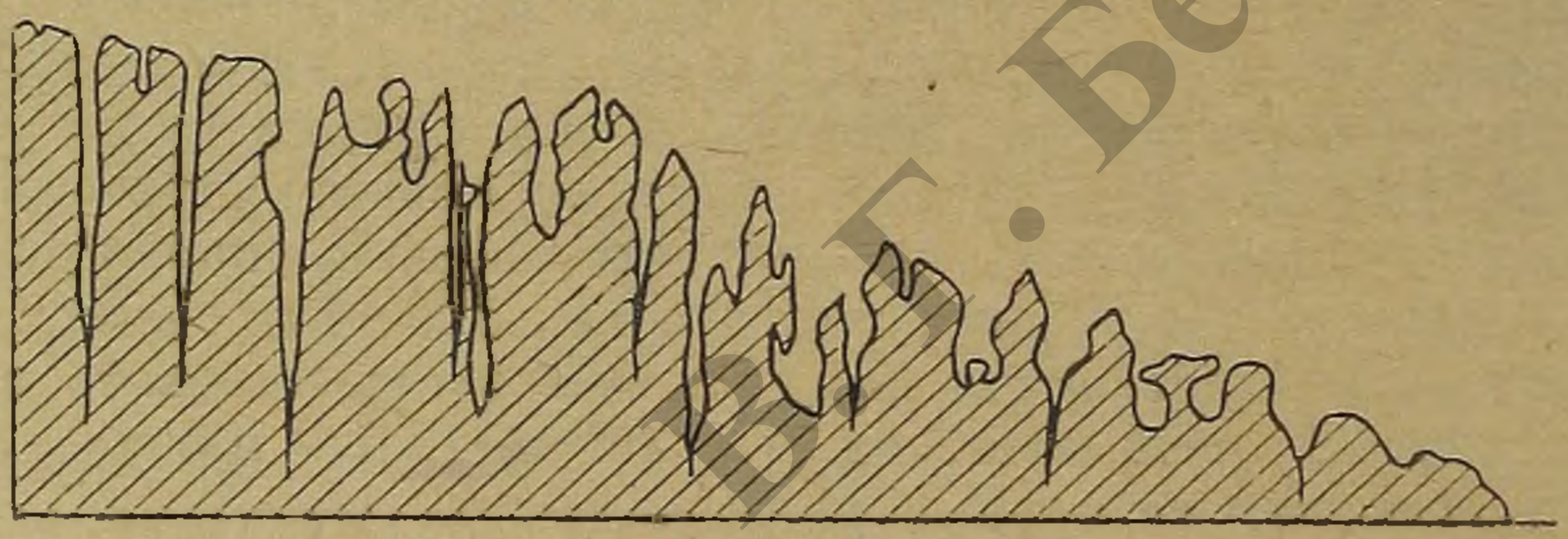


Рис. 35. Карры.

и было распространено на все страны, где встречаются сходные явления и формы поверхности: на полуостров Истрию, многие части Балканского полуострова и Малой Азии, на плоскогорья Косс во Франции и т. д. В СССР карстовый ландшафт наиболее характерно выражен на Крымских яйлах, в некоторых частях Кавказа (например близ Гагр, в Раче), в Приуралье (Уфимское плоскогорье) и в несколько измененном виде развит также во многих местах Европейской части СССР — на севере, в Прионежье, в Ленинградской, Московской областях, в Поволжье, Горьковском крае и других местах, т. е. повсюду, где на поверхности или неглубоко под поверхностью залегают растворимые известняки или гипс.

По внешнему виду поверхность типичного *карста* — каменистая пустыня, безводная, голая или покрытая скудной травой, изборожденная в разных направлениях неправильной сетью рытвин, называемых *каррами* (рис. 35), и усеянная повсюду воронкообразными углублениями, за которыми в иностранной литературе утвердилось употребляемое в Крайне название *долин* (не следует смешивать с речными долинами), в русской литературе чаще заменяемое

воронками. Известняковая поверхность как бы источена, изъедена. Дождевые или талые воды, собираясь в потоки и стекая по наклонной поверхности, растворяют частицы горной породы и образуют желоба, или борозды, отделенные друг от друга менее податливыми растворению прослойками горной породы, возвышающимися между ними в виде более или менее узких ребер. Этим образованиям и дают название *карров*.

Наиболее правильно они выражены на склонах. В случае же горизонтальной поверхности или поверхности с незначительным



Рис. 36. Устье поглощающей воронки.

уклоном эти рытвины беспорядочно расходятся в разные стороны, пересекают друг друга, так что в результате вся поверхность представляет хаос глыб (*карровые поля*). Не всегда даже можно говорить о рытвинах, во многих случаях мы имеем здесь дело с небольшими трещинами или встречаем круглые или овальные дыры, в которых после дождя еще долго сохраняется вода, когда остальная поверхность давно просохла. Хотя известную роль при образовании карров может играть и механическая эрозия, но их присутствие на горизонтальных поверхностях и поверхностях со слабым уклоном, где размывающая сила ничтожна, а также то обстоятельство, что карры лучше всего выражены в химически чистых известняках, свидетельствуют в пользу того, что наибольшее значение при их образовании имеет коррозия. В особенности продолжительное воздействие снегового покрова на растворимую поверхность горной породы должно содействовать образованию карровых полей. Известную роль в этом процессе играет также растительность, которая, разлагаясь, обогащает воду почвенными кислотами и тем содействует растворяющей работе воды.

Там, где скопившиеся воды уходят по трещине в глубину, они, воздействуя химически и механически на стенки трещины, постепенно расширяют ее и превращают в извилистый ход или вертикальную шахту, отводящую воду в глубину (рис. 36). Но если устьевой конец трещины имеет незначительный просвет, а горная порода содержит в себе посторонние глинистые примеси, то отверстие трещины

может с течением времени замазаться глиной, и тогда просачивание воды в глубину прекращается, воды скопляются на более или менее продолжительное время в создавшемся углублении поверхности, коррозия главным образом распространяется в ширину, воздействуя на боковые стенки углубления и превращая его в колодцеобразную или воронкообразную яму — карстовую воронку, или *долину*. Естественно, что в местностях с длительным снеговым покровом такую же работу совершает снег, скопившийся на дне ямы и в случае значительной глубины последней сохраняющийся там долгое время.

Таким образом, возникновение воронок необходимо также приписать по преимуществу химическому воздействию воды на горную породу, хотя это и не исключает возможности образования их в том или другом случае и путем провала потолка над подземными пустотами. Чаще всего воронки образуются путем провала в тех местностях, где над растворимыми породами залегают сверху нерастворимые, но в этом случае провал обыкновенно распространяется лишь на толщу нерастворимых пород (например, на ледниковые отложения, прикрывающие в северной половине Европейской части СССР коренные отложения).

В пользу коррозионного происхождения воронок говорит еще тот факт, что в большинстве случаев на стенках их не наблюдается никакого следа нарушения напластования, дно воронок часто бывает ровное, почти горизонтальное, под слоем глины или terra rossa (красная глина) отсутствуют обломки и глыбы известняка, и в тех случаях, где воронку можно было изучать в разрезе, оказывалось, что, правильность напластования на ее дне не была нарушена, и что конус выветрившегося известняка, пересыпанный terra rossa, постепенно переходит в свежую, не затронутую выветриванием, горную породу.

По своим размерам (отчасти и форме) и по большей или меньшей густоте расположения воронки представляют большое разнообразие. Мы находим все переходы от небольших и неглубоких ям до впадин, имеющих несколько сот метров в диаметре и несколько десятков метров в глубину. Тогда как в одном случае на пространстве целого квадратного километра встречаются лишь единичные воронки, в других они представлены на ограниченном пространстве целыми сотнями и даже тысячами и, как оспины, покрывают поверхность.

Большею частью дно воронок покрыто бурой, желтоватой или (в более теплых странах) красной глиной (terra rossa), получившейся в результате растворения известняков как их нерастворимый остаток, и бывает задерновано. Очень часто, даже в наиболее диких и голых участках, на стенках воронок встречаются кустарники и деревья. Вообще воронки в карстовых областях являются наиболее культурными оазисами; в карсте Югославии на дне больших карстовых воронок (долин) часто расположены огороды, сады, даже поля; они обнесены белыми каменными заборами из известняковых глыб и носят название *оград*. Наконец, в воронках долго сохраняется снег, а благодаря непроницаемости дна, также и талые воды и выпавший дождь, так что они превращаются во временные озера,

водой которых пользуется скот, а иногда и население. В тех случаях, когда дно воронок понижено до горизонта грунтовых вод, в них проникает и более чистая грунтовая вода, и они представляют тогда постоянные или периодические озера.

Наряду с воронками для карста характерны также эрозионные шахты и вертикальные пещеры, т. е. ряд более или менее узких и извилистых ходов, проводящих воду с поверхности к грунтовым водам или подземным рекам и образовавшихся под влиянием как химической, так и механической работы воды. Такие шахты достигают часто очень значительной глубины, например, Требичская шахта (или Линдерская пещера) близ Триеста имеет 323 *м* глубины. От эрозионных шахт отличаются так называемые *естественные шахты* — глубокие, зияющие ямы, достигающие иногда нескольких сот метров глубины (во Франции их называют abîmes, т. е. *бездны*) и образовавшиеся скорее всего путем провала потолка над пустотами.

Карры и воронки представляют наиболее распространенные и в то же время элементарные формы карстового ландшафта. Очень часто воронки располагаются без всякого порядка, но иногда они обнаруживают рядовое расположение вдоль трещин напластования или тектонических линий. Постепенно расширяясь, соседние воронки могут соединяться друг с другом и образовать впадины более значительных размеров. Этот процесс связан, с одной стороны, с понижением разделяющих воронки участков первоначальной поверхности, с другой — с заполнением самих впадин продуктами выветривания, приносимыми извне, и в конечном счете ведет к нивелировке поверхности. Такие большие впадины, образовавшиеся от слияния многих воронок, сохранивших хотя бы отчасти следы своего обособленного существования, носят на Балканском полуострове название *увала* (по-русски их следует называть *карстовыми впадинами*), а в случае более значительных размеров и более подвинувшейся нивелировки — название *польев*.

Таким образом, польями называются замкнутые, большею частью овальные обширные низины с длинною осью, расположенной вдоль простирания слоев или дислокационных линий и превышающей поперечную в пять и более раз. Боковые стенки польев почти вертикальны, а дно приближается к горизонтальной поверхности, хотя часто и обнаруживает слабый уклон в разные стороны. Со дна польев иногда подымаются глыбообразные островные горы или останцы. Размеры польев колеблются в широких пределах, от 1 до 30—50 *кв. км*, а в некоторых случаях достигают нескольких сотен квадратных километров. Полья орошаются реками, берущими начало из ключей и пещер в боковых стенках полья и затем исчезающих после более или менее длинного, извилистого и медленного течения в воронкообразных отверстиях, называемых в Карсте *поноpами*, в Греции — *катавотрами* (рис. 34). В сезоны, обильные осадками, полья отчасти или сплошь переполняются водой и превращаются в озера. Другие полья представляют периодические озера, например, знаменитое Циркницкое озеро близ Триеста, наконец, некоторые полья являются постоянными озерами, например, озера Охридское и Пресба на Балканском полуострове. Вообще для кар-

стовых стран, в случае неглубокого залегания грунтовых вод, характерно присутствие периодических или постоянных озер, например, у нас в Северном крае, в Приуралье и т. д. (см. главу об озерах).

Благодаря рыхлым наносам и продуктам выветривания, покрывающим днище польев, а также наличности в них воды, полья представляют резкий контраст с окружающими их безводными карстовыми возвышенностями и поэтому являются, поскольку этому не препятствуют периодические наводнения, наиболее культурными участками карста.

Что касается происхождения польев, то наряду с приведенным выше объяснением, выдвигающим на первый план коррозионные процессы (отчасти также и нивелирующую деятельность протекающих в польях рек), существуют и другие взгляды, согласно которым полья представляют собою тектонические впадины в области карста (грабены, мульды).

Если полья, благодаря понижению их до уровня грунтовых вод, сравнительно обильны водой, то, наоборот, поверхность известняковых массивов, над ними возвышающихся, характеризуется бедностью стоячими и в особенности проточными водами. Выпавшие осадки в своей главной массе поглощаются воронками, естественными шахтами и по трещинам отводятся в глубину.

Отсюда малочисленность рек и речных долин в области развития карста, рельефно выступающая на каждой топографической карте. Эрозионная сила воды в карсте раздробляется: на поверхности преобладает химическая денудация, работа которой имеет скорее плоскостное, чем линейное направление.

Указанная малочисленность речных долин является общей чертой для всех карстовых стран (плоскогорья Косс во Франции, карста Крайны, Истрии, Динарского карста и т. д.). Только особенно многоводные реки, имеющие свои истоки в области непроницаемых горных пород, могут сохраниться, если они в состоянии углубить свое русло до уровня грунтовых вод или, по крайней мере, настолько приблизиться к этому последнему, что они получают известное преимущество над стоком воды по подземным каналам.

В противоположность ландшафтам в области распространения непроницаемых пород, где речная сеть с ее многочисленными разветвлениями составляет нечто цельное и единое, тогда как разделенные реками водораздельные возвышенности являются в виде как бы разобщенных островов, — в карсте возвышенные плато представляют нечто цельное, тогда как речные долины и понижения являются изолированными.

Другой характерной и общей для всех карстовых стран особенностью речных долин является их большая глубина и крутизна берегов. В этом отношении долины карстовых рек напоминают каньоны в области сухого климата. Такой характер долин является следствием отсутствия поверхностного смыва и расчленения берегов боковыми притоками. Только химическое выветривание и обвалы работают над преобразованием их стенок, представляющих часто весьма живописные и грандиозные картины. Таким образом, преобладающей формой долин в карсте является *ущелье*, или *каньон*. Ха-

рактерными образчиками таких каньонов являются, например, долины рек юго-западной Югославии, глубина которых достигает от 100 до 1000 *м*, каньоны рек, отделяющие друг от друга карстовые плато Косс и достигающие глубины 400—600 *м*, долина Салгира в Крыму, ущелья горных речек Жоэквары и др., в области известнякового Гагринского массива на Кавказе и многие другие.

В большинстве случаев реки берут начало лишь у окраин карстовых массивов, или вообще карстовых областей. Эти реки питаются сильными источниками (типа воклюз) и при самом своем начале представляют мощные потоки (рис. 37).

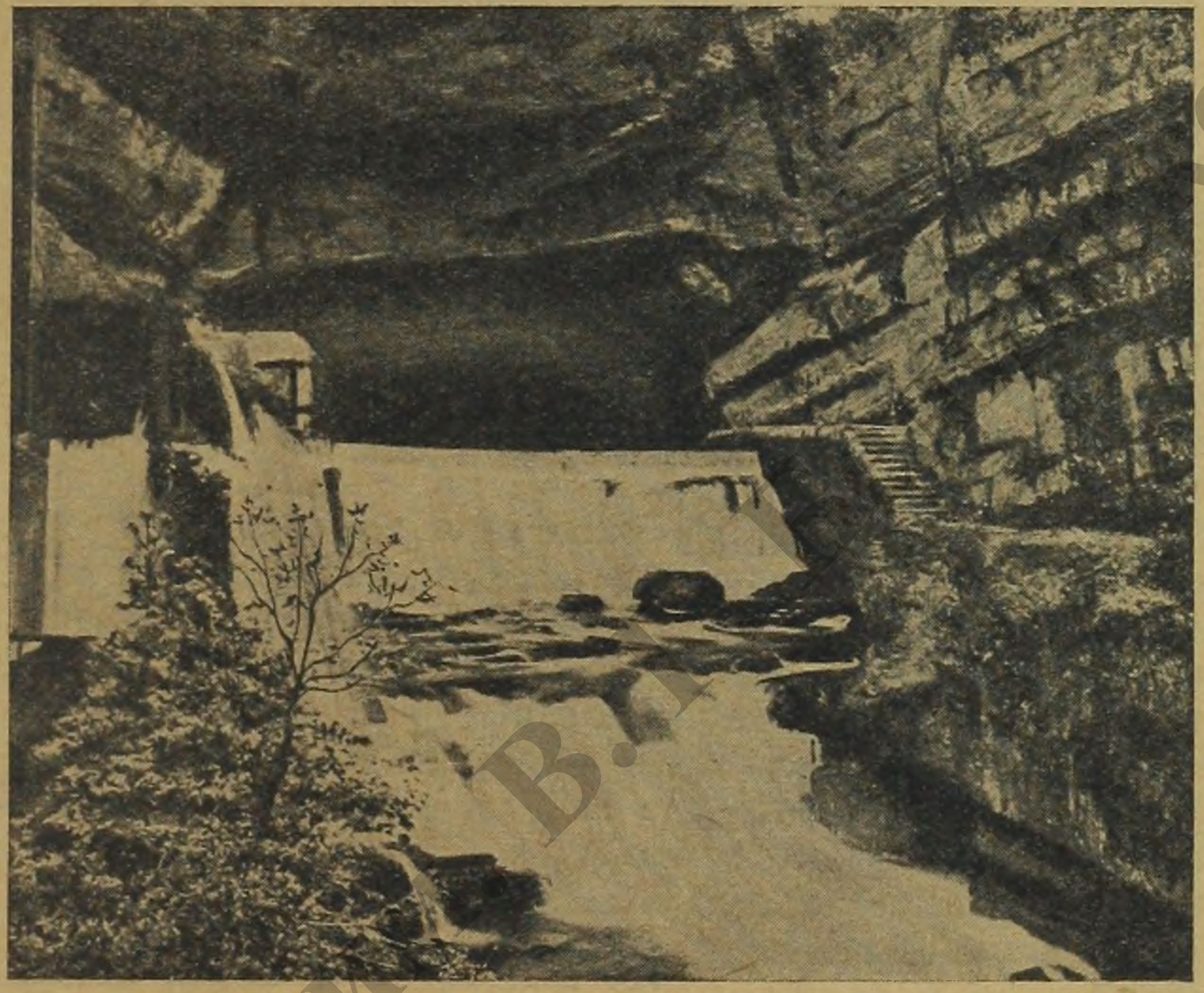


Рис. 37. Воклюзский источник.

Другие реки проникают в карст из области непроницаемых пород, но, вступая в область известняка, они теряют свою воду в трещинах и понорах.

Долины таких рек слепо заканчиваются в нижнем течении, причем этот конец долины может иметь различный характер. В некоторых случаях стенки долины вниз по течению снова сближаются, и долина заканчивается в циркообразном ущелье, в которое открываются пещеры, служащие продолжением поверхностной долины реки, в других случаях такие долины без всякого заметного перерыва переходят в *сухие* (мертвые) долины, представляющие каменистое, заваленное галькой, русло. Очень часто во время половодья и сухая долина наполняется водой, по крайней мере на известном протяжении.

Во многих реках карста наблюдается чередование сухих и слепых участков долины.

Слепые и сухие долины представляют части непрерывной долины, соединенные между собой при посредстве подземных ходов и пещер. Общеизвестными примерами речных долин, состоящих из чередующихся поверхностных и подземных участков, являются Пойк-Унц-Лайбах в Крайне, река Тимаво в Триестском карсте, Бонёр-Брамбио во Франции.

В СССР, как пример исчезающих рек, можно указать: Пониклю в Западной области, реку Рагушу в бассейне реки Тихвинки, реку Сим в Приуралье, реки Горьковского края, реки Нижней Рачи (Шаора-Шараула) на Кавказе, реки в окрестностях Гагр, реку близ Сухуми, протекающую мощным потоком в пещере Абласкира, или Чиловской, подземное течение которой было прослежено К. Сатуниным на протяжении приблизительно 5 *км*, но которая еще подробно не обследована.

Во всех карстовых реках наблюдается тенденция к перемещению понор вверх по течению, вследствие чего вся нормальная поверхностная долина на большом протяжении превращается в сухую и поверхностная циркуляция заменяется глубинной. Отсюда проистекает прогрессивное обеднение водой карстовых стран.

Противоположный этому процесс представляет образование поверхностной долины из подземного русла реки путем провала потолка над пещерами.

В этом случае о прежнем подземном течении свидетельствуют естественные мосты, уцелевшие местами на протяжении долины (например, естественные мосты на реке Ракбах, у Канциана в лесу Pont d'Arc, в каньоне реки Ардеш, естественный мост длиною в 250 *м* на реке Сонгка в Индокитае. Но даже в случае отсутствия таких мостов самый характер долины — узкое и глубокое ущелье, с крутыми отвесными стенками — до некоторой степени свидетельствует в пользу подобного способа происхождения долины.

В классической карстовой области — в карсте Средиземья — известняки и доломиты выходят на поверхность. Кора выветривания, почвенный слой и растительный покров здесь почти отсутствуют; лишь в воронках и польях накапливается почва и есть растительность. Такую же картину представляет и карст Крымских яйл. Подобные области получили название *голого* (*неприкрытого*) *карста*, или *средиземноморского*. В климатических условиях средней и северной Европы известняки по большей части прикрыты почвенным покровом, а часто между почвой и известняками залегают слои нерастворимых пород; карст здесь развивается обычно под покрышкой этих пород и почвы. Такой карст называется *прикрытым*, или *среднеевропейским*.

Цикл развития карста.

При прочих равных условиях, развитие карстового процесса зависит главным образом от глубины залегания грунтовых вод.

Предположим, что воздействию деструкционных сил подвергается поверхность карста, сложенного из чистых известняков, испытавшего тектонические нарушения и обладающего вследствие этого значительною трещиноватостью.

Атмосферные осадки, выпадающие на эту поверхность, стекая по направлению склона, создадут ряд карровых рытвин, первоначально расположенных согласно склону, отличающихся сравнительно большой глубиной при незначительной ширине и отделенных друг от друга узкими и крутыми гребнями. В месте пересечения трещин образуются глубокие воронки, имеющие первоначально воронкообразную или колодцеобразную форму и расположенные большей частью, повидимому, без всякого порядка. Многочисленны также эрозионные шахты, поглощающие воду атмосферных осадков или поверхностных рек, проникающих сюда из области распространения непроницаемых пород. На некотором протяжении реки еще имеют в самом карсте поверхностные долины, так как поноры и трещины, ведущие в глубину, еще недостаточно расширены, чтобы поглотить всю воду. В толще горной породы поглощенные на поверхности воды должны совершать еще очень значительный пробег, и так как трещиноватость не вполне равномерна, то образуются изолированные водотоки. Грунтовые воды, залегающие очень глубоко под поверхностью, движутся по сети узких каналов, среди которых еще незаметно никакой диференцировки. Такова *юная стадия карста*.

По мере дальнейшего развития карстового процесса происходит, с одной стороны, все большее разрушение, а в силу того и понижение поверхности, с другой — вместимость подземных ходов в глубине делается все больше, и некоторые из них получают преобладающее значение в подземном дренаже, стягивая к себе второстепенные ходы, которые делаются их притоками. Процесс разрушения, таким образом, происходит и на поверхности и в глубине, подвигаясь навстречу один другому.

Продукты химической эрозии с поверхности уносятся в глубину и ведут к повышению уровня грунтовых вод. Над некоторыми более значительными пустотами происходят провалы потолка, и в результате образуются глубокие, зияющие на поверхности, естественные шахты.

Протекавшие в юной стадии на поверхности реки уже поглощены понорами, которые стали шире и лучше проводят воду. На месте прежних нормальных долин появляются мертвые долины. Корразионные процессы на поверхности с течением времени все более концентрируются вдоль трещин напластования и тектонических линий.

Карровые рытвины пересекают поверхность независимо от первоначальной покатости и создают дикие карровые поля. Они становятся шире, а разделяющие их гребни уплощаются, на дне рытвины местами скопляются продукты выветривания.

Воронки сделались площе, так как дно многих из них уже устлано глиной и terra rossa, замазавшими поглощающие трещины, и коррозия более работает вширь, нежели вглубь. Многие из них получают блюдцеобразную форму. Благодаря расширению воронок и их расположению в большем числе вдоль структурных и тектонических линий, происходит соединение воронок и образование впадин. Этот процесс повторяется с течением времени все чаще и чаще; часть

впадин превращается в полья, в некоторых случаях углубленные до грунтовых вод и поэтому постоянно или временно орошаемые реками.

Между отдельными котловинами впадин и со дна последних, так же как со дна польев, поднимаются одинокие конусообразные горы, *останцы*, указывающие на уровень первоначальной поверхности карста. В глубине горная порода прорезана целым рядом более или менее вместительных ходов, относящихся к области вертикальной циркуляции или к стадии карста, когда грунтовые воды еще не достигли нормального залегания над непроницаемыми породами и циркулировали выше. Многие из этих пустот, лишенные в настоящее время воды, делаются ареной образования натечных масс. Такова *зрелая стадия карста*.

К началу старческой стадии карстовые формы рельефа все более теряют свою определенность. Воронки уплощаются, впадины и полья делаются обширнее и многочисленнее. Все больше и больше продуктов выветривания скопляется на поверхности. Во многих местах глубинная циркуляция заменяется поверхностной, как вследствие углубления польев до грунтовых вод, так и вследствие провала потолка над пещерными реками и образования поверхностных долин. Свидетелями прежнего подземного течения являются уцелевшие кое-где естественные мосты.

В стадии старости обрамление долин уже почти исчезло, полья и впадины местами вскрыты и соединены между собой, и только там и сям между ними поднимаются одинокие плосковершинные возвышенности. Поверхность карста понижена в этой заключительной стадии во многих местах почти до уровня грунтовых вод. Вместо вертикальной циркуляции возникает горизонтальная, вырабатывается нормальная сеть долин. Реки, протекающие почти на уровне грунтовых вод, имеют ничтожное падение и поэтому медленное и извилистое течение. Они часто и в большом масштабе меняют свое русло и содействуют окончательной нивелировке поверхности. Во многих местах происходит заболачивание поверхности и возникают мелкие озера.

В случае если такой ход развития не будет прерван опусканием грунтовых вод или поднятием местности и не начнется новый цикл развития, поверхность карста может получить характер почти равнины с одиноко возвышающимися островными возвышенностями. Такова *старческая стадия карста*.

В карсте некоторые участки раньше подвергаются нивелировке до поверхности грунтовых вод, другие позднее. Тогда как одни участки уже захвачены в нормальную речную сеть, другие могут быть еще польями, между которыми лежат, правда, невысокие, но обширные глыбообразные возвышенности.

Пещеры.

В результате подземной работы воды в карсте образуются пещеры. Среди них интересна по своим размерам *Мамонтова пещера* в штате Кентукки в Северной Америке (длина всех галерей здесь около 100 *км*). В Европе большой известностью пользуется *Адельсберг-*

ская пещера (11 *км*), по которой протекает река Пойк (рис. 38), исчезающая под землею у местечка Адельсберг и вновь появляющаяся на поверхность в полье Планина под именем реки Унц, которая, в свою очередь, скрывается в поноре, чтобы через некоторое время опять показаться уже под именем Лайбаха, впадающего в Саву, приток Дуная. В полье Планина эта река принимает подземный поток, вытекающий из Циркницкого озера.

В СССР пещеры наиболее многочисленны в Крыму, на Урале, в некоторых местностях Кавказа. Укажем еще на Барнуковскую пещеру в Горьковском крае и Кунгурскую в Уральской области.

Пещеры, оставленные водами, заполняются сталактитами (рис. 39) и глиною, остающейся после растворения известняка. Через капиллярные трещины в потолке просачивается вода, в которой растворена углекислая известь, выпадающая в виде кристаллов из раствора при условии испарения воды или уменьшения давления. Кристаллы эти группируются в полые трубочки с тонкими стенками и незамкнутым концом, где висит капля воды, из которой рождаются все новые и новые кристаллики. На дальнейшей стадии своего развития, когда канал трубочки закупорится, сталактит перестает удлиняться, но зато покрывается с поверхности рядом концентрических оболочек и переходит в компактную внушительных размеров сосульку. За счет такой же воды, падающей с потолка на дно пещеры, образуются сталагмиты, представляющие то небольшие конусообразные бугорки, то значительной величины столбы. В отличие от сталактитов, сталагмиты не имеют внутри канала и отличаются притупленной вершиной.

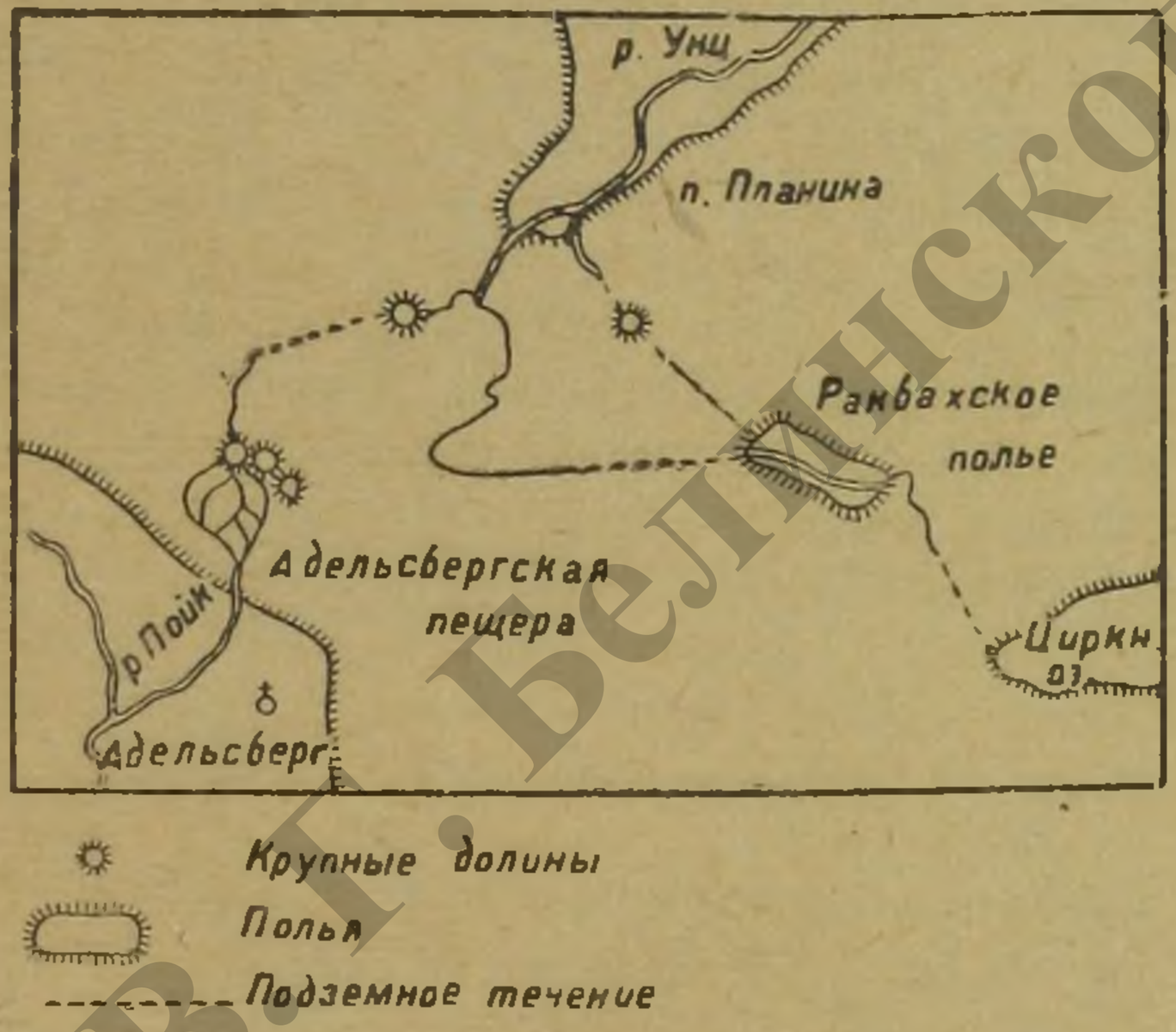


Рис. 38. Подземное течение реки Пойк и ее притоков.

Известняковые конкреции в пещерах имеют весьма разнообразные формы и размеры и привлекают особое внимание туристов. Некоторые пещеры карста, как Адельсбергская, пещера Рудольфа близ Триеста, многие пещеры Франции, Бельгии, острова Майорки и Соединенных штатов, пользуются в этом отношении заслуженной известностью. Кроме сталактитов и сталагмитов, в собственном смысле слова, мы находим также драпировки, занавески, ребра, террасы и т. д. Особый интерес представляют эксцентричные прозрачные сталактиты в виде подвесков, мочек корней, причудливых цветов и т. д., то свешивающихся вниз, то вытягивающихся в гори-

зонтальном направлении или даже вверх и, подобно инею, покрывающих потолок пещеры. Образование их объясняется преобладанием кристаллизационной силы над силой тяжести.

Среди пещер обращают на себя внимание пещеры-ледники, в которых круглый год лежит лед. Чаще всего они имеют форму мешка, углубленного вниз от поверхности (рис. 40). Зимой, когда температура наружного воздуха ниже, чем температура воздуха внутри пещеры, холодный воздух, как более плотный, а потому более тяжелый, входя в нее, опускается на дно и вытесняет более теплый и легкий,

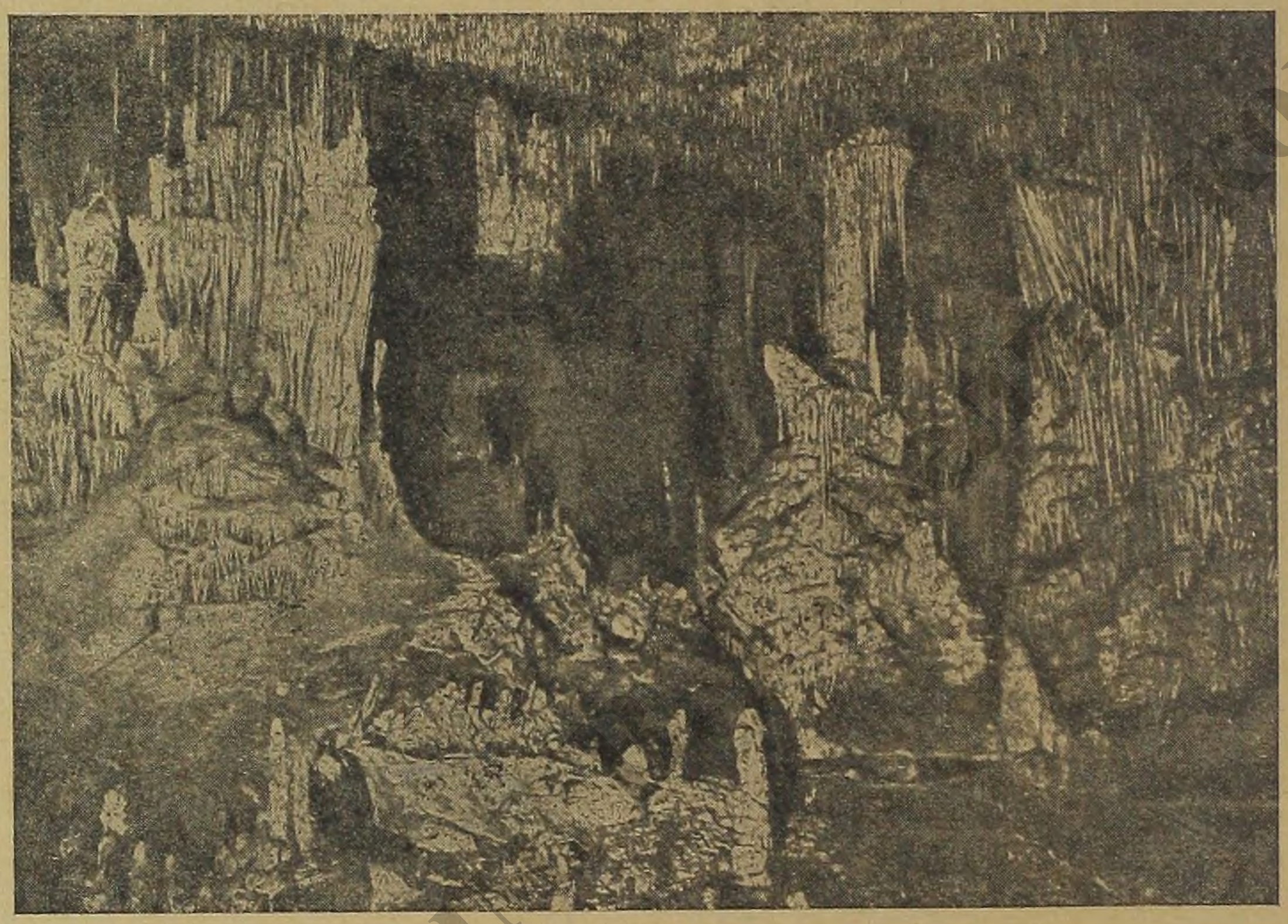


Рис. 39. Сталактитовая пещера.

что влечет за собой понижение температуры в пещере и переохлаждение горной породы, в которой она заключена. С наступлением теплого периода тяга воздуха прекращается, так как наружный воздух, как более теплый и легкий, войти в пещеру не может. Это способствует сохранению низкой (не превышающей 0°) температуры, несмотря на нагревание стенок и воздуха в пещере медленным током тепла из глубины земли и проникающей в нее с поверхности водою. Наиболее низка температура в такой пещере зимой, а затем повышается в течение лета. Образование льда происходит, однако, не зимой, когда в пещеру не может проникнуть вода (вследствие низкой температуры на поверхности лежит снег), а преимущественно весной, когда вода с поверхности проникает в трещины, просачивается в пещеру, где снова замерзает под действием низкой температуры.

Примером такой пещеры является *Бузулук-хоба* на Караби-яйле в Крыму.

Другой тип пещер имеет тоже мешкообразную форму, но замкнутый конец их обращен кверху от входа в пещеру. Такие пещеры могут быть названы теплыми и не имеют постоянного льда. Зимой в них нет тяги воздуха: холодный и тяжелый воздух не может подняться кверху и вытеснить теплый. Летом же (рис. 41) более теплый и легкий наружный воздух стремится в пещеру и, таким образом, нагревает горную породу, в которой заключена пещера.

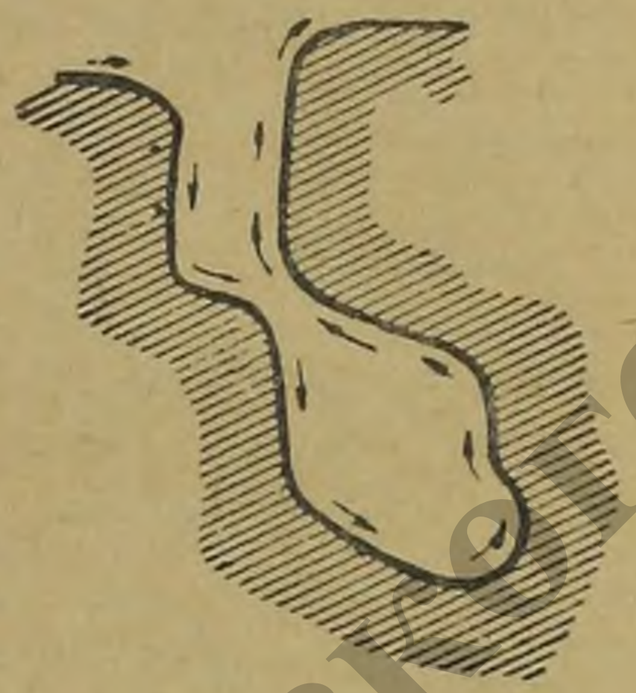


Рис. 40. Ток воздуха в пещере мешкообразной формы зимой.

Наконец, третий тип пещер имеет два выхода. Зимой, когда воздух в пещере теплее наружного, он поднимается и вытекает через верхнее отверстие, а его место занимает наружный воздух, притекающий через нижнее отверстие; этот последний также нагревается и поднимается вверх (рис. 42). Тяга воздуха продолжается до тех пор, пока снаружи и внутри температуры не сравняются, при этом большое охлаждение испытывают нижние части пещеры, где наиболее холодный воздух соприкасается со стенками. Это тип ветровой пещеры. Зимой над верхним отверстием пещеры образуется часто туман, так как вытекающий более теплый воздух охлаждается и заключенные в нем пары конденсируются. Весной и летом, когда температура наружного воздуха сделается выше, чем температура воздуха внутри пещеры, холодный воздух будет вытекать из пещеры через нижнее отверстие, а на место его будет всасываться наружный, более теплый воздух через верхнее отверстие пещеры, там он охлаждается от соприкосновения с холодными стенками и снова вытекает (рис. 43). Летняя тяга воздуха продолжается до тех пор, пока температура внутри и снаружи не станет одинаковой. В результате летней тяги происходит постепенное нагревание горной породы, в которой заключена пещера. Летом точно так же наиболее холодной частью будет прилегающая к нижнему входу, так как здесь с горной породой соприкасается воздух, успевший уже охладиться во время своего подземного пробега. Испарение в процессе охлаждения играть большой роли не может, так как зимой охлаждение, производимое тягой, значительно больше, чем охлаждение от испарения, а летом, когда теплый наружный воздух охлаждается в пещере, условия более благоприятны для конденсации, чем для испарения. Действительно, летом во многих пещерах такого типа происходит образование инея и кристалликов снега. Пещеры последнего типа менее благоприятны для сохранения в них снега летом, чем пещеры мешкообразной формы с замкнутым концом, обращенным вниз.



Рис. 41. Ток воздуха в летнее время в пещере, замкнутым концом обращенной вверх.

Условия, благоприятствующие охлаждению таких пещер: 1) низкие температуры зимой и значительная продолжительность холод-

ного времени; 2) короткое лето и не особенно высокие температуры; 3) значительная, но не слишком большая длина пещеры; 4) форма пещеры в виде горизонтального хода с впадающими в него вертикальными шахтами.

Примером пещеры-ледника с двумя входами может служить *Кунгурская* пещера близ г. Кунгура Свердловской области, предста-

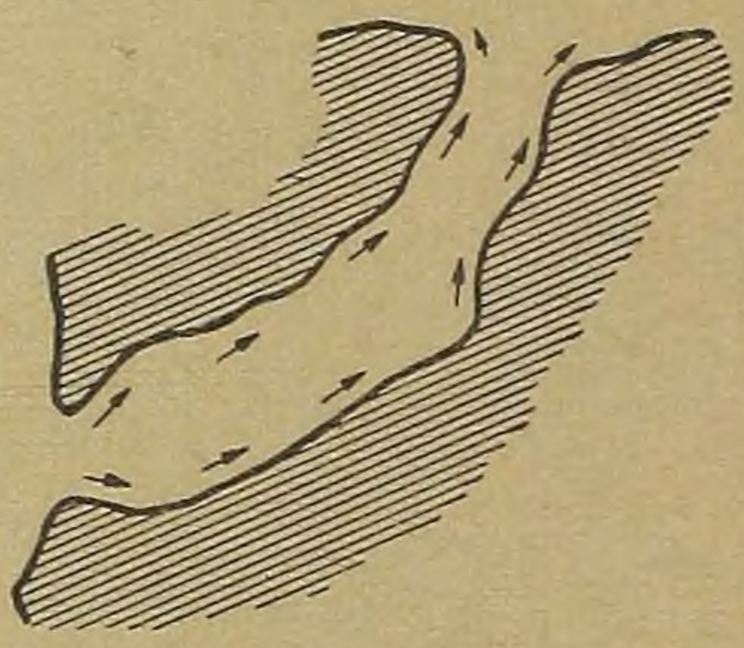


Рис. 42. Ток воздуха в ветровой пещере зимой.



Рис. 43. Ток воздуха в ветровой пещере летом.

вляющая горизонтальный или близкий к горизонтальному ход, в потолке которого открывается несколько вертикальных шахт, через которые происходит тяга воздуха. Особенной красотой в ней отличается так называемый бриллиантовый грот с отложениями хлопьев инея и кристалликов снега.

СОУНБ им. В. Г. Белинского

XV. РЕКИ.

Скорость течения, питание и режим рек.

Роль текучей воды на земле громадна и всегда обращала на себя внимание человека, недаром с глубокой древности многие реки были олицетворены; и в глазах современной науки реки являются наиболее активным элементом физической географии. Одни из них спокойны, имеют медленное течение и правильные подъемы воды, которые легко предвидеть; другие — быстро и стремительно несут бурные воды, внезапно вздымают свой уровень и так же внезапно понижают его.

Но реки являются географическим фактором не только сами по себе, они в то же время неустанно работают над изменением лика земли; результаты этой геологической работы текучей воды, суммируясь на протяжении веков, бывают настолько велики, что страны совершенно утрачивают свой первоначальный вид: там, где вздымались некогда высокие горы, в настоящее время мы находим часто лишь волнистую равнину, а, с другой стороны, высокие плоскогорья превращены в гористые или холмистые местности.

Жизнь человека находится в такой тесной связи с режимом текучих вод, что само собой понятен тот высокий интерес, который проявляет человек по отношению к рекам. Большие реки служат наиболее дешевыми естественными путями сообщения во многих странах, а на далеком севере это часто единственные пути сообщения и не только летом, но и зимой, когда их закованная льдом поверхность представляет наилучшую дорогу. Даже в пустынных странах, как, например, в Сахаре, сухие русла рек определяют направление караванных путей. С незапамятных времен Аму-дарья, (древний Оксус), Сыр-дарья, (древний Яксарт), определяли направление торговых путей через среднюю Азию. Быстрая колонизация некоторых стран, как, например, Канады, средней части Соединенных штатов и Сибири делается понятной лишь в том случае, если принять во внимание расположение рек в этих странах. Удобства, которые представляют реки как пути сообщения, притягивают население к их берегам и являются одним из факторов возникновения городов, в особенности в местах пересечения речных путей. Еще большее значение имеют реки как посредники между океаном и внутренними частями стран, недаром недалеко от их устья возникли величайшие торговые города, как Лондон, Роттердам, Антверпен, Гамбург, Александрия, Калькутта, Шанхай, Монреаль, Квебек, Новый Орлеан, Монтевидео и др.

С другой стороны, разливы некоторых рек, как, например, Нила, Тигра и Евфрата дали возможность развиться цивилизации у самых границ пустыни. Значение рек в жизни страны столь велико, что во всех культурных государствах возникли специальные организации для изучения гидрографии, и давно уже приступлено к систематическому изучению рек и их режима. Во Франции учреждение «Service hydrometrique de la Seine» предшествовало учреждению метеорологических станций, в Германии издан ряд ценных монографий, посвященных изучению всех больших рек, начиная от Рейна и кончая Вислой, в Соединенных штатах систематическое изучение рек ведет Geological Survey. Сильные и опустошительные разливы Дуная и в особенности его притоков Тиссы, Мароша и других в Венгрии повели к созданию целой сети гидрологических учреждений с центральной станцией в Будапеште. Из рек СССР более подробному обследованию в XIX столетии подвергались Днепр (М а к с и м о в и ч, О п п о к о в), Волга (Б о г у с л а в с к и й) и ряд других рек; в конце XIX столетия в Европейской России, кроме того, работала специальная экспедиция по обследованию истоков важнейших рек, под общим руководством А. А. Т и л л о, давшая ценный материал по гидрологии верховий наших основных водных артерий. После Октябрьской социалистической революции изучение рек в СССР развернулось с нигде невиданной широтой и глубиной; создались специальные научно-исследовательские учреждения (Гидрологический институт и др.), ведется всестороннее изучение рек, их режима и бассейнов в связи с новыми грандиозными сооружениями: Днепрострой, Волховстрой, Беломорско-Балтийский канал, Большая Волга, канал Волга — Москва и многие другие. Издается ряд специальных органов, выросла большая монографическая литература, расширена сеть наблюдательных станций.

Наиболее характерной особенностью каждой реки является ее режим, т. е. изменение на протяжении года ее уровней: расходов, наносов, температуры, химизма и т. д. Чтобы выяснить режим реки, необходимо определить отношение, какое существует между количеством осадков, выпавших в ее бассейне, и массой воды, стекающей рекой.

Для определения же этой последней достаточно знать площадь поперечного сечения реки (так называемое *живое сечение*) и среднюю скорость ее течения в данном месте, так как произведение этих двух величин и дает нам искомое количество воды, протекающее рекой в определенную единицу времени, например, в секунду, в минуту и т. д. Однако определение расхода воды в реке в течение более или менее значительного промежутка времени, а в особенности целого года, нелегкая задача, так как и скорость течения и живое сечение реки постоянно изменяются на протяжении года.

Определение скорости течения производится или при помощи простых поплавков, например бутылок, или при помощи более точных приборов, называемых вертушками.

Наблюдения показывают, что скорость течения в реке обычно уменьшается от верховьев вниз по течению. Причина этого заключается в том, что вода при своем движении испытывает трение, как внешнее о дно, берега и о воздух, так и внутреннее, вследствие

неодинаковой скорости и различного направления движения частиц воды. В конце концов препятствия, испытываемые водой при ее движении, настолько велики, что поглощают все ускорение, приобретаемое водой при падении от истоков к устью.

Вследствие трения в данном живом сечении реки наибольшая скорость (в случае правильного поперечника реки) находится в середине, но не на поверхности, а на некоторой небольшой глубине, так как на поверхности вода испытывает трение о воздух. В случае несимметричности живого сечения наибольшая скорость будет над самой глубокой ложбиной реки, ближе к одному из берегов. Соединяя точки поперечных сечений реки, в которых течение наиболее быстрое, получим извилистую линию, которая называется *стрежнем*, или осью, реки. Наглядное понятие о распределении скоростей в данном живом сечении реки можно получить, соединив линиями — *изотахами* — точки, имеющие одинаковую скорость. По середине высшей изотахи проходит стрежень реки.

Если ветра нет и шероховатость дна обычна, то на каждой отдельной вертикали наибольшая скорость будет находиться от поверхности на расстоянии приблизительно $^1/_5$ глубины вертикали ($0{,}24H$, где H — глубина вертикали). В этом случае распределение скоростей по вертикали может быть изображено приведенным ниже графиком (рис. 44).

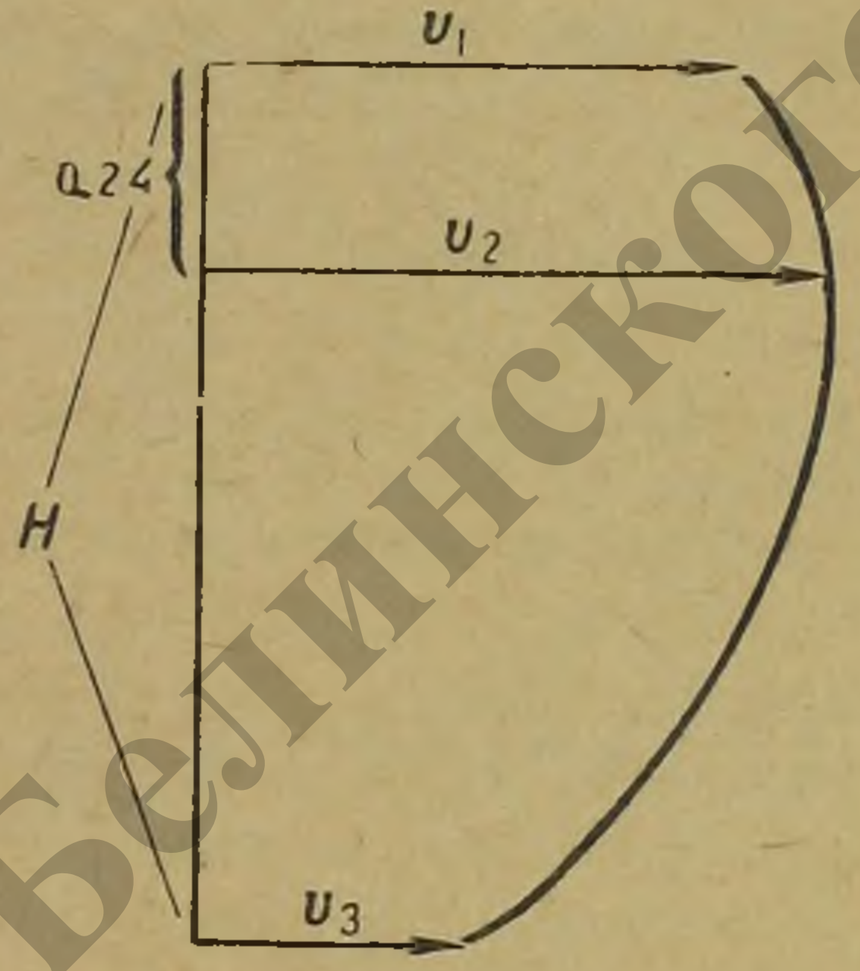


Рис. 44. Диаграмма изменения скоростей течения реки по вертикали (схема).

H — глубина реки; v_1, v_2, v_3, — скорости течения.

Положение точки с наибольшей скоростью определяется соотношением между скоростями поверхностной и придонной (соотношением трения поверхностного и продольного). Увеличение шероховатости дна повлечет за собою уменьшение придонной скорости и соответствующее приближение точки с наибольшей скоростью к поверхности.

Встречный ветер, усиливая трение, уменьшает поверхностную скорость и удаляет наибольшую скорость от поверхности. В случае, если поверхностная скорость равна при этом придонной, наибольшая скорость окажется по середине вертикали. Зимою подо льдом с сильно шероховатой нижней поверхностью наибольшая скорость перемещается ближе ко дну.

Ветер, дующий по направлению течения, будет не тормозить поверхностные слои воды, а подгонять их, поэтому наибольшая скорость по вертикали поднимется на поверхность.

Французский ученый Ш е з и дал следующую (выше упоминавшуюся) формулу для средней скорости по живому сечению

$$v = c\sqrt{Ri},$$

где i — уклон поверхности реки, R — гидравлический радиус, равный отношению площади живого сечения F к длине смоченного периметра P (рис. 45), c — коэфициент, зависящий главным образом от шероховатости русла.

ГГУ им. Ф. Скорины

Таким образом, скорость течения определяется: 1) уклоном поверхности реки, 2) формой русла, 3) шероховатостью русла.

При этом нужно иметь в виду, что скорость определяется уклоном поверхности воды в реке, а не уклоном русла. Если поверхность воды горизонтальна (например перед плотиной), то течения не будет.

Формула Ш е з и, давая зависимость скорости от факторов, ее определяющих, позволяет предвидеть, как будет меняться скорость при изменении этих факторов.

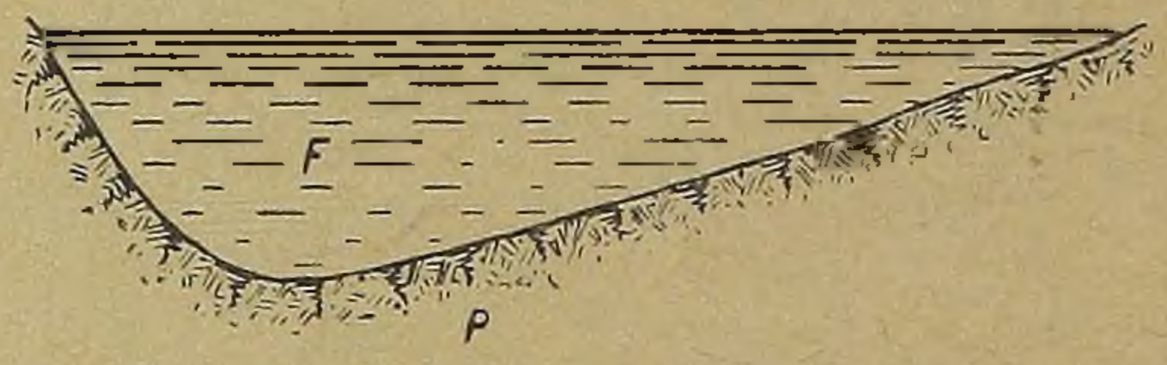


Рис. 45. Схема соотношения площади живого сечения F реки и смоченного периметра P реки.

Вследствие неодинаковых скоростей движения воды в живом сечении поверхность реки не является горизонтальной; при повышении уровня реки к середине притекает более воды, чем к краям, и поверхность принимает выпуклый вид, что весьма наглядно обнаруживается, например, в наших реках до вскрытия льда: лед вследствие прибыли воды к середине принимает также выпуклую форму, причем поверхностные талые воды собираются около берегов, образуя здесь длинные лужи, тогда как поверхность льда посредине остается сухой. При спаде вод стекает наибольшее количество воды серединой реки, и поверхность реки принимает вогнутую форму. Проистекающая от этого разность уровней в Миссисипи достигает 2 *м*.

Различают два типа движения жидкости — *ламинарное* и *турбулентное*.

Если скорость в каждой точке изобразить вектором (стрелкой, дающей направление скорости и ее величину), то при *ламинарном* движении вектор скорости в каждой заданной точке будет постоянен, не будет меняться. Такое движение жидкости наблюдается в узких трубочках при малых скоростях. В природе приближается к ламинарному движение подземных вод по мелким порам. Частным случаем ламинарного движения будет параллелоструйное.

Турбулентное движение характеризуется непостоянством, изменчивостью вектора скорости в каждой заданной точке живого сечения или вертикали. Эта изменчивость называется пульсацией. Таким образом, при *турбулентном* движении каждая отдельная частица воды, приходя в заданную точку, будет проходить ее в разных направлениях и с разной линейной скоростью. Турбулентное движение широко распространено в природе. Все достаточно быстро текущие поверхностные воды турбулентны. Можно с уверенностью утверждать, что реки имеют только турбулентное течение. Частным случаем турбулентного движения является вихревое (водовороты, воронки и т. д.).

Вектор скорости турбулентного движения можно разложить на составляющие — горизонтальную, вертикальную и боковую. Горизонтальная составляющая характеризует снос по течению, а вертикальная — перемещение частиц воды вверх или вниз (рис. 46). На

рисунке в случае «А» вертикальная составляющая направлена вверх, а в случае «В» — вниз.

Значение турбулентности речного течения исключительно велико. Ею определяется перемешивание речной воды и перенос материала во взвешенном состоянии.

Количество (объем) воды, протекающей через площадь живого сечения в единицу времени, называется *расходом* реки. Очевидно, расход $Q = F \cdot v$, где F — площадь живого сечения, а v — средняя скорость.

Расход за продолжительное время называется *стоком*. Обычно различают сток годовой, месячный, суточный.

Зная массу воды, протекающей рекою в разные времена года, мы можем составить представление о ее *режиме*. Для наглядности можно выразить изменение расхода воды графически, обозначая количество воды, протекающее в данное время, квадратиками, пропорциональными соответствующим массам воды. Так как определение расхода сопряжено с большими трудностями и произведено для небольшого числа рек, то часто ограничиваются лишь наблюдениями по водомерной рейке над колебанием уровня реки и на основании этих колебаний судят и об изменении расхода, получая эмпирические формулы зависимости расхода от высоты уровня. Эти формулы теряют смысл, если русло неустойчиво (размывается или заносится).

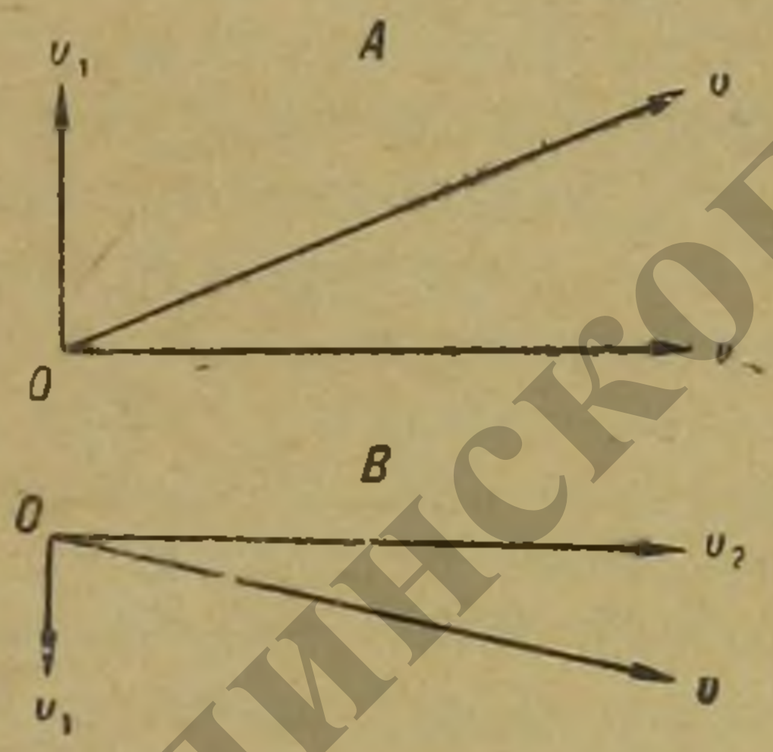


Рис. 46. Схема разложения вектора скорости v турбулентного движения на вертикальную v_1 и горизонтальную v_2.

Если через M обозначим количество осадков, выпавших на площадь бассейна, а через Q — количество воды, стекшее за это же время по реке, то выраженное в процентах отношение

$$\alpha = \frac{Q}{M} \cdot 100$$

называется *коэфициентом стока*.

Выпавшие на поверхности осадки, как известно, стекают, испаряются и просачиваются. Просочившаяся вода рано или поздно или испарится, или присоединится к стоку, поэтому в среднем за большой промежуток времени можно считать, что выпавшая вода частью испаряется, а частью стекает. Если коэфициент стока α 30%, то это значит, что из общего количества выпавших осадков 30% стекли, а остальные 70% испарились.

Величина коэфициента стока определяется общей географической обстановкой — климатом, рельефом, растительностью. Так, для рек северной Европы — Нева, Северная Двина, Печора и др. — коэфициент стока больше 60%, для Дона он около 15%, для Нила — около 4%, для Амазонки — около 30%. Громадное испарение в бассейне Нила и слабое на севере Европы и дают такой резкий контраст.

ГУНБ им. Т. Бегилинского

В разные годы для одной и той же реки коэфициент стока меняется в зависимости от количества осадков. Во влажные годы коэфициент стока больше, в засушливые — меньше.

В бессточных областях коэфициент стока равен нулю.

Среди причин, обусловливающих коэфициент стока, на первое место надо поставить климат данной местности. Температура влияет на форму выпадающих осадков и на ход испарения. Высокая температура и малая влажность уменьшают поверхностный сток и прекращают действие неглубоких источников. Во время зимнего покоя прекращается испарение растительности, промерзшая почва мешает проникновению воды в глубину. В местностях с продолжительными холодными зимами выпавший на зиму снег остается лежать до весны. Весною же коэфициент стока сильно повышается талыми водами.

Рельеф тоже оказывает влияние на величину коэфициента стока: значительной величины склон облегчает сток даже на проницаемых породах. Горные потоки после дождя несут громадное количество вод, а в бездождное время почти пересыхают, не вследствие недостатка осадков, а вследствие того, что воды их слишком быстро стекают. Проницаемые породы обусловливают более равномерный сток, непроницаемые — режим потоков.

В горных местностях лес благотворно действует на режим рек, замедляя сток воды и тем предохраняя горные склоны от размыва. Вообще лес имеет регулирующее влияние на речной сток, уменьшая размер половодья и сохраняя запасы влаги к началу лета. Болота же, вопреки распространенному мнению, неблагоприятны для питания рек. Торф, подобно губке, во влажное время впитывает много воды, а в жары много испаряет. По исследованиям Оппокова осушение болот не только не влечет за собою обмеления рек, но содействует более правильному их питанию.

Кроме коэфициента стока (α) для характеристики стока пользуются также *модулем стока* (γ).

Модулем стока называется выраженное в литрах количество воды, стекающее в среднем в одну секунду с одного квадратного километра площади бассейна. Инженер Кочерин построил карту изолиний модуля стока для Европейской территории Союза. Зная средний модуль стока бассейна, можно рассчитать величину годового стока, умножив модуль стока на число секунд в году ($31{,}536 \cdot 10^6$) и на площадь бассейна.

Также очевидно, что модуль стока тесно связан с количеством осадков, рельефом, растительностью и характером поверхности.

Климатическая классификация рек.

Классификация рек, основанная на характере их питания, была предложена проф. Воейковым. Согласно этой классификации, несколько измененной Мартонном, различают три типа рек: I — реки, питающиеся исключительно талой водой (снегом или льдом), II — реки, питающиеся только дождевой водой и III — реки, получающие воду как от талого снега, так и от дождя.

I. Реки первого типа встречаются: 1) в пустынях, окаймленных высокими горами и 2) на равнинах холодного пояса. К первым относятся: Сыр-дарья, Аму-дарья, Тарим и другие реки Средней и Центральной Азии, берущие начало в горах, где осадки выпадают преимущественно в виде снега. Так как на прилегающих к горам равнинах осадков выпадает крайне мало, то количество воды в таких реках к устью постепенно уменьшается вследствие сильного испарения, и многие из них (Мургаб, Чу) иссякают среди песков. Половодье у таких рек бывает летом или весною, т. е. во время таяния снега или льда в предгорьях или на горах. Реки полярных стран, к которым могут быть отнесены реки в северных частях Северной Америки и Сибири, питаются также талой водой и отличаются сильным весенним разливом, который объясняется тем, что осадки, вследствие мерзлоты почвы, не могут просачиваться в глубину и стекают по поверхности.

II_1. К рекам, питающимся исключительно дождевой водой, принадлежат реки Западной Европы: Сона, Сена, Майн, Мозель, Неккар, Энс. Мартонн называет этот тип *секванским*. Реки этого типа характеризуются относительно малым колебанием уровня вследствие равномерного распределения осадков. Максимум подъема воды приходится на апрель и май; летний уровень вследствие большого испарения понижается, хотя количество осадков в это время может быть и наибольшим.

II_2. Реки, питающиеся исключительно дождями, но протекающие по субтропическим странам с наибольшим количеством осадков зимою, имеют и максимум воды тоже зимою. Этот тип рек называется *средиземноморским*. К нему относятся, например, многие реки Италии и Испании и некоторые реки Крыма и восточного Закавказья. Для субтропических стран характерны фиумары — потоки, совершенно пересыхающие летом и имеющие очень бурный характер зимою (реки Южной Италии, Сицилии).

II_3. Различают еще тип *тропический*, или *муссонный*. Разливы рек этого типа происходят летом вследствие зенитальных дождей или дождей, приносимых муссонами. Самый низкий уровень бывает зимою. Так, Нил у Хартума максимум имеет в сентябре, минимум приходится на апрель-май; Голубая река—максимум в июле-августе, минимум — в феврале. Сюда же относятся отчасти реки Индостана — Ганг, Инд, имеющие более значительное постоянство высокой воды летом еще и вследствие таяния снегов в Гималаях. Реки экваториальные, как, например, Амазонка и Конго, имеют еще более постоянный режим вследствие отсутствия сухого периода, хотя на них и влияют притоки с тропическим режимом. Разливы левых и правых притоков Амазонки бывают в различное время: во время лета северного полушария и лета южного, причем наибольшее поднятие совпадает с летом южного полушария, так как в южном полушарии протекают более значительные из ее притоков (Рио-Мадейра).

III_1. Реки этого типа питаются как талой, так и дождевой водой. Мартонн предложил назвать их *русским* типом. Большая часть рек Европейской части СССР, западной Сибири, восточной Германии, Скандинавского полуострова и Соединенных штатов Америки

могут быть отнесены сюда. Разливы их происходят весною, причем ряд факторов может влиять на величину подъема вод. Более значительные разливы наблюдаются в безлесных местностях: здесь реки, вследствие быстрого таяния снега, весною несут громадное количество воды, но мелеют уже в середине лета. В реках лесистых областей весенний разлив не столь значителен, кривая подъема иногда имеет два максимума, соответствующих прохождению с открытых и лесных местностей, но зато обмеление наступает позднее. Несмотря на то, что наибольшее количество осадков выпадает в этих странах летом или в начале осени, как раз в это время реки имеют низкий уровень вследствие значительного испарения; зимою питание осуществляется грунтовыми водами.

Истребление лесов многие считали главной причиной наблюдавшегося в 80-х годах обмеления русских рек, до тех пор, пока в 90-х годах они не стали вновь полноводными. Брюкнер указал, что мелководье зависит от периодических колебаний климата, и наступает приблизительно через 35 лет. Лес является лишь регулятором стока: благодаря медленному таянию снега в лесу и влагоемкости лесной почвы, половодье растягивается на более продолжительное время. Существование леса в горах обусловливает большее обилие источников и препятствует непосредственно быстрому стоку и образованию быстрых потоков. В случае обезлесения воды быстрее стекают, и, кроме того, происходит быстрое размывание и снос в реку щебня и гальки, препятствующих правильному стоку. Примером может служить занесение Роны щебнем, Луары и Гаронны — песками.

Реки севера Европейской части СССР и Канады, протекающие через озера, обнаруживают незначительные колебания уровня, как, например, Нева, Свирь. Наводнения, бывающие в Ленинграде, объясняются не таянием снега, а ветром, нагоняющим воду с моря и подпирающим речные воды.

III_2. У рек, получающих питание с высоких гор (*альпийский* тип), половодье бывает или весною, или чаще летом, вследствие таяния снега на горах и выпадения большого количества осадков в это время года (июль), например Рейн в верхнем течении, Терек, Кубань.

Многие большие реки не могут быть отнесены к одной какой-либо из перечисленных категорий; они имеют сложный режим вследствие изменений, вносимых притоками, и смены климата на протяжении их течения. Примером комбинации двух типов — секванского с альпийским — служит Дунай, начинающийся в Шварцвальде, где наибольшее количество осадков выпадает весною. Масса притоков, которые он получает с Альп, изменяет его секванский режим в альпийский с максимумом летом (июнь). Ниже Будапешта сухой степной климат уменьшает количество воды (испарение) в летнее время, тогда как притоки с Карпат и Балканского полуострова увеличивают количество воды весною; в Орсове максимум — в мае, минимум — в октябре, ниже по течению минимум обозначается еще явственнее, а максимум передвигается на июль вследствие замедленного поступания воды к устью реки.

Рейн имеет альпийский характер до Базеля с максимумом в июле, затем принимает большие притоки — Мозель, Майн и Неккар, максимум которых — зимою и ранней весною вследствие малого испарения и в это время. В нижнем течении реки оба режима комбинируются, и можно проследить и весенний и летний максимумы, из которых последний в Нидерландах менее резко выражен. Минимум же перемещается на позднюю осень. Вообще же режим постоянен.

Длина Нила очень значительна: он течет от экватора до 30° с. ш. на протяжении 5590 *км*. Бассейн его занимает пространство в 2 867 000 *кв. км*. Белый Нил своими потоками принадлежит к области экваториальных дождей, не обнаруживающих строгой периодичности (максимум осадков в мае или июне). В области тропиков дожди становятся периодическими. В этом поясе Белый Нил, известный здесь под именем Бахр-эль-Джебеля, представляет собою типичную тропическую реку с медленным течением. Он протекает по низменной болотистой равнине и принимает здесь много притоков. Богатейшая растительность покрывает эти болота, за счет нее часто образуются плотины (сед) в русле реки, представляющие серьезные препятствия для навигации. Гниющие органические вещества сообщают воде характерный зеленый цвет. Зеленые воды, достигающие дельты в конце половодья, происходят именно из Бахр-эль-Джебеля.

В этой области Нил имеет очень медленное течение и поэтому теряет много воды испарением. Колебания его уровня смягчаются влиянием болот и озер. Если бы не реки, стекающие в него с Абиссинских гор, он превратился бы в озеро. За счет вод Голубого Нила (Бахр-эль-Азрека) и Атбары происходит у Хартума подъем уровня. Половодье этих рек обусловливается тропическими дождями в Абиссинии. Максимум в дельте наблюдается в августе, сентябре, затем наступает медленное падение уровня, поддерживаемого поступлением оттесненных вод Белого Нила. Воды Белого Нила зеленого цвета и несут органический ил, тогда как Голубой Нил несет неорганический материал и имеет желтую воду.

Работа текучей воды.

Наиболее важными деятелями в создании рельефа и нивелировке земной поверхности являются при современных климатических условиях реки. Неутомимо изменяют они не только свое русло, но заставляют согласовать с своей деятельностью также работу притоков, а косвенно также работу других деструкционных процессов, как-то: выветривание, перемещение масс, происходящее под влиянием силы тяжести, смыв и т. д.

Работа реки зависит от ее *живой силы*, которая по законам механики может быть выражена формулой $\frac{Mv^2}{2}$, т. е. живая сила пропорциональна массе воды M и квадрату скорости v течения. Так как скорость v теоретически $\sqrt{2gh}$, где g — ускорение силы тяжести, а h — падение, то получим, что кинетическая энергия реки выражается формулой Mgh, т. е. она пропорциональна массе воды и падению.

Часть своей энергии река расходует на перенос материала, находящегося в ее русле, часть употребляет на углубление и расширение своего русла. Работа реки, в конечном счете, определяется поэтому соотношением между ее живой силой и переносимым ею грузом. Если живая сила K превосходит груз L ($K > L$), то река, вообще говоря, может эродировать, углублять и расширять русло. В случае равенства живой силы и груза ($K = L$) происходит лишь перенос его. Наконец, если живая сила меньше груза ($K < L$), то река принуждена отлагать часть своего груза.

Перенос материала рекою может происходить во взвешенном состоянии и перекатыванием по дну.

Всякое тело, имеющее плотность бóльшую, чем плотность окружающей его жидкости, будет при спокойном состоянии этой жидкости опускаться на дно. Скорость этого падения вследствие сопротивления среды становится, вообще говоря, постоянной и будет тем больше, чем больше падающее тело. Если вектор этой постоянной скорости будет больше направленной вверх вертикальной составляющей турбулентного движения жидкости, то тело опустится на дно, если же будет больше вертикальная составляющая — тело останется во взвешенном состоянии и будет переноситься со скоростью, равною горизонтальной составляющей турбулентного движения. Таким образом, при уменьшении скорости течения более крупные частицы должны выпадать из взвешенного состояния. Чем быстрее течение, тем, вообще говоря, будет крупнее переносимый во взвешенном состоянии материал и больше его общий вес в единице объема воды. Однако быстрая река, текущая по каменистому руслу, может быть достаточно прозрачной. Такова, например, Ангара. Наоборот, Аму-дарья, Сыр-дарья, Хуанхэ (Желтая река) отличаются большой мутностью.

Общий вес твердого материала, переносимого в единицу времени через площадь живого сечения, называется твердым расходом реки.

Вес перекатываемого материала также определяется скоростью течения. Эри нашел, что этот вес пропорционален шестой степени скорости: $p = Av^6$. Это значит, что если

скорость	увеличится	в	2	раза,	вес	возрастет	в 64 раза
»	»	»	3	»	»	»	» 729 »
»	»	»	4	»	»	»	» 4096 »

Таким образом, всякое уменьшение скорости должно влечь за собою остановку соответствующего по весу материала.

Коэфициент A зависит от формы перекатываемого тела, наклона и шероховатости поверхности русла.

Избыток силы река употребляет на *эродирование* своего русла. Сущность эрозии заключается в том, что вода при посредстве переносимых ею гальки, щебня и песка стирает и шлифует русло и, проникая в трещины дна, отрывает от него целые куски. Как показали новейшие наблюдения, в особенности Гейница[1], Брюна и его учеников, наибольшую роль при этом играет турбулентное, в частности вихревое, движение воды, в особенности в местах зна-

[1] Гейниц назвал этот процесс эворзией.

чительного падения реки. Крутящаяся вода при помощи песка и гальки выдалбливает и выстругивает в твердых породах первоначально плоские чашевидные углубления, а впоследствии и настоящие ямы, так называемые *исполинские котлы*, или *мельницы*.

Эти последние могут расширяться и, соединяясь друг с другом вследствие разрушения разделяющих их стенок, превращаться в сплошные глубокие желобовины.

Особенно поучительное поле наблюдения подобных образований представляет один из гранитных островов в области Нильских порогов, где можно видеть их в разных стадиях развития.

Подобные эрозионные ямы хорошо выражены также, например, на гранитных берегах водопада Иматра и в русле речки Ольховки в кисловодском парке. Однако, не следует думать, чтобы подобные углубления могли возникать исключительно у подножия водопадов и порогов, они широко распространены в руслах рек, имеющих значительное падение, при наличности твердых пород в русле.

Материал, попавший в русло реки благодаря смыву, оползням и обвалам берегов или благодаря эрозионной деятельности самой реки, частью растворяется водой, частью, в зависимости от размеров и веса, или переносится во взвешенном состоянии, или перекатывается по дну в виде камней, гальки и песка. Количество растворенного в воде вещества составляет в среднем $^1/_{6000}$ часть массы воды, количество же взвешенного материала превосходит у многих рек в течение всего года или известного времени года количество перекатываемого материала (например, у Белого Нила, Эльбы, Темзы количество взвешенного материала в 10—15 раз превосходит количество перекатываемого).

Вес солей, переносимых рекою в единицу времени через площадь живого сечения в растворенном состоянии, называется *химическим расходом* реки.

Состав материала во время переноса изменяется: камни вследствие трения друг о друга и о дно измельчаются, шлифуются и округляются; скопляясь в большом количестве, они образуют галечные потоки на дне реки, которые и производят в своем движении стирание русла. Галька, перекатываясь вниз по течению, перетирается все больше и больше, превращается в песок и ил, который переносится рекой уже во взвешенном состоянии.

Так как живая сила воды, зависящая от массы и скорости течения, непрерывно изменяется как на протяжении русла, так и во времени, то и количество переносимого материала сильно варьирует как в пространстве, так и во времени. Наибольшее количество материала река несет во время половодья, когда происходят также и наибольшие изменения в ее русле. При этом количество взвешенного материала сильно возрастает благодаря смыву водой, выступившей из берегов, рыхлых продуктов выветривания. В данном поперечном профиле реки переносная сила воды различна у вогнутого и выпуклого берегов. Наконец, в продольном профиле она возрастает с увеличением массы воды и быстро понижается с уменьшением падения. Так как падение большей части рек уменьшается вниз по течению, то количество груза и величина его составных частей уменьшаются

в этом направлении: сначала в русле реки остаются лежать камни и галька, затем песок, и только мелкий ил в взвешенном состоянии уносится далее и откладывается в нижнем течении или в устье.

Таким образом, река из одного места уносит материал, чтобы снова отложить его в другом. Снос и отложение могут происходить в одном и том же месте русла в зависимости от количества воды, протекающей в данное время, но в одном месте в общем преобладает снос, в другом — отложение, в одном происходит эрозия, в другом — аккумуляция.

По количеству ежегодно выносимого к устью материала можно судить о величине эрозии и переноса, осуществляемого рекой. Это количество для больших рек исчисляется миллионами тонн, а для всех рек земного шара в круглых числах в 5 биллионов тонн. Из этого можно заключить, что даже грандиознейшие возвышенности могут с течением времени быть снивелированы.

Так, количество материала, ежегодно выносимого рекой Эльбой в море, 0,63 млн. *т*, Рейном — 4, Роной — 7, Тибром — 10, Нилом — 50, Миссисипи — 353, Гангом — 360 и, наконец, Индом — 446 млн. *т*.

Если принять еще в расчет количество выносимого в море растворенного вещества, то можно вычислить, сколько времени потребуется реке, для того чтобы понизить при наличии современных условий поверхность своего бассейна на 1 *м*. Это время, названное Пенком *денудационным метром*, составляет, по Гуппи, для реки По 2,4 тыс. лет, для Роны — 5,1, Ганга — 7,9, Янцзыцзяна — 12,5, Миссисипи — 20,1, Дуная — 23, Ла-Платы — 98,4 тыс. лет; по Пенку, в среднем для всей поверхности суши 12 тыс. лет, для высокогорной области 1,5—3 тыс. лет. Все эти цифры, однако, имеют лишь весьма приблизительное значение, так как количество груза, приносимого реками в море, варьирует в весьма значительных размерах, как это, между прочим, показали наблюдения в Соединенных штатах Америки.

Профиль равновесия, или кривая нормального падения.

Результаты деятельности текучей воды удобнее всего наблюдать на первичных потоках, как это было сделано Сюрелем, который еще в 1841 г. формулировал законы эрозии.

Вода, сбегая после дождя по крутым склонам, вырывает в них первичные борозды, которые, соединяясь друг с другом, образуют русло более значительного потока. Прорытие русла при этом идет *регрессивно* от устья потока к его верховью и начинается от определенной точки, находящейся у подножия склона и называемой *базисом эрозии*. Пространство, занятое первичными бороздами, где господствует смыв, носит название *области питания*, или *водосборного бассейна*. Поток, несущий смытый со склонов материал, называется *каналом истечения*, или *выноса*, а место, где этот материал отлагается, — *конусом отложения*, или *конусом выноса*. Таким образом, в водосборном бассейне преобладает эрозия, в канале — перенос, у базиса эрозии — отложение. По мере дальнейшей

деятельности потока, падение в верховьях его уменьшается вследствие углубления им русла, тогда как в низовьях, у конуса выноса, падение возрастает; в результате эрозия уменьшается в верхних частях потока и возрастает внизу, причем поток начинает размывать свой конус отложений. Так как всякое изменение на протяжении русла потока передается вверх, то в конце концов поток создает себе такое русло, при котором наилучшим образом осуществляется сток воды, причем сопротивление трения со стороны ложа и берегов переносимого потоком груза уравновешиваются живой силою воды. В таком состоянии поток создал себе, как говорят, *профиль равновесия*, или *кривую нормального падения*.

Кривая нормального падения представляет собою параболическую кривую, вогнутую к небу и касательную к горизонту в базисе эрозии; она полого подымается от базиса эрозии вверх, становится все круче и круче к верховью, где делается почти касательной к вертикали. У потока, достигшего равновесия, в верхней части незначительной массе воды соответствует большое падение, а внизу большой массе воды — малое падение, благодаря чему достигается равномерное и беспрепятственное движение воды.

Аналогичные явления происходят и во всякой, даже большой реке. Наибольшую эрозионную работу река совершает в местах наиболее значительного падения, там, где русло представляет уступ, который река преодолевает, образуя водопад или пороги. Но даже в случае равномерного уклона между истоками и устьем река должна углублять свое русло, так как количество воды возрастает книзу, и с наибольшей силой эрозионная работа проявляется там, где масса воды больше всего, т. е. в нижнем течении. Но благодаря этому возрастает падение непосредственно выше, и река углубляет русло и здесь. Таким образом, эрозия, производимая рекой, должна подвигаться постепенно вверх, но так как количество воды в этом направлении уменьшается, то и соответствующее углубление русла становится все меньше и меньше.

В результате река создает себе постепенно склоняющееся параболическое русло, наиболее крутое в верхнем течении и наиболее пологое внизу, или, иными словами, *нормальную кривую падения*. К этой цели стремится всякая река, хотя достижению ее препятствует вначале различная твердость горных пород. В случае достижения кривой нормального падения, произведение массы воды на падение должно быть приблизительно одинаково для разных участков реки; при этом условии река уже почти перестает углублять свое русло, и живой силы воды достаточно лишь для переноса материала. Но и после этого еще происходит уплощение кривой падения, так как верховья реки продолжают несколько понижаться, а русло в нижнем течении повышается вследствие отложения груза, который во всяком случае должен отложиться у базиса эрозии, где скорость течения равна нулю (рис. 47а,б). И этот процесс передается вверх, хотя и со все убывающей интенсивностью вследствие возрастания падения, так что в верхнем течении река, как правило, не отлагает груза. Если до достижения кривой нормального падения, на протяжении русла неоднократно сменяют друг друга участки, где происходят

эрозия и углубление русла, и участки, где господствует отложение, то после этого явственно обособляются в верхнем течении область эрозии и в нижнем область аккумуляции; в среднем же течении эти оба процесса находятся в равновесии и происходит лишь перенос груза. Во всяком случае, ни один пункт на кривой русла реки не может лежать ниже места ее впадения, которое является *базисом эрозии* для всей речной системы, причем уровень главной реки в месте впадения притоков является базисом эрозии для этих последних. В конечном счете, следовательно, базисом эрозии для большинства рек является уровень моря и лишь для бессточных областей, занимающих 22% всей земной поверхности, базисом эрозии служат озера и вообще замкнутые котловины.

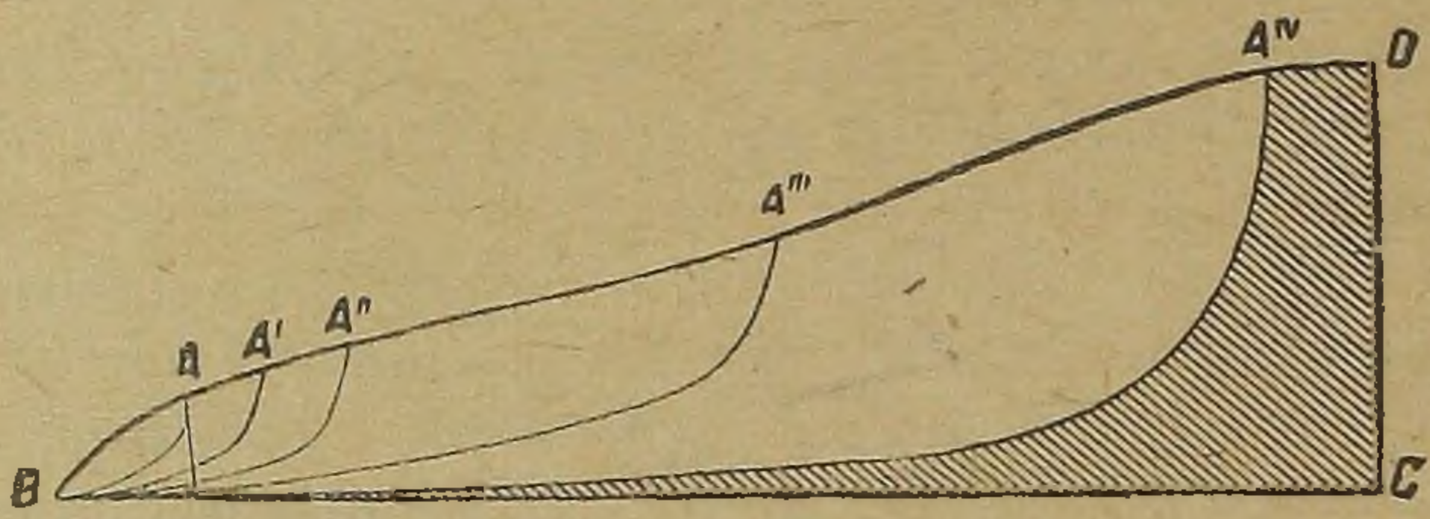


Рис. 47а. Последовательные профили равновесия формирующегося потока в однородных породах.

B — базис эрозии; *BA*, *BA'*, *BA''*, *BA'''*,... — стадии развития профиля равновесия.

Эрозионная деятельность реки направлена к тому, чтобы создать русло с *предельным* склоном, по которому удобнее всего может стекать вода и одновременно перемещать находящийся в русле материал. Это именно и достигается, когда река выработает *кривую нормального падения*.

Кривая нормального падения является как бы идеальной целью, к которой стремится река и которой достигает лишь в стадии зрелости. В молодом возрасте реки эта кривая представляет ломаную линию, и русло реки обнаруживает ряд уступов и углублений, причем река энергично разрушает уступы и заполняет наносами углубления и таким образом постепенно выравнивает кривую своего падения.

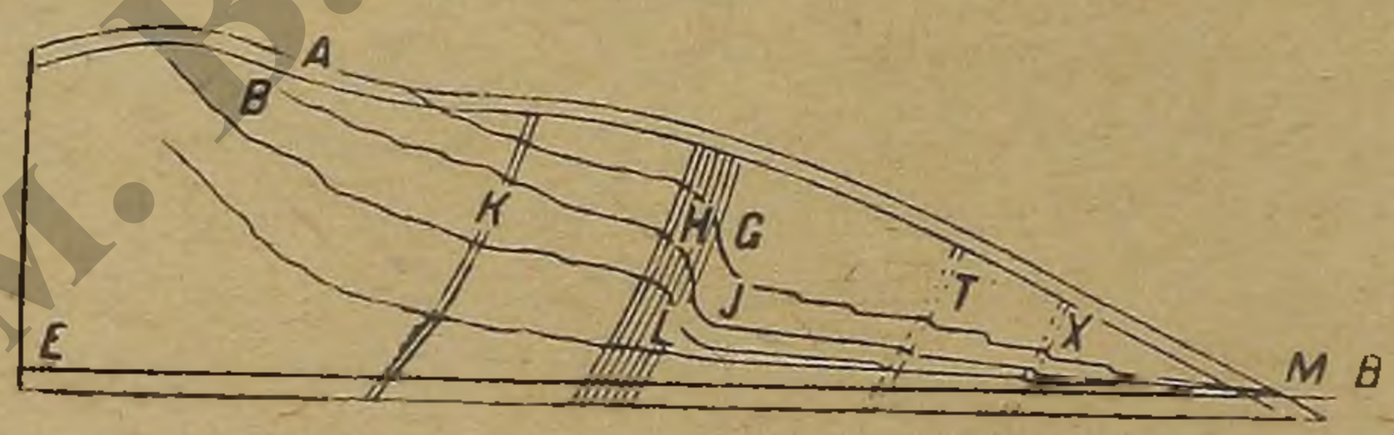


Рис. 47б. Последовательные профили равновесия формирующегося потока в породах различной твердости.

B — базис эрозии; *K*, *H*, *T* — выходы твердых пород, пересекая которые река образует водопады *G*, *J*, *L*.

В этой стадии жизни реки озера, находящиеся на пути ее течения, служат базисом эрозии для вышележащего участка, пока они не будут заполнены отложениями или спущены; такую же роль играют выходы твердых пород, энергично сопротивляющихся размыву.

Примеры эрозионной работы воды.

В реке, достигшей полного равновесия, наблюдение эрозионной работы воды сопряжено с затруднением, и гораздо легче наблюдать ее в первичных горных потоках. Прекрасное поле для наблюдения формирования долин эрозионной работой текучей воды предста-

вляют овражные районы в южной лесостепной и степной половине Европейской части СССР. Овраги достигают здесь местами глубины в 50 и более метров и тянутся на несколько километров и даже десятков километров, причем удлинение оврагов происходит ежегодно, в особенности во время весеннего таяния снегов. Благоприятными условиями для образования оврагов служат: рыхлость пород (лёсс), отсутствие древесной растительности, деятельность человека, нарушающая распашкой склонов связность почвенного покрова и тем способствующая возникновению первичных промоин, обилие весной вод, которые не могут просачиваться вглубь вследствие мерзлой почвы и, стекая по поверхности, образуют рытвины, дающие начало оврагам.

Овраги возникают первоначально на крутых берегах рек, но, постепенно отступая своими верховьями, врезываются в водоразделы и расчленяют местность на ряд холмов. С течением времени овраг расширяется, берега его становятся более пологими и сглаживаются, овраг перестает расти и превращается в балку. Иногда дно оврага углубляется до грунтовых вод, и тогда он превращается в постоянную речку: многие реки южной полосы Европейской части СССР овражного происхождения.

Хотя в большинстве случаев эрозионное происхождение настоящих речных долин обнаруживается лишь косвенно, но на памяти людей не мало и таких событий, когда создание долины эрозией могло быть непосредственно прослежено. Так, в Латвии, близ города Шмардена, река Шлоке, будучи запружена льдинами, переменила во время разлива 1900 г. направление своего течения и вырыла новое русло в 98 *м* длиною, 5 *м* шириною и 3,7 *м* глубиною. Приток Аара Кандер был отведен в 1714 г. в озеро Тун в искусственном канале, который через некоторое время река углубила на 45 *м*. Создание рекою новых русел во время весеннего половодья — заурядное явление в равнинных странах, как СССР и Соединенные штаты Америки, причем размыву здесь способствует наличность рыхлых пород.

Колоссальное проявление эрозионной деятельности рек мы видим в *водопадах*. Вследствие вертикального падения воды и водоворотов, образующихся у подножия, размывающая сила достигает здесь наибольших размеров, почему быстро разрушаются даже самые стойкие породы, и водопад, постепенно отступая вверх, оставляет за собой неглубокие каньонообразные ущелья. Ярким примером углубления речной долины в связи с отступанием водопада служит *Ниагарский водопад* на реке Ниагаре, которая по выходе из озера Эри течет по известняковому плоскогорью и затем низвергается с высоты 49 *м*. Уступ, с которого падают воды Ниагары, состоит в верхних частях из твердого известняка, а в нижних — из мягких сланцев. Последние подмываются крутящимися внизу массами воды, обусловливая этим обвалы нависающих известняков, и водопад отступает вверх по долине. В настоящее время водопад уже отступил от уступа, находящегося близ города Квинстоуна (над впадиной некогда более обширного озёра Онтарио), на 11 *км* и продолжает отступать со среднею скоростью 1,3—1,7 *м* в год. Такое же отступание и создание каньоно-

образного ущелья наблюдается на реке Замбези в Африке (водопад *Виктория*, падающий с высоты 60 *м*). Водопады Эстонии на реках Яговали и Нарове представляют полную аналогию с Ниагарским.

Водопады представляют преходящее явление: высота падения вследствие размыва пород уменьшается, или река разрушает неравномерно породу, слагающую ее русло, разделяя уступ на отдельные выдвигающиеся скалы (например Рейнский водопад), и река вступает в следующую стадию своей жизни; вместо водопадов на ней образуются пороги, сначала в виде ступеней, растянутых на большом протяжении, затем в виде отдельных каменных гряд. Примером могут служить *Нильские катаракты* и *Днепровские пороги*.

Примером колоссальной эрозионной работы воды является *каньон* реки *Колорадо*. Долина глубиной в 1800 *м* была вырыта здесь сравнительно в короткое время в четвертичном периоде. На склонах каньона можно проследить всю геологическую историю местности. По бокам каньона располагаются денудационные террасы, достигающие значительной ширины. Стены каньона круты, а в твердых слоях даже вертикальны, что объясняется характером пород (известняки) и отсутствием смыва вследствие сухости климата. Кроме каньонов реки Колорадо, в Америке известны каньоны рек Арканзаса, Рио-дель-Норте и Миссури.

Термин «каньон» вообще принято прилагать к глубоким долинам, имеющим крутые вертикальные стенки.

В проницаемых горных породах (в песчаниках, известняках и доломитах) такой же каньонообразный характер долин обусловливается, даже при значительном количестве осадков, просачиванием воды в глубину и вследствие этого слабостью денудационных процессов на склонах; например, к такому типу можно отнести долины рек: Эльбы в Саксонской Швейцарии, Ардеш во Франции, Салгира в Крыму, многих рек Кавказа.

В Альпах и других горных странах широкие горные долины в верхнем течении сменяются тесными ущельями (Лихтенштейнское ущелье, ущелье реки Аара). Такие ущелья очень часто можно наблюдать в боковых долинах. Очевидно, ущелья эти возникли на месте прежних водопадов, сохранившихся кое-где и до настоящего времени. Происхождение таких водопадов и ущелий объясняется совместной деятельностью ледниковой и водной эрозии. Долины главной реки, занятые в ледниковую эпоху мощной толщей льда, были *переуглублены* ледниковой эрозией по сравнению с боковыми долинами, по которым двигались менее значительные ледники. После отступания ледника притоки главной реки оказались как бы подвешенными и стали низвергаться в нее водопадами, пока некоторым из них не удалось создать ущелий, углубив свое русло. На стенках ущелий можно видеть остатки исполинских котлов, выдолбленных некогда водой и, по мнению Брюна, указывающих на высоту дна ущелья в прежние моменты его жизни. В СССР наиболее грандиозное каньонообразное ущелье (более километра глубиной) образует река Сулак в месте своего прорыва из горного Дагестана.

Боковая эрозия реки.

Наряду с глубинной эрозией, река производит и боковую, выражающуюся в расширении русла. Вода, подмывая основание берега, обусловливает обвалы вышележащих горных пород, к этому присоединяются еще оползни и поверхностный смыв. В результате долина реки, имевшая первоначально V-образную форму, получает форму U, а по мере дальнейшего проявления боковой эрозии и форму ⌣. В случае однообразия горных пород поперечный профиль реки остается на большом протяжении одинаковым, если же твердые породы сменяются более мягкими, то долина обнаруживает чередование более узких участков с крутыми берегами и более широких с уплощенными.

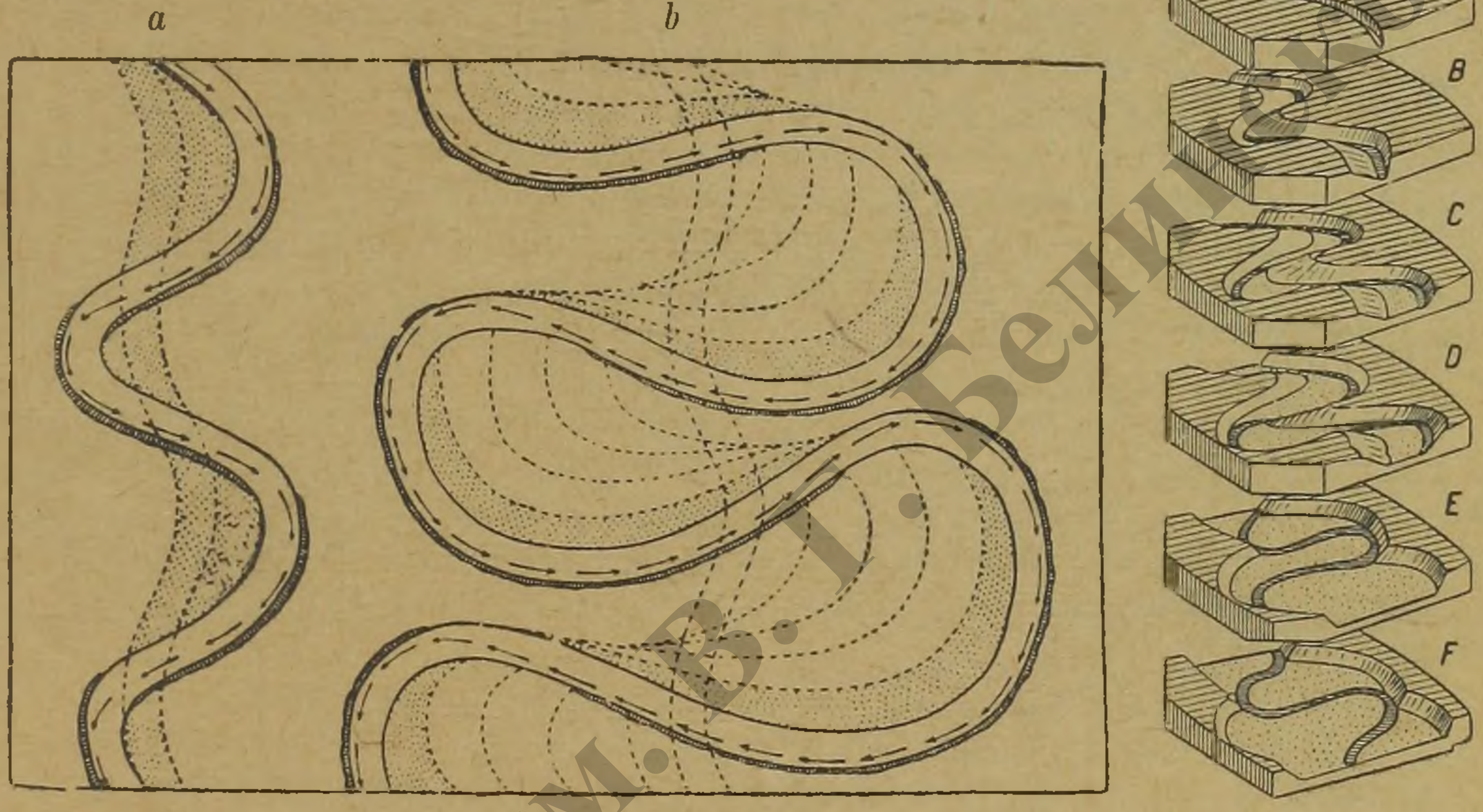


Рис. 48. Образование излучин.

a — начальные стадии; *b* — последовательные положения более поздних стадий; *c* — расширение долины вследствие образования излучин (*A*, *B*, *C*,... — различные стадии этого процесса)

Только в том случае, если бы реки от верховьев до устья протекали по равнонаклонным плоскостям, их течение было бы совершенно прямолинейным. На самом же деле какая-нибудь даже небольшая неровность первоначальной поверхности, препятствие в виде выхода более твердых пород или, наконец, впадение притоков заставляют реку отклониться от первоначального направления и образовать извилину (рис. 48, a, b, c). Раз возникла одна извилина, то это влечет за собой выработку и следующих извилин, так как вода, притекающая к вогнутому берегу, отражается от него и обусловливает подмыв противоположного берега несколько ниже по течению.

Извилистое, змеевидное течение особенно характерно для рек равнин, имеющих небольшое падение и не обладающих поэтому достаточной силой для того, чтобы преодолеть встречающиеся на пути

препятствия. Образование извилин некоторые авторы пытались объяснить стремлением реки уменьшить падение удлинением течения, хотя против этого говорит тот факт, что извилистое течение имеют по преимуществу реки низменных равнин или плато, имеющие малое падение. Таковы, например, реки Европейской части СССР, западной Сибири, Соединенных штатов Америки.

Раз создалась извилина, то работа воды стремится ее увеличить. Стрежень реки лежит всегда на внешней стороне извилины (у вогнутого берега), будучи несколько сдвинутым вперед, тогда как у выпуклого противоположного берега вода течет более медленно. Более быстрое течение у вогнутого берега вызывает подмывание его, тогда как у противоположного берега происходит отложение гальки или песка. В результате извилины реки вытягиваются все больше и больше и, как это указал Дэвис, не только в сторону, но, вследствие положения стрежня реки, и несколько вниз по течению, и через некоторое время между двумя извилинами образуется настоящий полуостров, соединенный с местностью узким перешейком. В конце концов река (обыкновенно во время половодья) прорывает его и течет двумя рукавами, один из которых постепенно заполняется наносами, отделяется от реки и превращается в озеро — *старицу*. Благодаря перемещению извилин вниз по течению, разделяющие их выступы (полуострова) разрушаются, и мало-помалу возникает широкая долина, на происхождение которой из ряда извилин указывают лишь пологие врезы в ее берегах. Такие извилины у рек, не углубляющих своего русла, называются *блуждающими*. Различают еще извилины углубленные, происходящие в том случае, если наряду с боковой эрозией действует и глубинная, что наблюдается, например, на реках Маасе и Мозеле.

Ввиду громадной роли, которую играют реки в равнинных странах, у населения этих стран выработалась весьма богатая терминология для обозначения различных элементов реки. Так, на Волге крутой берег называется *яром*, а пологий *песком*. Узкая горизонтальная площадка у подножия яра называется *заплеском*. На пологом берегу — «песке», в некотором расстоянии от русла, находится небольшое возвышение, называемое *бровкою*, за бровкою расстилаются *луг*, *пойма* или *займище*. Правый берег Волги называется *нагорным*, а левый — *луговым*, песок и яр появляются на обоих берегах. Между яром и «песком» одного и того же берега иногда находится большей или меньшей величины залив, называемый *затоном*, представляющий естественную гавань. За счет материала от размывания яра или нарастает противоположный берег или образуются небольшие островки в середине реки, называемые *осередками*. Осередки нарастают в нижней части, считая по течению, и эта часть называется *ухвостьем*, а верхняя часть, обыкновенно размываемая, называется *приверхом*. Наибольшая скорость течения находится у яра, где проходит и фарватер. При переходе от одного яра к другому — противоположного берега, река имеет меньшую глубину, и такие места называются *перевалами*, а если глубина их очень мала, — *перекатами*, или мелями. Более глубокие места в пределах перекатов называются *плёсами*.

Отклонение рек и асимметрия склонов речных долин.

Берега долин очень многих рек асимметричны: один берег обыкновенно высокий и крутой, другой низменный и пологий. Очень часто высокими и крутыми бывают в северном полушарии правые берега долин, что наблюдается, например, у Волги, ниже Горького, где река, подмывая и разрушая правый берег своей долины, все дальше и дальше отступает от левого. Так, город Казань, расположенный некогда на Волге, находится в настоящее время в расстоянии около 7 *км* от ее берега. Напротив, города и поселки правого берега, как, например, Васильсурск, Саратов, Черный Яр и другие неоднократно страдали от подмыва берега рекою. В середине прошлого столетия академик Б э р объяснил отклонение рек, имеющих меридиональное течение — *направо в северном полушарии* и *налево в южном — вращением земли*. Такое же объяснение еще раньше Бэра было предложено Б а б и н э, причем он указал, что этому закону (впоследствии известному под названием *закона Бэра*) подчиняются все реки, независимо от их направления.

З ю с с приложил закон Бэра к объяснению отклонения реки Дуная, П о л я к о в приложил его к Оби и Иртышу, Ш в е й н ф у р т — к Нилу. Впоследствии многие авторы указывали, что самый факт подмывания правых берегов и отклонения рек в этом направлении далеко не отличается универсальностью. Ц е п р и ц, рассмотрев вопрос теоретически, пришел к заключению, что избыток силы воды у правого берега настолько незначителен, что он может быть парализован целым рядом других условий. Водоворотам, которые, по Б р ю н у, направлены преимущественно к правому берегу и подмывают его, другие авторы не придают особенного значения. В 1893 г. Н е й м а н н вновь пересмотрел весь материал и, подвергнув его критике, пришел к заключению, что в многоводных реках силы, проистекающей от вращения земли, достаточно, чтобы вызвать отклонение их вправо. Согласно с Н е й м а н н о м, П е н к полагает, что река, шириною в 1 *км*, со скоростью течения, равной 1 *м* в секунду, в средних широтах отклоняется к правому берегу силой, составляющей $^1/_6$—$^1/_5$ той, которая заставляет ее течь, и что уровень ее у правого берега должен быть на 1 *см* выше.

На образование асимметрии долин может влиять, однако, целый ряд других факторов. Так, некоторые исследователи указали на роль преобладающих ветров, пригоняющих воды к подветренному берегу и способствующих его подмыванию. В этом отношении особенное влияние оказывают, будто бы, влажные ветры при дожде и сильные ветры во время половодья.

А р х а н г е л ь с к и й, а раньше его Д и м о указали, что у рек, протекающих в широтном направлении, берега, обращенные к солнцу, т. е. северные, круче южных (*инсоляционная теория*). Вследствие пригревания весною на этих берегах раньше тает снег, когда еще почва не оттаяла в глубине и потому непроницаема для воды; образующиеся при этом потоки талой воды разрушают быстрее эти берега и обусловливают их крутизну. Однако, другие исследователи, даже в тех же самых районах, где производили наблюдения

названные авторы, нашли как раз обратное соотношение, да и теоретически неясно, почему обращенные к солнцу берега должны становиться крутыми, а не, наоборот, уплощаться под воздействием деструктивных процессов. По мнению А. Павлова, асимметрия берегов может быть вызвана наклоном пластов. Если наклонные слои с залегающими на них грунтовыми водами прорезываются речной долиной, то на том берегу, к которому падают слои, будут выходить многочисленные источники и подмывать слои, обусловливая их оползание; в результате этот берег сделается крутым, тогда как противоположный берег, лишенный источников, постепенно покрывается делювиальными наносами и становится пологим.

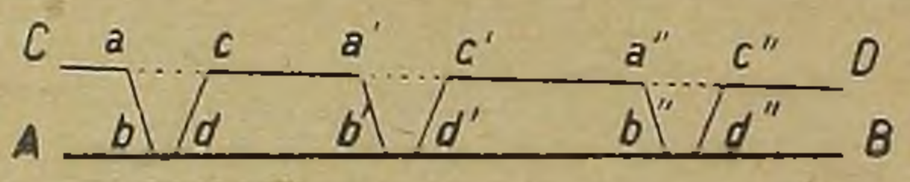


Рис. 49. Образование асимметрии склонов (по *А. А. Борзову*).

AB — уровень главной реки; *CD* — поверхность первичного плато; *abcd*, *a'b'c'd'*, *a''b''c''d''* — вторичные долины.

Согласно наблюдениям А. Борзова, крутым, коротким и обрывистым склоном у реки будет скат, противолежащий общему уклону местности; удлиненным, пологим — скат, совпадающий с основным наклоном местности. Водораздельные гребни приближены к первому скату, который заканчивается в речной долине более или менее крутым берегом, и, наоборот, высшие точки водоразделов удалены, и иногда очень значительно, от подошв пологих склонов.

Объяснение этому явлению А. Борзов дает в следующих словах (рис. 49): «Представим себе равнинную поверхность, слабо наклоненную, положим, с севера на юг, по которой, следуя этому склону, стекает река. Если от этой основной артерии начнут отходить боковые ветви в виде оврагов, балок, речек, то они прорежут наше гипотетическое плато так, как это показано на чертеже, где *AB* — уровень главной реки, *CD* — поверхность первичного плато, *abcd*, *a'b'c'd'* и *a''b''c''d''* — вторичные долины. Очевидно, уже с самого начала оба склона каждой из новых долин будут поставлены не в одинаковые условия формирования: склон, противолежащий общему наклону местности (*cd*, *c'd'*, *c''d''*), очевидно, будет получать несравненно меньше воды, чем противоположный, здесь могут возникать только короткие и кратковременные, бурно сливающиеся потоки, которые должны производить редкие, но довольно ощутительные разрушения и тем поддерживать свежесть обнажения коренных пород. На противоположном склоне (*ab*, *a'b'*, *a''b''*) условия размывания существенно иные: здесь есть возможность развиться более длинным водотокам, которые, собирая воду с более обширных бассейнов, вносят в долину гораздо большие количества воды и, несомненно, более значительные массы обломочного материала. С течением времени длинные склоны смываются по направлению к долинам *bd*, *b'd'* и *b''d''* и по направлению к их боковым притокам, результатом чего является общее понижение склонов *ca*, *c'a'*, *c''a''* с сохранением общего первичного уклона. По мере понижения и выравнивания склона начинает получать заметное влияние делювиальный процесс, накопляющий в их нижних частях плащи делювия, более или менее прикрывающие выходы истонченных смывом верхних слоев коренных пород.

Параллельно с формированием пологого склона идет отжимание реки к короткому склону выносами притоков с длинного пологого склона. Это влияние особенно сильно весной, когда выносимые с пологого склона воды своим давлением, а равно сгруживаемый ими в долину обломочный материал отбрасывают течение рек к противоположному берегу, а это вызывает, в свою очередь, подмывание склонов *cd*, *c'd'*, *c''d''* и отклонение к ним течения реки. В результате этот склон и соответствующий берег делаются крутыми».

Это объяснение асимметрии берегов и склонов, как видим, сходно в том отношении с объяснением А. Павлова, что и он видит причину в существовании наклона, в данном случае самой поверхности плато, но различие состоит в том, что тот берег, который, по Павлову, должен быть крутым, по объяснению Борзова, является пологим, и наоборот.

Если к этому присоединить теорию отклонения главной реки многоводными и несущими большое количество наносов притоками к противоположному берегу, что должно способствовать подмыванию этого берега (это, будто бы, происходит на Ганге под влиянием Джамуны и других гималайских притоков и на Дунае под влиянием Прута и трансильванских рек); или, наконец, зависимость асимметрии берегов от тектонических нарушений как закончившихся (Средняя Волга и Приволжская возвышенность), так и ныне продолжающихся (объяснение, данное Буевичем отклонению Тиссы под влиянием опускания Альфёльда), то мы увидим, что причины асимметрии долин, теоретически, по крайней мере, крайне многочисленны, и в каждом данном случае приходится решать, какое из объяснений более правдоподобно. Но мало того, кроме указанных только что причин, можно было бы указать еще столько же других, так что очевидно, что каждый отдельный случай представляет часто индивидуальное явление. Закон Бэра, по сравнению со всеми прочими объяснениями, отличается тем, что он имеет в виду универсальную, всюду действующую силу, которая, хотя и может быть подавлена другими причинами, но все же не может быть совершенно игнорируема.

Аккумуляционная деятельность реки.

Отложение наносов рекою происходит повсюду, где по каким-либо причинам уменьшается живая сила воды. Чаще всего причиною является внезапное уменьшение падения реки. В горных странах это наблюдается при впадении горных потоков или вообще притоков в долину главной реки, успевшей уже более углубить свое русло, причем накопившиеся здесь наносы образуют конусы выноса, которые впоследствии могут вновь быть размыты горными потоками. Ронская долина представляет наиболее типичный пример большой альпийской долины, изобилующей конусами выносов. Число конусов выноса от Ронского ледника до Женевского озера равно 295; многие конусы уже прорваны главной рекой, в особенности в нижней части долины. Каждый конус несет на себе деревню, так как население избегает селиться на болотистых пространствах между конусами. Особенно большие конусы выноса создают внезапные ливни: скопи-

вшиеся продукты выветривания образуют тогда кашеобразную массу, которая на большом протяжении заполняет долину (*муры*, *сели*).

Формы аккумуляции в горах представляют неустойчивое, скоропреходящее явление; они исчезают, когда эрозия прорежет уступ долины, пред которым они иногда накапливаются. Все наносы постепенно перемещаются вниз по течению и скопляются в нижней части главной долины. Здесь они образуют обширные *аллювиальные равнины*, по которым лениво протекает река, образуя многочисленные извилины. Эти *меандры* указывают на то, что русло реки не закреплено прочно на месте, а может перемещаться в зависимости от разнообразных причин.

По выходе на такие равнины реки теряют свою размывающую силу и, особенно в низовьях, разбиваются на сеть водотоков. Многочисленные острова отделены друг от друга столь же многочисленными рукавами и сопровождаются мертвыми заводями и озерами — старицами. Такой характер имеют обширные затопляемые равнины в низовьях больших рек, например, Амазонки, Миссисипи, Хуанхэ, Янцзыцзяна, Инда, Ганга и Брахмапутры, Днепра (Днепровские плавни), Дона (займища) и т. д. В построении некоторых из них несомненно принимала участие и работа моря, и они незаметно переходят в дельты. Благодаря удлинению реки за счет выдвигающейся в море дельты уменьшается ее падение, и это сказывается на лежащих выше по течению участках реки и обусловливает дальнейшую аккумуляцию.

Аккумуляционные равнины, покрытые плодородной почвой и роскошной растительностью, избегаются в экваториальных странах человеком, так как являются гнездом лихорадок и других болезней, но в тропиках и субтропиках представляют часто центры наиболее густого скопления населения (Китай, Индия). В аллювиальных равнинах Месопотамии зародилась цивилизация, которая постепенно распространилась по всей Европе, северной Африке и представляет основание нашей сельскохозяйственной культуры с ее зерновыми хлебами и домашними животными. С другой стороны, непостоянство речного русла в пределах этих равнин заставляет человека здесь быть постоянно на-страже и регулировать течение рек возведением искусственных плотин. Особенно известна непостоянством своего русла и блужданием в низовьях река Хуанхэ — «Бедствие Китая». Самое древнее и самое северное русло ее находилось под 39°33′ с. ш. и впадало в Желтое море, самое южное — под 34°. С 1851—1855 гг. река снова повернула на север, а в 1887 г. — на юг, но в 1889 г. была искусственно отведена в прежнее русло. Реки Средней и Центральной Азии Сыр-дарья, Аму-дарья и Тарим могут быть отнесены также к числу блуждающих рек.

Среди песков пустыни находятся многочисленные мертвые рукава этих рек, например Яны-дарья у Сыра. Неоднократно высказывалось мнение, что Аму-дарья прежде впадала не в Аральское, а в Каспийское море, и что Узбой представляет ее древнее русло.

Обширные аллювиальные равнины могут возникнуть не только близ моря, но и внутри континентов. Для образования их необходимо лишь, чтобы на пути речного течения находилась котловина, лежа-

щая ниже нормальной кривой данной реки. В особенности котловины тектонического происхождения, многие из которых были прежде озерами, представляют области аккумуляции. Таковы, например, Среднедунайская и Верхнерейнская низменности в Европе, обширные аллювиальные равнины в среднем течении Нигера у Тимбукту, Нила выше Фашоды, Конго. Все это, по всей вероятности, озера, заполненные главным образом речными наносами. Внутренние равнины являются, однако, формами менее устойчивыми по сравнению с равнинами, склоняющимися постепенно к морю, к базису эрозии. Они могут быть эродированы в том случае, если порог за которым они образовались, лежит выше профиля равновесия данной реки.

Борьба за водораздел и захват рекою вод другой реки.

Формы водоразделов хотя и не являются созданиями непосредственно самих рек, но тем не менее тесно связаны с деятельностью этих последних; в самом деле, склоны долин являются одновременно покатостями расположенных между долинами возвышенностей страны. Ход уплощения склонов, расстояние между двумя соседними долинами и глубина их, а также исходный рельеф определяют характер водораздельных возвышенностей. Между несколькими стекающими, согласно покатости, реками образуются, как остатки прежней поверхности, трапециевидные участки суши, которые мало-помалу вследствие уплощения склонов принимают вид закругленных хребтов (рис. 50). Если же долины залегают недалеко друг от друга, то, в связи с подвигающимся расширением соседних долин, водораздельные участки могут принять даже форму узких гребней. В конце концов, однако, и те, и другие могут быть настолько снивелированы, что только плоское, едва заметное повышение отделяет одну реку от другой.

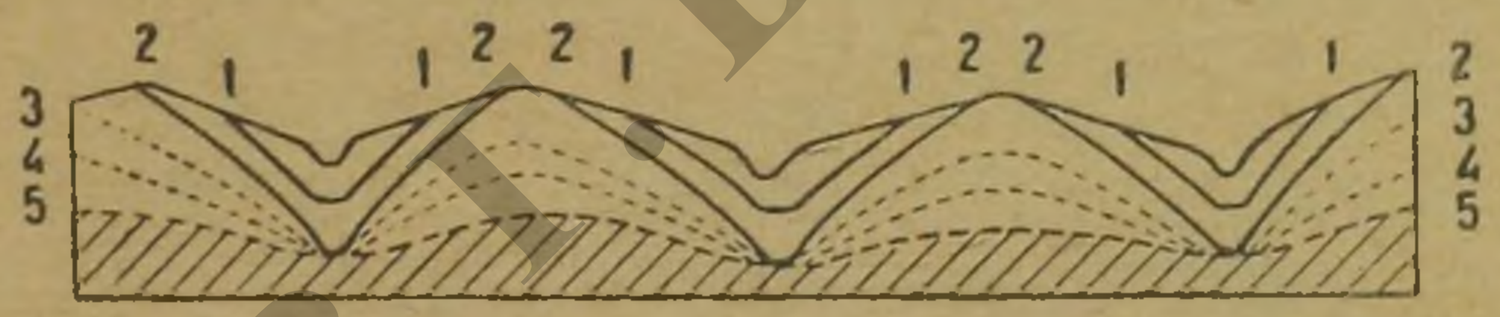


Рис. 50. Расширение долины и понижение водоразделов.
1, *2*, *3*,... — различные стадии процесса.

Подобные же процессы происходят и в том случае, если реки стекают по противоположным покатостям. Понижение водораздела обусловливается в данном случае, кроме работы деструкционных сил (выветривание, перемещение под влиянием тяжести, смыв и т. д.), регрессивной эрозией самих рек. Водоразделы имеют симметричное строение только в том случае, если реки, стекающие в противоположные стороны, проявляют одинаковую эрозионную работу. Если же реки противоположных покатостей имеют различное падение (рис. 51), несут различное количество воды и работают в областях развития пород неодинаковой сопротивляемости размыву, то между ними начинается как бы *борьба за водораздел*, и последний делается асимметричным, перемещаясь в сторону более слабой эрозии. При попеременном расположении рек водораздел

получает в таком случае *зигзагообразную форму*. В случае же, если реки противоположных покатостей расположены друг против друга, то более сильная река вследствие регрессивной эрозии может перепилить водораздел, вступить в соприкосновение с верховьями противоположной реки и захватить их в свою пользу. В результате такого процесса *обезглавленная река* хиреет, и количество передвигаемой ею воды не находится ни в каком соответствии с шириной прежней долины, напротив, река-победительница, обогатившись водой, проявляет еще более энергичную эрозионную деятельность. Примером захвата верховьев одной реки другой может служить река Ингулец, перехватившая в своих верховьях часть вод, стекавших раньше в Днепр.

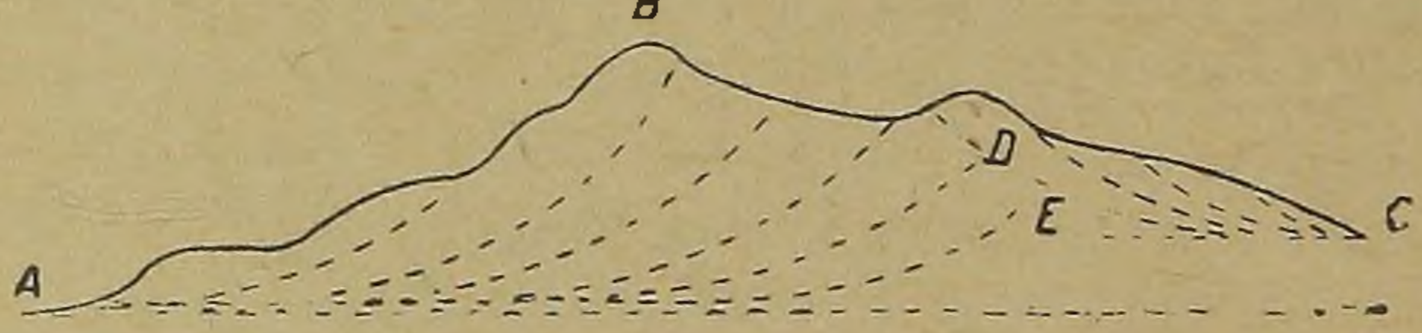


Рис. 51. Схема понижения водораздела реками, стекающими по противоположным склонам.

ABC — первоначальная поверхность междуречья; *D*, *E* — позднейшие водоразделы

В Саратовском Поволжье, повидимому, Дон потерял часть вод в верховьях своих левых притоков, захваченных Волгой, врезавшейся глубже соседнего Дона.

Борьба рек не ограничивается только верховьями, но распространяется и на притоки, которые они отвоевывают друг у друга. Характерным примером такого захвата (рис. 52) может служить река Мозель, захватившая один из притоков Мааса — Туль (в настоящее время это верхний Мозель). От прежнего притока Мааса осталась небольшая речка Паньи. Это было открыто Дэвисом на основании топографических исследований местности (характерный коленообразный изгиб в области захвата, присутствие мертвого русла) и подтверждено впоследствии геологическим исследованием (присутствием в долине Мааса гальки, принесенной с Вогезов, где берет начало Мозель). В больших размерах перемещение водоразделов и захват одной речки другой происходили и еще до сих пор происходят в Андах Южной Америки, причем реки тихоокеанского склона оказываются победительницами. Это явление было даже причиной политических осложнений между республиками Чили и Аргентиной при установлении ими государственных границ.

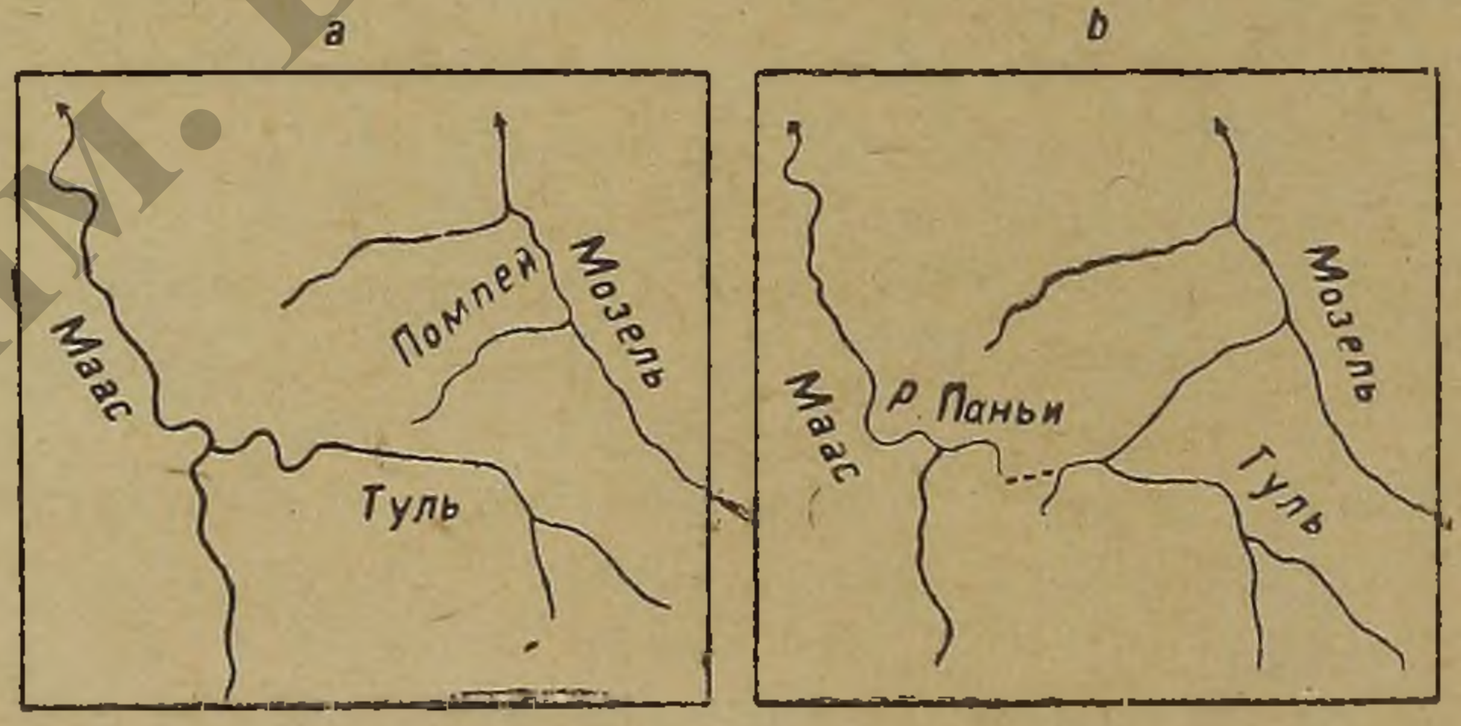


Рис. 52. Захват рекой Мозелем притока реки Мааса (Туль).

При захвате одной реки другою в месте отклонения реки от первоначального направления всегда наблюдается резкий угол или коленообразный изгиб. Иногда захват осуществляется при посредстве подземного течения. Так, Рейн захватил верхнее течение Дуная, воды которого исчезают в понорах близ города Иммедингена. Пройдя

некоторое расстояние под землей, они снова появляются на поверхности в виде большого источника, дающего начало реке Аах, впадающей в Боденское озеро. Присутствие в нем вод Дуная было доказано при помощи красящего вещества.

Вообще, захват одной реки другой представляет весьма частое явление как на равнинах, так в особенности в горных странах, и влечет за собой важные изменения в гидрографической сети реки.

Благодаря этому, две речные системы вступают между собой во временное или постоянное соединение, в особенности, если водораздел находится на равнине. Примером может служить соединение Амазонки с Ориноко через рукав Кассиквиаре и реку Рио-Негро, приток Амазонки. В СССР подобный пример представляет соединение Пижмы, впадающей в Мезень, с другой Пижмой — печорской. Можно указать также область Пинских болот в Полесье, питающую одновременно притоки Вислы и Днепра.

Постоянные точки реки.

Каждая река имеет в данное время две постоянные точки (базис эрозии, или устье, и вершина истока), обусловливающие особенности течения и геологической работы реки. Однако точка истока реки является постоянной лишь для сравнительно короткого времени, так как в области истоков происходят различные изменения, обусловленные как эрозией самой реки, так и другими деструкционными силами, и сводящиеся к понижению водоразделов, дальнейшему врезанию вглубь водораздела и т. п.

Следует отметить, что не всегда водораздел соответствует наиболее высоким частям страны, например, главный водораздел рек Европейской части СССР проходит по невысокой равнине, отделяя реки, текущие в Ледовитый океан и Балтийское море, от рек, впадающих в Черное, Азовское и Каспийское моря, причем ее высшие точки часто лежат в стороне и довольно далеко от главного водораздела. В Полесье водораздел совпадает с болотистой низиной.

В Гималаях водораздел не совпадает с наиболее высокой горной цепью, через которую прорываются реки Инд, Ганг и Брахмапутра, и то же самое наблюдается на Урале и во многих других горных странах.

Пенк установил различие между *окончательным* и *местным* (или временным) *денудационным уровнем* причем указал, что от изменения местных денудационных уровней зависит характер ландшафта в данное время. Во всех речных бассейнах окончательным нижним денудационным уровнем, до которого страна может быть понижена, является уровень моря, что же касается окончательного верхнего, над которым не может подняться ни одна возвышенность, то он лежит, в зависимости от целого ряда причин, на разной высоте: в сухих жарких странах выше, чем в холодных и влажных, в подвергающихся дислокациям и перемещениям выше, чем в спокойных, но, в общем, по мнению Пенка, он лежит на 3000—2000 *м* выше снеговой линии. Вот почему горы в тропической области и достигают наибольшей высоты. Над

высшим денудационным уровнем не может возвышаться длительно ни одна вершина, так как с высотой возрастает интенсивность всех деструкционных процессов, которые и сведут ее к определенному уровню. Этим объясняется, что вершины данной горной страны, при прочих равных условиях, лежат приблизительно на одинаковой высоте (закон постоянства высот горных вершин). Конечно, в случае различия в твердости слагающих возвышенность горных пород, наиболее выдающиеся вершины будут сложены из наиболее стойких по отношению к деструкционным силам пород, но и эти наиболее высокие точки лежат приблизительно на одном уровне.

Цикл эрозии и общие результаты работы реки.

Большое значение, которое имеют реки для формирования рельефа страны, заключается не в работе каждой реки в отдельности, а в совокупном воздействии на поверхность всех рек данного бассейна в связи с работой всех других деструкционных сил. Дело в том, что между работою рек и ходом большей части других деструкционных процессов существует косвенная зависимость. Так, интенсивность смыва, при прочих равных условиях, возрастает с углублением речного русла, расширение последнего ведет к суживанию водораздельных гряд между соседними реками, размеры денудации зависят от падения и эрозионной силы реки, малейшее изменение, происшедшее где-нибудь на протяжении речного русла, отражается на всем бассейне.

В конечном счете, совокупная работа рек и всех деструкционных сил в данном бассейне сводится к понижению и нивелировке местности, к превращению ее в *почти равнину — пенеплен* (по Дэвису), или в *предельную равнину* (по А. П. Павлову). Такая равнина полого склоняется от водоразделов к базису эрозии реки, т. е., в конечном счете, к уровню моря. Промежуток времени, в течение которого местность претерпевает такое изменение, Дэвис назвал *циклом эрозии*, различая в нем стадии *юности*, *зрелости* и *старости*.

Необходимо, однако, иметь в виду, что достижение той или другой стадии зависит не исключительно от продолжительности воздействия деструкционных сил, но и от целого ряда других причин, в том числе в значительной мере от особенностей горных пород, так что термины юность, зрелость и старость имеют лишь описательное значение, морфологическое, а не геологическое.

В стадии юности река зависит от первичного, обусловленного тектоникой, склона; кривая нормального падения ее еще не выработана, на протяжении течения встречаются, с одной стороны, водопады и пороги, с другой — озера. Если в главной долине и выработался пологий скат, то в боковых долинах, где эрозия не могла итти равным темпом, русла притоков не могли углубиться до уровня главной реки, и поэтому многие из них низвергаются в главную долину водопадами. Водоразделы еще не вполне установились, и из-за них происходит борьба, причем наблюдается захват одних рек другими. Вообще реки еще не приспособились к рельефу, ландшафт не утра-

тил своего первоначального характера, и структурные особенности выступают резко. В случае, если эволюция происходит в молодых складчатых горах, мы имеем перед собой резко расчлененные формы с крутыми склонами, глубокими ущельями, не вполне выработанными долинами.

Затем реки углубляют и расширяют свои русла, падение становится более равномерным, устанавливается профиль равновесия, водопады и пороги постепенно размываются, озера заполняются наносами, водоразделы понижены, ландшафт смягчен и производит впечатление гармонии и равновесия — это *стадия зрелости*. В *старческой стадии* течение рек еще более замедляется, незначительная эрозия наблюдается лишь в верховьях, в русле реки преобладает отложение наносов, продукты выветривания и смыва накопляются и покрывают все склоны, сглаживая их покатости, водоразделы низки, а местами даже прорезаны, долины широки, но видоизменение местности под воздействием других деструкционных сил еще продолжается и влечет за собой дальнейшую нивелировку местности.

Все эти явления протекают с различной быстротой, в зависимости от твердости пород, от структуры местности, обусловленной тектоникой, от климатических условий, но конечный результат — нивелировка местности и превращение ее в пенеплен — достигается независимо от этих различий.

Таков «нормальный цикл» эрозии Д э в и с а, свойственный странам с достаточным развитием речной сети. От этого нормального цикла Дэвис отличает: *морской*, *пустынный*, или *эоловый*, *гляциальный*, или *ледниковый* и *карстовый* циклы. В них, при преобладании тех или иных деструкционных процессов, характер эволюции, а вместе с тем и создаваемые ею формы изменяются. (О морском и карстовом цикле было уже сказано, о цикле пустынном и гляциальном см. ниже.)

Эволюция происходит, однако, без всяких нарушений лишь в том случае, если базис эрозии остается неподвижным, в случае же новых тектонических нарушений эволюция прерывается, и страна вступает в новый цикл развития, происходит как бы омолаживание рельефа, и в старые формы врезаются новые, постепенно преобразуя местность применительно к изменившемуся соотношению между новым положением базиса эрозии и высотою размываемой площади данного бассейна. Переработка начинается с узких приречных полос, а широкие области междуречий еще долго сохраняют прежний зрелый облик. Только постепенно освоение рельефа новым циклом передвигается вглубь междуречий, последовательно стирая черты старого цикла. Нередко страна переживала несколько подобных циклов, и в таких случаях внимательное изучение иногда позволяет открыть следы каждого цикла и восстановить всю историю пережитых циклов и последовательность переработки и смены форм поверхности.

Рассмотрим теперь несколько примеров преобразования местности деятельностью рек.

1. Простейший случай представляет дно морское, недавно вышедшее из-под уровня моря благодаря отрицательному изменению уровня и не испытавшее при этом никаких дислокаций. Мы будем иметь перед собой равнину, полого склоняющуюся к уровню моря.

Таковы, например, область ланд в юго-западной Франции, восточное и юго-восточное побережья Соединенных штатов Америки, Сибирская низменность, бывшая в первую половину третичного периода, а на небольшом протяжении на севере даже в начале послетретичного периода, дном моря, наши причерноморские и прикаспийские степные равнины и мн. др.

На такой равнине возникают реки, стекающие, согласно покатости, к морю (рис. 53). Такие, обусловленные основной тектоникой, реки Дэвис назвал *консеквентными* (Folgeflüsse немецких авторов). Между первичными долинами рек образуются параллельные, возвышающиеся над ними, гряды, которым Дэвис дал употребляемое в Индии название *доаб* (doabs), а Пенк — Riegel. Если породы, слагающие равнину, не отличаются по своей твердости, то в дальнейшем расчленении гряд не наблюдается правильности. Вторичные реки (притоки консеквентных) и их долины не обнаруживают правильности в своем расположении и представляют разветвленную сеть — *инсеквентные* реки — по терминологии Дэвиса. Мест-

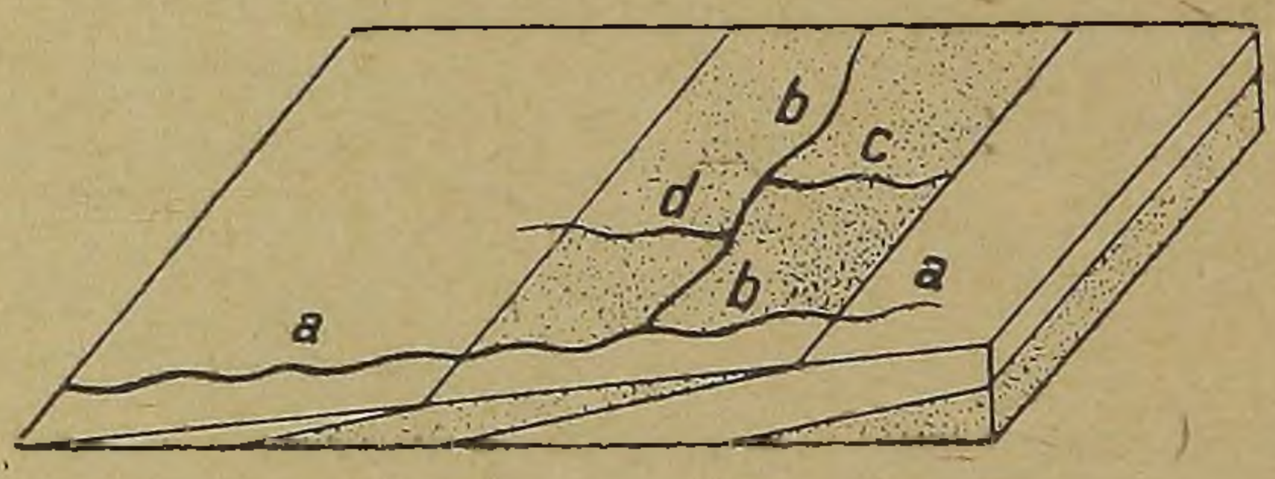


Рис. 53. Номенклатура рек (по *Дэвису*).

a — консеквентная; *b* — субсеквентная; *c* — ресеквентная; *d* — обсеквентная.

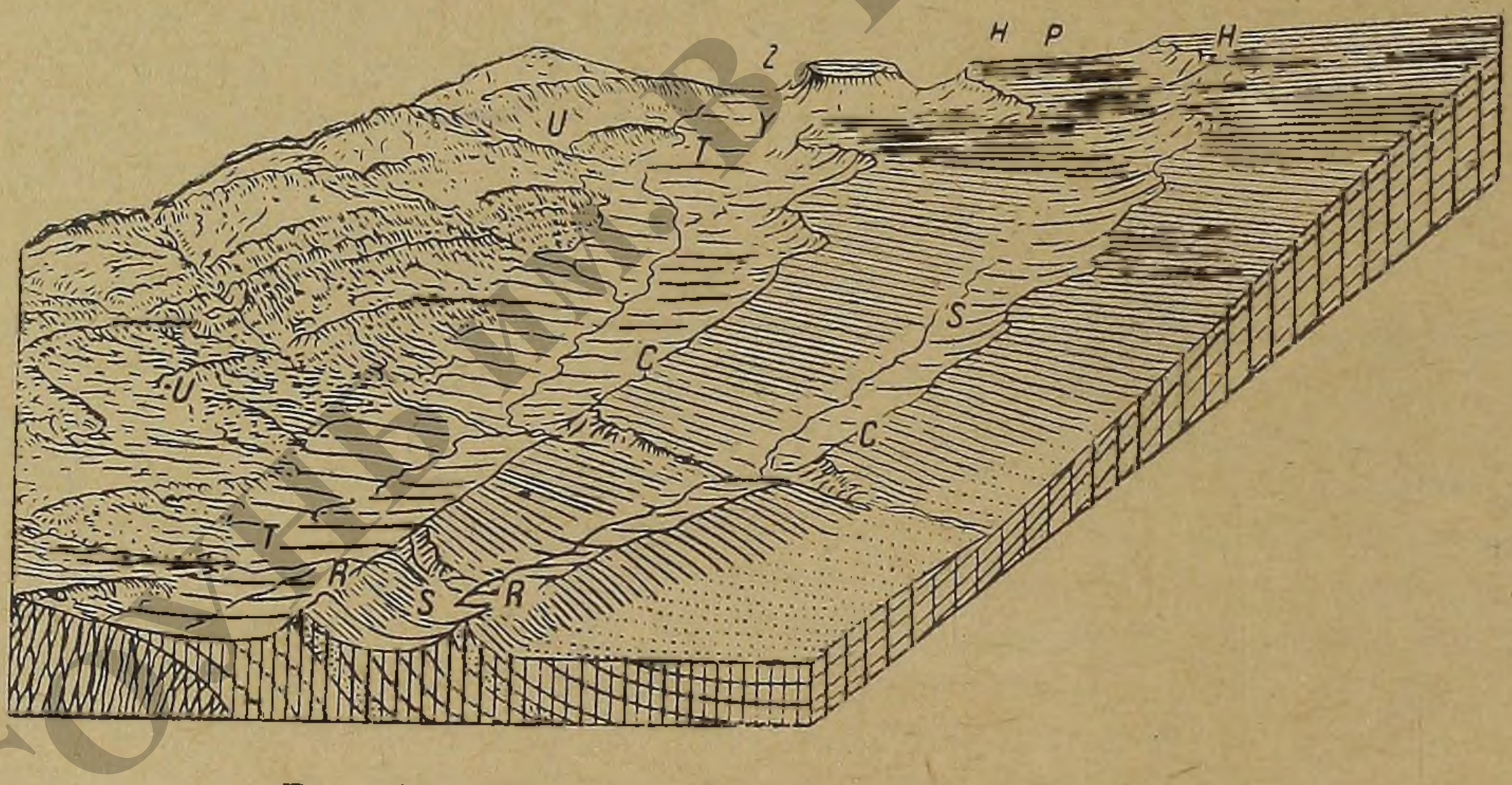


Рис. 54. Образование куэст и гор-свидетелей.

UU — горная область с выходами твердых пород; *HPR*, *HC* — куэсты; *Z* — гора-свидетель; *TT*, *SS* — субсеквентные реки.

ность все более расчленяется долинами, становится мало-помалу холмистой. В стадии зрелости происходят захваты одной реки другой, и число рек, несущих воду прямо в море (консеквентных), сокращается.

2. В случае чередования более твердых и более мягких пород последние размываются быстрее. Поэтому боковые притоки возни-

кают преимущественно в области развития мягких пород, в которых идет быстро расширение и углубление русла. Такие реки, подчиняющиеся внутренней структуре горной породы, Дэвис назвал *субсеквентными* (подчиненными).

Образующиеся между консеквентными реками гряды имеют один склон, совпадающий с направлением течения рек, пологий, а противоположный — крутой, обрывающийся к субсеквентным рекам в виде порога или ступени. Такие гряды были названы Дэвисом *куэстами* (рис. 54).

Пример — гряды предгорной зоны Крымских гор, в особенности типично выраженные в окрестностях Бахчисарая и Симферополя, гряды северного склона Большого Кавказа в его западной части и мн. др.

В дальнейшей эволюции наблюдается прежде всего отступание ступени вниз по первичной покатости и расчленение ее *обсеквентными* реками (т. е. реками третьего порядка, текущими обратно к главному склону местности). Так как эти реки стекают с уступа, то имеют большое падение и проявляют значительную эрозионную работу. Мало-помалу происходит отчленение от уступа отдельных участков, являющихся в виде «гор-свидетелей», поверхность которых покрыта более твердыми породами.

При размывании «столовых» стран, или плоскогорий (с горизонтальным залеганием пластов) образуются *ландшафты столовых гор*, сначала прорезанные немногочисленными каньонообразными долинами с сопровождающими их денудационными террасами и немногочисленными, беспорядочно разветвленными боковыми вторичными промоинами. Впоследствии долины делаются все шире и достигают профиля равновесия, отдельные участки отчленяются от общей массы, образуя также, «горы-свидетели», в особенности вдоль края плоскогорья (*амбы* Абиссинии, *мезы* Мексики).

Если местность была разбита сбросами, то первоначально имеем ступенчатый ландшафт, причем в случае, если глыбы были поставлены косо, края глыб соответствуют вершинам, плоскость сброса — крутому уступу, первоначальная поверхность — более пологому склону. *Горсты* являются в виде со всех сторон обрывающихся плато. Там, где сброс произошел недавно, вдоль линии сброса наблюдается обрыв, или ступень, подобная эрозионной ступени. Очень часто сброс сопровождается горячими ключами или даже вулканическими образованиями, которые, в свою очередь, могут оказать влияние на гидрографическую сеть. Первоначальные реки стекают частью с уступов, образуя внизу конусы выносов, частью вдоль грабенов и областей опускания. При недостаточном количестве осадков здесь образуются бессточные озера и болота.

В дальнейшей эволюции начинается расчленение уступа и ступеней реками и превращение их в холмистую местность, а затем и полная нивелировка. Если опустившаяся глыба прикрыта сверху твердыми породами, то может получиться *извращение рельефа*, т. е. опустившийся участок окажется на более высоком уровне сравнительно с приподнятым (грабен выше горста). Так как приподнятая глыба на первых порах подвергается большей эрозии, то вскоре

рекам удается перепилить твердые породы и углубить свое русло до более мягких. Дальнейшая работа в мягких породах подвигается быстро, тогда как в грабене лежащие на поверхности твердые породы защищают его от размыва.

Что касается эволюции складчатых местностей, то она была рассмотрена в главе VII части I, стр. 132—134.

Речные террасы.

До тех пор пока тектоническое строение местности и климат остаются неизменными, происходит, как благодаря речной эрозии, так и вследствие отложения наносов, приближение русла реки к профилю равновесия.

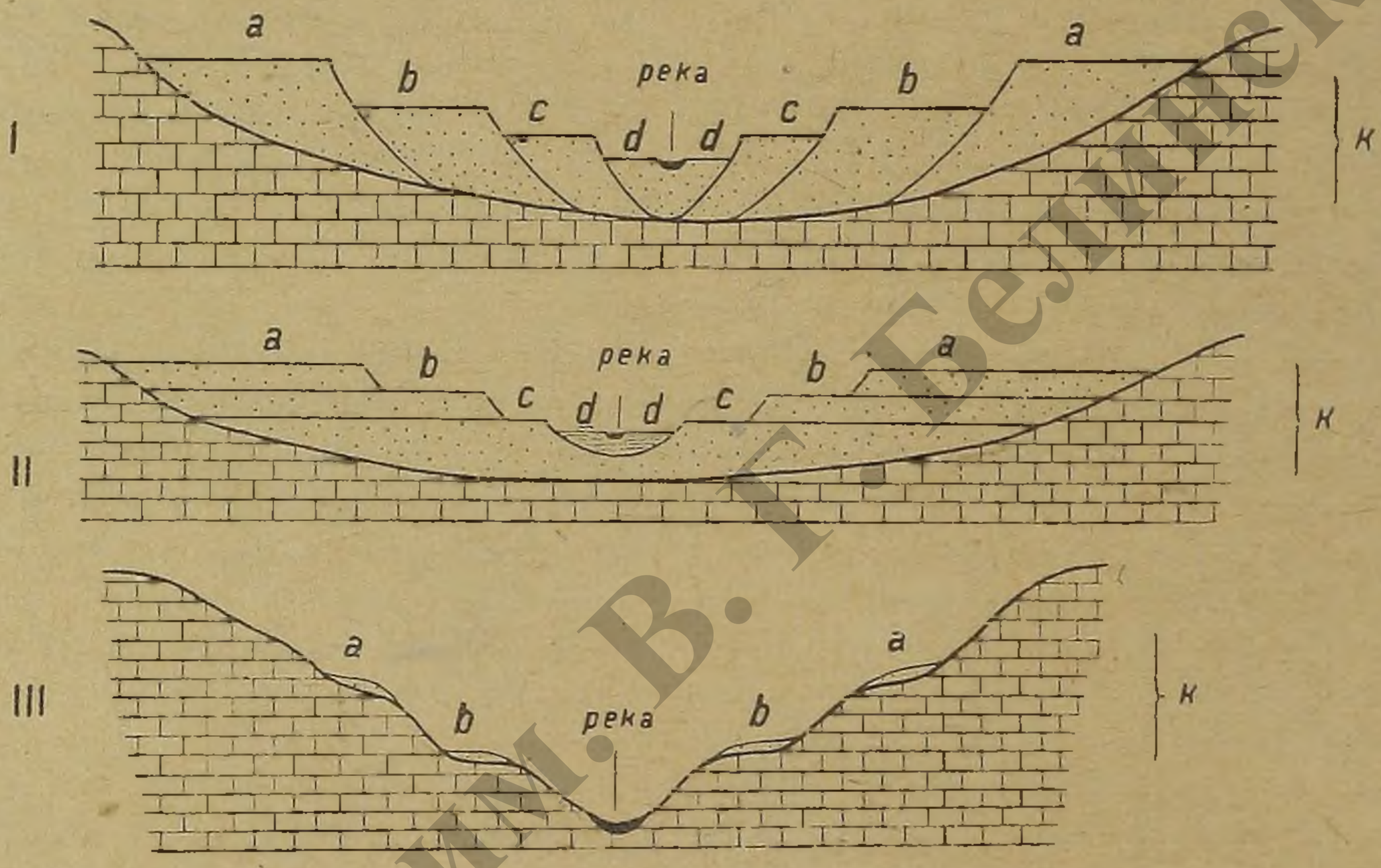


Рис. 55. Речные террасы.

a, *b*, *c*, *d* — террасы; *k* — коренные породы.

Но такое положение вещей сохраняется лишь для ограниченного геологического времени. Вследствие тектонических изменений поверхности суши (поднятия, складчатость, сбросы) или колебания уровня моря происходит нарушение в деятельности реки. Днища долин, достигших профиля равновесия, оказываются приподнятыми или пониженными по отношению к этому последнему; река должна или вновь эродировать, или отлагать наносы, чтобы достигнуть снова равновесия.

Периоды эрозии сменяются периодами покоя или даже отложения, и за периодами покоя или отложения следуют вновь периоды усиленной эрозии.

Эти перерывы в деятельности реки выражаются в образовании *террас* (рис. 55). Простейший случай представляет образование *аллювиальной* террасы из наносов реки: во время половодья река за-

ГомГУ им. Ф. Скорины
Библиотека

полняет всю долину, тогда как при меженном уровне пользуется более узкой ложбиной, вырытой ею в этих наносах. Вообще же выработка террас указывает на оживление глубинной эрозии после периода более или менее длительного равновесия. Так, если на пути реки была расположена скалистая преграда, временно служившая базисом эрозии, то устранение этой преграды вызовет оживление эрозии выше по течению. Наиболее общей причиной является, однако, поднятие страны или опускание уровня моря, вообще высотные изменения по отношению к базису эрозий или же, наконец, изменение климата, главным образом увеличение осадков. В результате периода усиленной эрозионной работы старое широкое днище реки сохранится в виде террасы над новым более узким ее руслом. Иногда такие террасы сохраняются по обоим берегам долины, но чаще всего мы находим их вдоль внутренней стороны извилин, тогда как вдоль внешней они уничтожаются эрозией. Обыкновенно террасы обнаруживают постепенное слабое падение вниз по течению, и только в том случае, если произошло сводообразное изгибание страны, они могут быть наклонены и вверх по течению. Первоначально в данном поперечном профиле террасы должны быть горизонтальны, но благодаря смыву они получают несколько наклоненную к руслу реки поверхность. Если усиленной эрозии предшествовало в долине мощное отложение наносов, вследствие ли повышения уровня моря, или опускания страны, или вследствие уменьшения количества осадков, то образуются аллювиальные террасы. Иногда несколько террас располагаются одна над другой и указывают на последовательную смену периодов размыва периодами отложения. В таком случае самые верхние террасы, как более древние и дольше подвергавшиеся деструкции, менее ясно выражены, чем более молодые, нижние.

В качестве примера можно указать на террасы на Волге, Каме, Белой и Уфе, образование которых ставят в связь с понижением уровня Каспийского моря, прямым следствием чего явилось увеличение падения этих рек и возрастание их эрозионной работы, выразившейся в углублении русла.

Образование террас на реке Рейссе Г е й м объясняет поднятием Альп вместе с их предгорьями. Д ж и л ь б е р, наоборот, склонен приписать их выработку увеличению количества осадков и регрессивной эрозии рек. По Г е н т и н г т о н у, террасы в бассейне Кашмира были выработаны благодаря смене плювиальных (дождливых) и межплювиальных эпох.

Образование террас ставят также в связь с четвертичными оледенениями; согласно взглядам некоторых исследователей, во время отступания ледника большие потоки талой воды передвигали громадные массы обломочного материала и отлагали его в своих долинах, затем после уменьшения количества воды реки углубили свои русла в этих наносах и образовали террасы. Существует, впрочем, и другой взгляд, что отложение наносов происходило не во время отступания, а во время наступания ледников, а размыв — в межледниковые эпохи, так что вопрос этот является еще спорным.

Аллювиальные террасы нужно отличать от *структурных* или *денудационных*, сложенных не наносами реки, а коренными породами, и возникающих при чередовании в сложении местности твердых и рыхлых пород. При задержке врезания в твердые породы долины успевают значительно расшириться, при врезании в рыхлые — углубление продвигается быстро. В высоком Заволжье и в Башкирии — структурные террасы — типичная черта рельефа. *Ступенчатые ландшафты* со структурными террасами описаны для многих частей Западной Европы, Америки, Африки.

Классификация речных долин по их происхождению.

Согласно современным взглядам, все речные долины выработаны эрозионной деятельностью текучей воды. Только эрозия в состоянии создать извилистую сеть долин с равномерным уклоном, но при образовании своей долины река могла воспользоваться уже ранее существующими углублениями и ложбинами, которые предопределяли направление ее течения в различных участках. Так как наиболее значительные из таких углублений обусловлены тектоникой, то такие долины можно назвать *тектоническими* и противопоставить им долины, обязанные своим существованием исключительно эрозии, под термином *эрозионных*, или *деструктивных*, долин. В свою очередь, тектонические долины могут возникнуть или непосредственно из тектонических углублений (в трещинах, мульдах и грабенах) или только стоят в известном соотношении с тектоникой (долины антиклинальные, моноклинальные и т. д.). Первые можно назвать *тектонически построенными*, или *конструктивными*, *долинами*, а вторые — *тектонически выработанными*. Продольные долины в горах часто имеют тектоническую основу, тогда как поперечные выработаны большею частью исключительно речной эрозией.

Наиболее загадочным, с точки зрения эрозионной теории, является образование так называемых *долин прорыва*, например, долин Инда, Ганга и Брахмапутры, прорывающихся через Гималайские горы, или долины уральских рек Чусовой и Белой, берущих начало с более низкого водораздельного хребта и прорезающих более высокие боковые хребты.

Происхождение таких анормальных долин объясняется различно. В прежнее время большое значение придавалось трещинной теории, согласно которой реки воспользовались для пересечения хребта или даже целого нагорья прежде существовавшей трещиной. Теперь и образование подобных долин сводят к эрозионной деятельности самой реки.

В некоторых случаях прорыв объясняется просто существованием озера, в которое впадала первоначально река. Вследствие поднятия уровня вод в таком озере оно получило сток через водораздельный хребет сначала в виде водопада, а затем образовалась долина прорыва. Происхождение некоторых долин прорыва можно объяснить также отступанием взад (*регрессией*) верховья реки и врезыванием ее в склон хребта. В конце концов река перепилит хребет и перейдет на противоположный склон, где она может захватить в свою пользу

верховья другой реки, текущей по противоположной покатости, если ее уровень ниже уровня последней. С другой стороны, река может прорезать хребет не только в верховье, но и в среднем течении, если этот хребет моложе реки, причем река сохраняет прежнее направление своего течения. Это возможно в том случае, если выдвигание хребта происходит медленно, и река в состоянии с тою же быстротой углублять свое русло, с какой происходит поднятие хребта. Если соотношение сил менее благоприятно, то река первоначально начинает откладывать наносы выше выдвигающейся преграды, тем самым увеличивая свое падение, а затем перерезает ее. Наконец, если эрозионная сила недостаточна, чтобы преодолеть преграду, то река подпруживается в озеро или даже получает обратное течение.

Эта теория прорыва называется *антецедентной* (антецедентная река — река предсуществующая, т. е. более старая, чем выдвигающийся хребет). Антецедентная теория была применена к объяснению прорыва рек через Венецианские Альпы; Сетледжа и других рек — через краевые Гималайские цепи. В пользу такого объяснения в последнем случае говорит то обстоятельство, что предгорные цепи Гималаев сложены из наносов самих рек, т. е. моложе этих последних.

О том, имеем ли мы дело с прорывом вследствие регрессии или с антецедентной рекой, можно судить по последовательности в расположении наносов в устье реки: в случае регрессивного врезания внизу залегает более грубая галька, а сверху более мелкие наносы, петрографический характер которых соответствует горным породам возвышенности, с которой стекает захваченная река; в случае же антецедентной реки — внизу залегает более мелкая галька, а поверх более крупная, как принесенная с поднявшегося впоследствии хребта, расположенного более близко к устью.

Наконец, Л ю ж о н объясняет происхождение долин прорыва колебательными движениями складчатой системы: образованием, в поперечном направлении к простиранию складок, зон воздымания и погружения (ондуляция складок по оси). Реки пользуются зонами погружения для пересечения складчатого нагорья. Это объяснение А. А. Г р и г о р ь е в пытался применить к некоторым долинам рек южного Урала.

В областях карстовых прорывы рек сквозь хребты связаны нередко с трещинами и подземными пустотами, в которые уходят реки. Л. И. С е м и х а т о в а связывает прорывы некоторых южноуральских рек с карстом, которому придает большое значение в развитии местной речной сети и А. А. Б о р з о в.

Ввиду сложности явления только в немногих случаях удалось доказать применимость той или другой теории к данному случаю. Частный случай долин прорыва представляют *эпигенетические* (унаследованные) долины. Предположим, что местность, имевшая первоначально, быть может, сложное тектоническое строение, погрузилась под уровень моря: неровности ее рельефа были засыпаны морскими осадками, и на поверхности также отложились горизонтально рыхлые осадки. После поднятия такой страны ее начнут

дренировать реки, согласно с вновь создавшейся покатостью. Когда денудация удалит верхний покров рыхлых осадков и выступит вновь на свет прежний рельеф, реки сохранят свое первоначальное направление без соответствия с внутренней структурой местности.

Речная система и бассейн. Главная река и притоки. Распределение рек на земном шаре. Характерные особенности рек разных частей света.

Совокупность рек и ручьев, соединяющихся друг с другом и в конце концов изливающихся в море или бессточное озеро, образует *систему реки*. Главная река дает название всей системе, хотя вопрос о том, какую реку считать за главную, далеко не всегда может быть решен определенно, и очень часто народный обычай считает главной рекой отнюдь не самую длинную и многоводную из рек данной системы. Косвенные указания при решении этого вопроса дают: длина, количество воды, направление течения, однообразное строение берегов на всем протяжении течения, температура, цвет воды. Так, в системе реки Енисея не может быть никакого сомнения, что Енисей — главная река, а Тунгуски — притоки. Направление Енисея — меридиональное, а Тунгусок — широтное. Енисей глубже этих рек, имеет более спокойное течение и несет более мутную воду, течение же Тунгусок извилистое, порожистое, с массами стремнин, вода их более прозрачная.

В других случаях вопрос решается далеко не так легко. Так, в системе Волги можно было бы считать главной рекой не Верхнюю Волгу до Горького, а Оку, которая не уступает Волге по длине, да и долина Волги ниже Горького является продолжением долины Оки; или же Каму, которая несет больше воды и направление которой удерживается рекою ниже села Богородского. В системе реки Роны главной рекой следовало бы считать Саону (Сону), так как она длиннее и имеет то же направление, как и Рона после слияния с Саоной. Но Рейн по праву считается главной рекой как по массе воды, так и по влиянию на речной режим в нижнем течении. В системе Дуная первенство также должно быть отдано Дунаю перед Инном (отношение количества воды в этих реках 10 : 9), так как преобладающее направление течения реки широтное.

Большая часть рек имеет *симметричную* систему, причем главная река получает притоки с обеих сторон, как, например, Волга в среднем течении и Амазонка; другие реки принимают притоки главным образом с одной стороны, например, Енисей, Тигр, Нижняя Волга. Системы некоторых рек составляются из соединения двух больших рек, например, Луара — из Луары и Алье, Ла-Плата — из Параны и Парагвая, Миссисипи — из Миссисипи и Миссури, Северная Двина — из Сухоны и Юга.

Площадь земли, с которой стекает вода в данную систему, называется *бассейном* ее и, в случае симметрического построения речной системы, имеет большею частью эллиптическую или грушевидную форму.

По величине бассейна реки земного шара располагаются в следующем порядке:

Название	Величина бассейна в млн. *кв. км*	Длина реки от наиболее отдаленного от устья притока в *км*	
Амазонка	7,05	+ Укайяли	5500
Конго	3,6		4200
Миссисипи	3,25	+ Миссури	6600
Ла-Плата	3,1		4700
Обь	2,9	+ Иртыш	5300
Нил	2,87	+ Кагера	5500
Енисей	2,6	+ Селенга	5200
Лена	2,38		4600
Нигер	2,1		4100
Амур	2,05	+ Аргунь + Керулэн	4480
Янцзыцзян	1,8		5200
Ганг—Брахмапутра . . .	1,7		3000
Мекензи	1,66		3700
Волга	1,46		3690
Замбези	1,33		2660
Дунай	0,8		2850
Днепр	0,52		2150
Рейн—Маас	0,2		1326
Рона	0,1		812

При прочих равных условиях, величина речных бассейнов и размер орошаемых ими районов находятся во взаимной связи. Значение величины бассейнов распространяется на экономическую и на политическую жизнь обитающих в их пределах народов, так как реки одной и той же системы оказывают объединяющее влияние. Об относительном числе и величине больших бассейнов различных частей света мы можем составить себе представление, если определим, согласно Зупану, процент пространства, который приходится на долю рек, имеющих бассейн не менее 0,5 млн. *кв. км*, и подсчитаем число таких рек.

Южная Америка	67% — 4
Северная Америка	49% — 8
Азия	40% — 11
Африка	40% — 5
Европа	30% — 3
Австралия	12% — 1

Эта таблица показывает, что в наиболее благоприятные условия по обширности бассейнов и вообще по гидрографическим условиям, поставлены обе Америки, и в особенности Южная. В Южной Америке число рек, имеющих бассейн свыше 0,5 млн. *кв. км*, всего 4, но все это реки, отличающиеся значительными бассейнами и многоводностью: Амазонка, Ориноко, Ла-Плата, Сан-Франциско.

В Северной Америке к таким рекам принадлежат: Мекензи, Миссисипи, Юкон, св. Лаврентия, Нельсон, Рио дель-Норте, Колорадо, Колумбия; в Азии: Обь, Енисей, Лена, Амур, Хуанхэ, Янцзыцзян,

ГГУ Библиотека им. Ф. Скорины

Меконг, Брахмапутра, Ганг, Инд, Тигр и Евфрат; в Африке: Нил, Конго, Нигер, Замбези, Оранжевая; в Европе: Волга, Дунай, Днепр; в Австралии Мёррей.

Бассейны рек отделяются друг от друга *водоразделами*, представляющими в большинстве случаев не линию, а целую полосу. Среди большого числа водоразделов наибольшее значение имеет водораздел, отделяющий бассейн Атлантического океана с Северным Ледовитым океаном от бассейна Тихого и Индийского океанов, названный А. Тилло *главным водоразделом земли*.

Первый бассейн значительно больше второго — на долю его приходится 53% всей суши, на долю Тихого и Индийского — 25%, на долю бессточных областей — 22%.

Только существование бессточных областей обусловливается недостатком осадков, преобладающая же роль гидрографии Атлантического океана перед Тихим и Индийским определяется основными орографическими чертами лика земли, именно тем, что значительнейшие поднятия приурочены к берегам двух последних океанов. Среднее количество осадков, выпадающее в области:

Атлантического бассейна.	870 *мм*
Тихого и Индийского . . .	1040 »
Бессточных областей . . .	330 »

По относительной величине бессточных областей части света располагаются в таком порядке:

В Австралии	53,9%
» Азии	30,6%
» Африке	30,5%
» Европе	20,4%
» Северной Америке	5,0%
» Южной Америке	1,7%

В Европе и Азии вместе на долю бессточных областей приходится свыше 10 млн. *кв. км*, бессточная область велика также и в Африке, где она располагается двумя зонами: Сахара и Калахари.

Главный водораздел от Берингова пролива идет по Америке близ Тихого океана, вдоль Кордильер Северной и Анд Южной Америки; на северо-востоке Азии главный водораздел расположен также недалеко от Тихого океана, но затем его направление делается широтным, и он пересекает с востока на запад материк Азии, причем к бассейну Тихого и Индийского океанов относятся восточная Сибирь, Китай, Индокитай, Индостан, часть Тибета, Иран и Аравия; в Африке главный водораздел проходит меридионально, ближе к восточному побережью.

В гидрографическом отношении каждый из континентов представляет некоторые особенности. Азия имеет две важнейшие области, откуда выходят ее наиболее значительные реки: это, во-первых, Гималаи и Тибетское нагорье, где берут начало 8 больших рек (Инд, Ганг, Брахмапутра, Иравади, Салуэн, Меконг, Янцзыцзян и Хуанхэ). Названные реки являются наиболее жизненными артериями,

так как протекают по странам, отличающимся богатой природой, и направляются к теплым, незамерзающим морям. Другую область, дающую начало большим рекам, составляют горы, окаймляющие с севера Центральную Азию, где зарождается большая часть сибирских рек. Значительное число азиатских рек не имеет стока в море: сюда принадлежат все реки Туранской низменности, оканчивающиеся в замкнутых бассейнах (Каспийское море, Аральское, Балхаш и т. д.) или теряющиеся в песках, — Мургаб и Теджент, Чу и т. д.; реки Восточного Туркестана и Тибета, Тарим и многие другие; реки Передней Азии, например Иордан, Гильменд. Другая особенность рек Азии состоит в том, что многие из них расположены попарно: они берут начало недалеко друг от друга, расходятся в среднем течении и в устье вновь сближаются или даже впадают вместе, таковы: Обь и Иртыш, Янцзыцзян и Хуанхэ, Ганг и Брахмапутра, Инд и Сетледж, Аму-дарья и Сыр-дарья, Тигр и Евфрат, впадающие вместе под названием Шат-эль-араба. Ввиду того, что большие реки Азии на более или менее значительном протяжении протекают по равнинам, они судоходны, по крайней мере, в своем нижнем течении. За исключением Оби и Енисея, впадающих в широкие эстуарии (губы), другие большие реки Азии почти все образуют дельты.

Реки Европы как по своей длине, так и по величине бассейнов значительно уступают рекам Азии. Благодаря направлению главного водораздела с северо-востока на юго-запад и расширению материка Европы к востоку, наиболее значительные реки Европы текут в восточной половине на юго-восток и юг (бассейны Каспийского и Черного морей), а в западной части на север и северо-запад (бассейны Атлантического океана и Северного моря), напротив, Средиземное море имеет бассейн, наименьший по площади. Характерной чертой гидрографической сети Европы при незначительной ширине материка на западе и равнинности его на востоке является сближение рек в области их истоков. Местами в Европе даже наблюдается звездообразное расхождение рек различных бассейнов, особенно выраженное в Валдайской возвышенности (Волга, Западная Двина, притоки озера Ильмень, отчасти Днепр) и в центральной части Альп — Сен-Готардском массиве (Рейн, Рона, Рейсс, Тичино, притоки реки По, неподалеку Инн, приток Дуная).

Эти особенности гидрографической сети позволили сравнительно легко осуществить соединение рек различных бассейнов при посредстве каналов. По характеру своего течения реки Европы представляют несколько различных типов. Все почти большие реки Восточной Европы относятся к типичным рекам равнин, имеют спокойное, ровное течение и образуют извилины; реки Западной Европы имеют на всем протяжении или горное (обыкновенно небольшие реки), или двойное течение: в верхней, в большинстве случаев, довольно короткой части река имеет горный характер, а в средней и нижней превращается в равнинную.

Значительная часть Европы относится к области без стока в океан (весь бассейн Волги), но кроме этого большого бассейна имеются и менее значительные бессточные бассейны, главным образом на востоке (например бассейн Б. и М. Узеней).

Характерные особенности рек Африки заключаются в том, что в нижнем течении они прерываются скалистыми преградами и образуют водопады и пороги (Нильские пороги, пороги и водопады на реках Конго, Замбези, Нигере) — обстоятельство, которое чрезвычайно задержало ознакомление с внутренними частями континента и в настоящее время препятствует развитию судоходства. Наоборот, в среднем течении большие реки Африки — Нил, Конго, Нигер — протекают по обширным аллювиальным равнинам, которые в прошлом, вероятно, были озерами. Для некоторых рек Африки, кроме того, характерно отсутствие резко выраженного водораздела, так что системы рек в своих верховьях почти сливаются друг с другом. Таково, например, озеро Дилоло в области истоков Замбези и Конго.

На долю обеих Америк приходятся величайшие реки земного шара как по длине и площади бассейна, так и по количеству воды, которую они передвигают. В Северной Америке многие реки, в особенности на севере, принадлежат к типу озерных и соединены с величайшими на земле пресными озерами (река св. Лаврентия и Канадские озера, в 253 000 *кв. км*, Мекензи и др.). Большая часть рек по отношению к главному водоразделу имеет поперечное направление, но наряду с ними существуют три продольные реки: Мекензи, Миссисипи и Рио дель-Норте. В Южной Америке такое направление имеют реки Парана и Парагвай. В Южной Америке, как и на севере Северной Америки, системы различных рек часто соединяются между собой — Ориноко с Амазонкой, последняя с Ла-Платой. В Скалистых горах есть река «двух океанов», посылающая часть своих вод в Тихий, а другую в Атлантический океан.

Основной чертой гидрографии Австралии является слабое развитие рек, скудость орошения и весьма резко выраженные колебания водоносности. Только величайшая река Австралии Мёррей несет круглый год достаточное количество воды и допускает рейсы мелкосидящих пароходов, но ее самые значительные притоки Дарлинг и Меррамбиджи страдают от недостатка воды, и судоходство на них прерывается иногда на несколько месяцев. Остальные реки только короткое время бывают полны водой, а большую часть года представляют ряд ручейков и стоячих водоемов и заканчиваются соляными озерами (к р и к и). Тем не менее и эти реки часто производят наводнения и поэтому небезопасны для прибрежного населения.

Г. Ботик
ОУНБ им. Б.

XVI. ЛЕДНИКИ.

Постоянный лед и снег, занимая около 15 млн. *кв. км*, оказывают сильное влияние на изменение лика земли.

В тропических странах снег выпадает лишь на высоких горах, в умеренных он постоянен также только на значительных высотах, так что главная область распространения льда и снега находится в пределах полярных поясов. Граница выпадения снега пересекает в Европе Средиземное море. В Риме бывает в среднем 1,4 дня в году со снегом. К югу от Атласа на равнине снега не бывает. Граница снега на равнине в восточной части Старого Света спускается южнее Кантона (23°), и подобное же положение эта граница имеет в Северной Америке. Граница летнего выпадения снега лежит около полярного круга; на острове Бусия-Феликс (70° с. ш.) снег с июня по август составляет до 40% всех осадков. Эта граница в южном полушарии, благодаря прохладному океаническому лету, держится около 50° ю. ш. Но всюду в полярных областях дождь тоже бывает в теплые месяцы, так что существование зоны исключительно твердых осадков еще не доказано.

Граница постоянного снега зависит от климата, т. е. температуры, влажности, а также от некоторых других условий. Не все самые высокие части гор покрыты снегом: с крутых скал он сваливается или сдувается ветром, поэтому за снеговую линию[1] принято считать границу фирна, т. е. снега, начавшего вследствие давления и таяния превращаться в лед. Различают снеговую линию *климатическую* и *орографическую*. Первая обусловливается климатом, вторая — местными условиями: экспозицией по отношению к солнцу, большей или меньшей крутизной склонов, положением относительно господствующего ветра и т. д. Впадины, цирки, затененные склоны благоприятны для сохранения снега. Так, например, Карпаты не покрыты вечным снегом, но он здесь сохраняется отдельными пятнами во впадинах в течение всего года, на Урале лишь вершины гор Народная и Сабля поднимаются выше снеговой линии.

Высота снеговой линии уменьшается с широтой, но наибольшей она оказывается не на экваторе (4700—4800 *м*), а в сухих тропических областях с максимумом давления и преобладанием сухих воздуш-

---

[1] Можно называть снеговой линией границу, выше которой выпавший снег не успевает растаять и испариться, т. е. выше которой приходо-расходный баланс снега положителен. Граница снега указывает на равенство прихода и расхода.

ных течений. В южном полушарии вследствие прохладного лета она лежит ниже: в Андах Чили, под широтой 44°, на высоте 1400 *м*, в Каскадных горах Орегона, под тою же широтой, она проходит на высоте 2100—2400 *м*, в Гренландии под 79° опускается до 700—800 *м*, а на острове Южная Георгия в южном полушарии под 54,05° спускается до высоты всего 550 *м*.

Средняя высота снеговой линии на горных хребтах.

Пайачата (Южная Америка, 18°10′)	6120 *м*
Саяма (там же, 18°7′)	5920 »
Куэнь-лунь (на южном склоне)	6000 »
» (на северном и восточном склонах)	5800 »
Килиманджаро (на южном склоне)	5380 »
Каракорум	5600—5300 *м*
Кашмир (в Гималаях)	5000 *м*
Тянь-шань	4500—4800 *м*
Южные цепи Гималаев	4600 *м*
Восточный Кавказ	3500 »
Пиренеи	2800 »
Западный Кавказ	2700 »
Кавказ в среднем	2900 »
Центральные Альпы	2800 »

На одной и той же вершине, но на разных склонах снеговая линия лежит не на одной высоте: на южных склонах обычно проходит выше, чем на северных. На Кавказе и Гималаях наблюдается обратное явление: снеговая линия располагается выше на северных склонах и ниже на южных. Это объясняется тем, что северные склоны этих горных хребтов обращены к сухим местностям, а южные лежат на пути влажных ветров[1].

Выпадая на высоких горах, снег не остается лежать на них вечно: он сдувается ветром с крутых склонов, скатывается в виде лавин, особенно весною, когда образуется ледяная скользкая подстилка. Обыкновенно лавины падают по одному и тому же пути, пользуясь долинами для спуска, и на крутых склонах могут быть вызваны незначительным сотрясением воздуха.

Большая же часть снега превращается в лед и в виде ледяных потоков-ледников спускается ниже снеговой линии; так в Альпах — до высоты 1080 *м*. На южных склонах Кавказа, в горах Чили и Новой Зеландии ледники спускаются настолько низко, что у подножия их можно встретить представителей субтропической растительности.

Снег, попадая в мульды и котловины, подтаивает с поверхности от нагревания днем и, замерзая снова ночью, превращается в зерна льда, чему способствует и давление. Ледяные зерна, отделенные друг от друга пузырьками воздуха, образуют так называемый *фирн* (зернистую, пузырчатую массу белого цвета), который в нижележащих слоях под действием значительного давления переходит в лед, имеющий уже голубой цвет. Толща льда не представляет однородной массы, а обладает ясно выраженной слоистостью: беловатые слои,

[1] В центральных частях массивного нагорья снеговая линия лежит обычно выше, чем на окраинах.

более богатые воздухом, чередуются с голубыми, в которых содержание воздуха вследствие давления доведено до минимума. Зерна, из которых состоит лед, имеют неправильную форму, размеры их возрастают по мере спускания ледника, так что в конце его они достигают величины голубиного яйца. Рост их происходит за счет маленьких зерен, которые сливаются с ними на их пути. Ориентированы зерна без всякого порядка, чем и отличается ледниковый лед от речного или озерного, в котором ледяные кристаллы ориентируются в одном направлении, причем оптические оси их перпендикулярны плоскости замерзания.

Классификация ледников.

Различают 5 типов ледников: 1) *гренландский*, 2) *скандинавский*, 3) *альпийский*, 4) тип *предгорных* ледников и 5) так называемый *туркестанский* тип. Примером ледников первого типа является сплошное оледенение Антарктиды и Гренландии. Inlandseis Гренландии покрывает площадь почти в 2 млн. *кв. км*. Фиельды Скандинавии, одетые общим фирновым покровом, распадающимся, однако, на краях на обособленные ледники, например Иостедаль, являются примером второго типа. Среди ледников альпийского типа, состоящих из обособленного (индивидуального) фирнового поля и языка, различают *долинные* (ледники 1-го разряда) в том случае, если они спускаются в долины, и *висячие* (ледники 2-го разряда), если они заканчиваются высоко в горах. Если ледник, имея индивидуальную область питания, в виде одного языка спускается в долину, мы имеем *простой* ледник. Сливаясь своими языками, простые ледники могут дать *полисинтетический* ледник. Ледники, берущие начало в обособленных цирках и самостоятельно спускающиеся вниз, но в предгорной области сливающиеся друг с другом в общую массу, образуют *предгорные* ледники (Piedmont-glaciers), например Маласпина, питаемый ледниками гор св. Ильи и Логана на Аляске (ширина 96 *км*, поверхность 3500 *кв. км*).

Туркестанский тип ледников принадлежит к долинным, но эти ледники развиваются без фирнового бассейна. Они возникают и питаются снежными лавинами, падающими в горах с крутых склонов. Ледники этого типа встречаются в горах Средней Азии, например, в Гиссарском хребте, в хребте Петра Великого и в горах Центральной Азии.

Масса льда, составляющая ледник, находится в постоянном движении, причем это движение в некоторых отношениях напоминает движение воды в реке, именно, скорость движения всех частиц льда в данном поперечном профиле неодинакова, наибольшая скорость наблюдается в середине, а не по краям, и возрастает от дна к поверхности, что зависит от различий в трении. Она пропорциональна уклону ледникового ложа, увеличивается при сужении русла и уменьшается при расширении его. Скорость движения зависит также от размеров ледника и количества осадков в области питания. Движение ледников в общем очень медленно, и скорость варьирует, например в альпийских ледниках в средних частях от 0,1 до 0,3—0,4 *м*

в сутки. Мощные ледники Гималаев движутся летом со скоростью 2—3,7 *м* в сутки.

Всего быстрее движение ледников Гренландии, где суточное передвижение местами доходит до 10—30 *м*.

Все наблюдения говорят в пользу того, что движение ледника происходит вследствие течения льда, представляющего вязкую, пластичную массу, напоминающую вар или патоку. В доказательство справедливости такого взгляда можно привести удивительную способность льда приноравливаться к форме своего русла. На западном берегу Гренландии один из ледников выполняет собою озеро, имеющее форму буквы Т, маленький норвежский ледник Кааган напоминает по своей форме стекающую слезу. Теорий, объясняющих движение ледников, было предложено, впрочем, много.

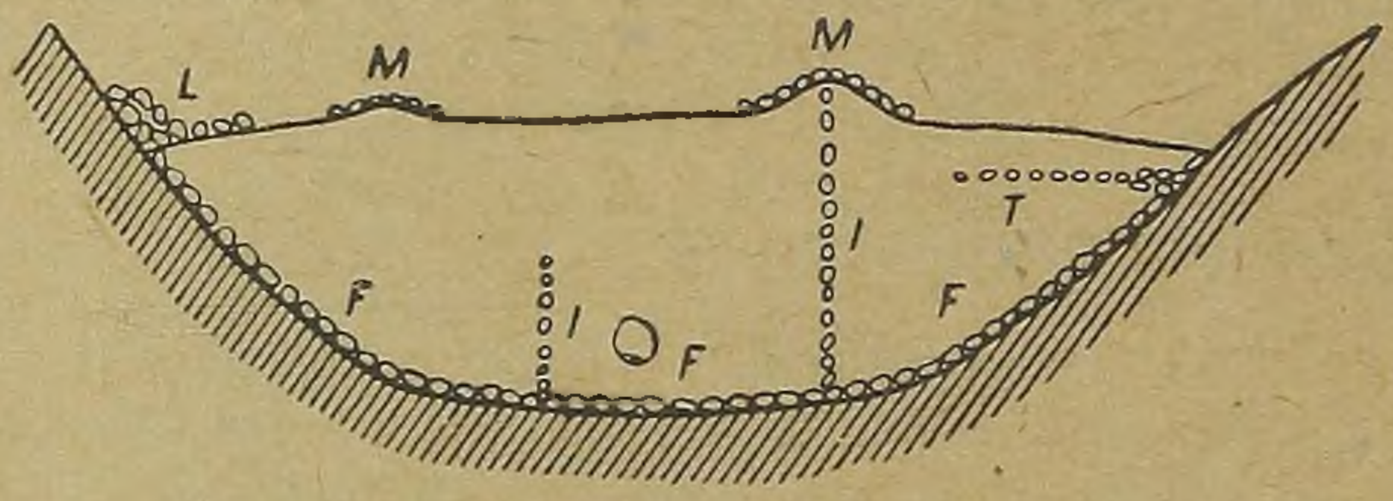


Рис. 56. Схема движущихся морен в разрезе альпийского ледника.

F — донная морена; *I* — внутренние морены; *M* — срединные морены; *T* — поперечные морены; *L* — боковые морены.

Дилатационная теория ставит движение ледников в зависимости от талой воды, которая всегда пропитывает толщу льда и, замерзая, расширяется и тем самым производит передвижение частиц льда. Теория скольжения видит причину движения льда в передвижении отдельных зерен или листочков друг относительно друга под влиянием силы тяжести.

Температура льда также неодинакова на различных глубинах. Колебания температуры, зависящие от смены времен года, сказываются лишь в поверхностных слоях, на глубине же температура льда близка температуре его таяния, свойство, которое способствует пластичности и истечению льда.

Следствием движения ледников является образование как на их поверхности, так и в самой толще льда продольных, поперечных и косых трещин. Первые возникают при расширении русла ледника, вторые чаще всего появляются на уступах. Краевые трещины, идущие всегда под некоторым углом к берегам ледника, образуются вследствие неравномерной скорости движения ледяного потока в середине и у берегов. Направление трещин, таким образом, всегда перпендикулярно силе растяжения. Трещины то зарастают, то вновь появляются, придавая особое разнообразие и красоту ледникам (*ледопады, серраки*).

Интенсивное дневное нагревание ледяного покрова вызывает появление водяных потоков, результатом химического и механического воздействия которых на лед оказываются карстовые явления на поверхности ледника: карры, воронки. Большие камни, защищая лед от прямого нагревания солнечными лучами, способствуют образованию так называемых *ледяных столов*. Если небольшие камни, попавшие на поверхность ледника, темного цвета, то таяние льда под ними идет быстрее, и здесь образуются ледяные мельницы с воронками, доходящими иногда до дна.

Поверхность ледника обыкновенно бывает покрыта грудами камней, щебнем и песком, которые располагаются или вдоль него в виде гряд, или скопляются как в толще его, так и на дне. Все эти образования носят название *морен* (рис. 56). Иногда количество обломочного материала бывает настолько велико, что льда за ним совершенно не видно (например некоторые ледники Каракорума). Материал для морен создает сам ледник, разрушающим образом воздействуя на прибрежные скалы и свое ложе; материал получается и в результате выветривания и обвалов со склонов. Большое количество камней скопляется вдоль берегов ледника, образуя здесь так называемые *краевые*, или *боковые морены*. По середине ледника, образовавшегося благодаря слиянию нескольких ледников, проходит *срединная морена*, которая может возникать и в том случае, когда ледник, огибая при своем движении скалистый выступ, разрушает его. Часть обломочного материала, попадая на фирновое поле, может проникнуть вглубь, в самое тело ледника. Камни попадают внутрь ледника и через трещины, которые он образует при своем движении. Морены, возникшие таким путем, носят название *внутренних морен*. На дне ледника возникает *поддонная*, или *основная морена*, сложенная из материала, частью проникшего с поверхности до дна, а главным образом образовавшегося вследствие разрушительного воздействия ледника на его ложе. Наконец, в леднике различают еще *морену конечную*, имеющую вид вала и замыкающую язык ледника в виде холмистого вала, расположенного перпендикулярно направлению движения ледника. Все перечисленные морены принадлежат к числу подвижных; ледник, спускаясь вниз, увлекает их за собой. Если же ледник начинает отступать вследствие усиленного таяния, то его морены, оставаясь на месте, образуют отложившиеся морены.

Распространение ледников.

Площадь оледенения занимает на земном шаре 15,2 млн. *кв. км*, т. е. около 3% всей поверхности земного шара или около 10% поверхности суши, но ледники распространены очень неравномерно. Большая часть их приходится на антарктические области, погребенные под ледяным покровом. Площадь оледенения здесь — 13 млн. *кв. км*. В северном полушарии наибольшее количество ледников падает на полярные страны; так, площадь оледенения Гренландии занимает пространство приблизительно в 1,9 млн. *кв. км*. На долю полярного архипелага Америки приходится 100 000 *кв. км*, покрытых ледниками. На другие острова северного полушария — около 100 000 *кв. км*, так что всего на Арктику — 2 100 000 *кв. км*. В Европе площадь оледенения приблизительно равна 9000 *кв. км*, причем на долю Пиренеев приходится лишь 40 *кв. км*, Альп — 3800 *кв. км*, Скандинавии — 5000 *кв. км*. В Азии вследствие сухости климата лед занимает небольшое сравнительно с ее площадью пространство в 12 000 *кв. км*. Гораздо большая площадь занята ледниками в Северной Америке — 20 000 *кв. км*, в Южной Америке площадь оледенения 10 000 *кв. км*. Африка бедна ледниками, они занимают здесь лишь 20 *кв. км*.

В Европе на Пиренеях и Сиерра-Неваде есть только незначительные висячие ледники, тогда как в Альпах — весьма крупные, к числу

которых относятся: Алечский (площадь 115 *кв. км*, длина 26,8 *км*), Горнер (площадь 67 *кв. км*, длина 15 *км*), Mer de Glace (площадь 55 *кв. км*, длина 15 *км*), Нижний Гриндельвальдский, спускающийся до высоты 1080 *м*, и др. Площадь, занятая ледниками на Кавказе, почти в 2 раза меньше, чем в Альпах, достигая 1965 *кв. км*, причем ледники распространены главным образом в местности, лежащей между Эльбрусом и Казбеком. Некоторые кавказские ледники имеют значительную величину, как, например, Дых-су (площадь 48,3 *кв. км*, длина 15,2 *км*), Безенги (площадь 45,3 *кв. км*, длина 13,5 *км*), Карагом и др., хотя они вообще оканчиваются на большей высоте сравнительно с альпийским. На Эльбрусе, благодаря пологости его склонов, наблюдается переход к сплошному оледенению скандинавского типа, с него спускается до 20 ледников 1-го разряда, а всего около 70 ледниковых языков, причем общая площадь вечных снегов и льдов на Эльбрусе достигает 144 *кв. км*.

В Америке самое значительное оледенение приходится на долю Аляски, где, кроме ранее упомянутых ледников горы св. Илии, находится ледник Муйр, поверхность которого более 1200 *кв. км*. Есть ледники в Каскадных горах и на Сиерра-Неваде; довольно много их и в горах Южной Америки (есть даже около экватора), главным же образом в пределах республики Чили. В Африке ледники, в сущности, представляют собой фирновые поля, находясь только на самых высоких горах: Кения, Килиманджаро, Рувенцори.

Несмотря на значительную сухость среднеазиатского климата, в Центральной Азии находятся самые длинные ледники, спускающиеся по большей части со склонов, обращенных к влажным ветрам. Не так давно в Тянь-шане был исследован ледник Иныльчек, длина которого, по определению украинской экспедиции 1932 г., равна 85 *км*. В хребте Академии наук (западный Памир) находится один из величайших ледников — ледник Федченко, длиной в 77 *км* при ширине потока от 2 до 5 *км*. В Каракоруме Л а н с г а ф открыл новую горную цепь с высокими вершинами (Терам-Кангри 8420 *м*) и громадными ледниками, из которых Сейачен длиннее 70 *км*, несколько короче ледники Биафро и Болторо. По всей вероятности именно в Каракоруме и в Гималаях находятся самые длинные ледники. Ледники Алтайских гор достигают всего лишь около 10 *км* длины.

Особняком стоят ледники Гренландии, почти сплошь покрывающие ее и представляющие огромное ледяное море, над уровнем которого то тут, то там возвышаются скалы—*нунатаки*. Внутренюю часть этого сплошного оледенения эскимосы зовут Сермер-Суак, что значит «ледяное поле». Отдельные ледники, спускаясь к самому морю, обрываются в него; здесь глыбы льда обламываются и всплывают в виде громаднейших ледяных гор. Такие ледяные горы, носящие название *айсбергов*, могут влиять на состояние климата областей, лежащих гораздо южнее места возникновения айсбергов.

Еще более значительные айсберги, имеющие столовые формы, дает антарктический ледник. Там край материкового льда, обрываясь крутой стеной на протяжении 30° по долготе, образует так называемый «ледяной барьер».

Работа ледника.

Вопрос о размерах ледниковой эрозии является в настоящее время злободневным и до некоторой степени спорным. Тогда как некоторые ученые (Гесс, Пенк, Брюкнер и Дэвис), следуя взглядам Рамзая, придают большое значение работе ледников и приписывают им способность выпахивать свое ложе и создавать в нем углубления, другие не считают работу ледников столь действительной. Работа ледника выражается в срезании выступов, попадающихся на его пути, в обтачивании скал, сглаживании и округлении их. Прилегая в некоторых местах ко дну ложа, лед оказывает на него сильное давление своей массой; вмерзшие в ледник камни содействуют при движении сглаживанию, выстругиванию дна, а более мелкий материал шлифует его. Наконец, колебание температуры около 0° на дне ледника и замерзание воды, попавшей в трещины горной породы, сопровождаемое расширением ее, также содействуют разрушительной работе ледника.

Особенности ледниковой эрозии лучше всего наблюдать в местностях, недавно оставленных ледниками. Стены и дно долины, бывшей когда-то руслом ледника, сглажены, местами покрыты довольно значительными шрамами и штрихами, которые провели на них острые камни, передвигаемые ледником. Эти шрамы и штрихи можно видеть и на валунах, разбросанных по поверхности бывшего ложа ледника. Скалы из твердых пород, подвергшиеся обработке льда, представляют так называемые *бараньи лбы*, округленные глыбы, склон которых, обращенный вверх, пологий, а противоположный — крутой; они придают характерную особенность ландшафту (ландшафт *курчавых скал*).

Как в продольном, так и в поперечном направлении долины, бывшие под ледниками, обнаруживают характерные особенности в своем строении. В продольном направлении они представляют последовательные расширения, а также сужения и ряд уступов, представляющих как бы гигантскую лестницу, состоящую из чередующихся почти плоских ступеней и крутых обрывов. Иногда эти ступени почти не имеют наклона или обнаруживают даже наклон в обратную сторону, и тогда здесь располагаются озера.

Снизу долины, бывшие под ледником, бывают нередко ограничены увалом, порогом дна (Riegel), сложенным коренными породами и перегораживающим долину поперек, или во всю ее ширину, или только отчасти. Ступенчатый профиль свойственен преимущественно поперечным долинам, т. е. таким, которые пересекают пласты горных пород вкрест простиранию.

Вполне удовлетворительного объяснения причин, обусловливающих такой профиль, до сих пор не существует. Одни склонны смотреть на отдельные уступы как на этапы, на которых отступающий древний ледник испытывал длительные задержки. По мнению сторонников этого взгляда, та часть долины, которая скрыта под ледниковым языком, под влиянием выпахивания расширится и получит форму вытянутой желобовины; вследствие замирания выпахивающей деятельности ледника к концу языка, здесь может обра-

зоваться Riegel или порог. Наоборот, часть долины, примыкающая непосредственно снизу к краю ледника, будет подвергаться энергичному размыву, в силу чего здесь может возникнуть узкое ущелье с крутым наклоном ложа (уступ). Если после долгого стояния ледник быстро отступит и затем опять задержится надолго где-нибудь выше, то процесс повторится, и возникнет второй уступ. По этому воззрению, каждая ступень соответствует длительной задержке ледника на одном месте. Этому на первый взгляд простому объяснению противоречит, однако, общеизвестный факт, что концы ледников никогда не задерживаются долго на одном и том же месте, а между тем для выработки грандиозных уступов, высотою иногда в сотни метров, необходимо было бы стационарное состояние ледника в течение целых тысячелетий.

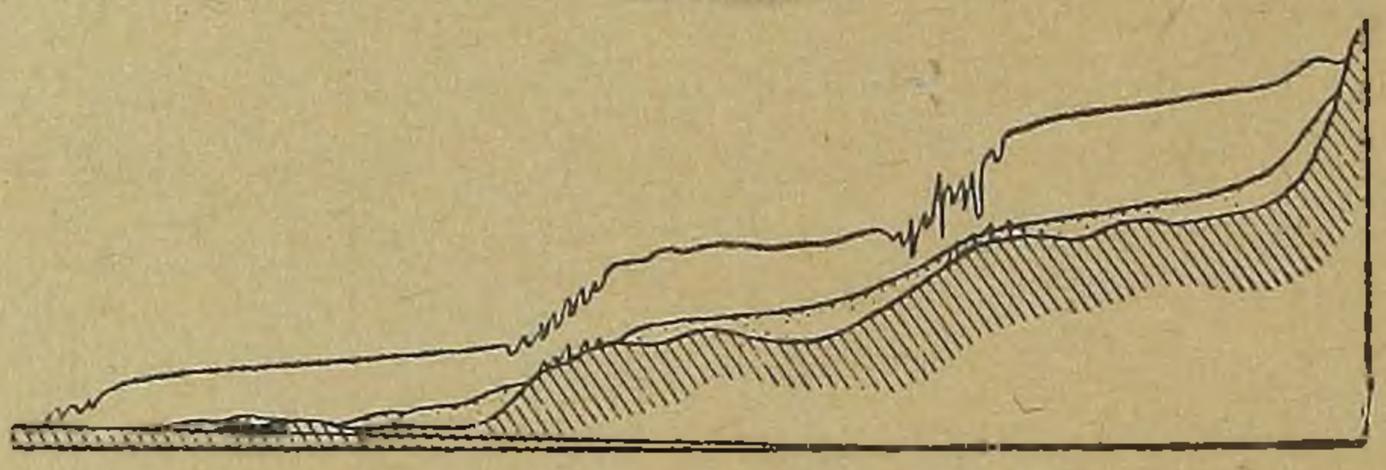


Рис. 57. Схема образования уступов ледника (по *Мартонну*).

По мнению Мартонна такое строение ледниковых долин объясняется тем, что эти долины, раньше чем они были заняты ледниками, не достигли еще стадии зрелости (кривая нормального падения еще не была выработана), а потому представляли неравномерный уклон и многочисленные изломы профиля (рис. 57). После того, как ледники заняли эти долины, неравномерность уклона и существующие изломы были еще усилены. Дело в том, что ледниковая эрозия, по мнению Мартонна, проявляется наиболее интенсивно ниже и выше уступов и наиболее слабо на уступах, спускаясь с которых ледник образует трещины в своей толще, уменьшающие здесь его давление и эрозионную силу.

В поперечном разрезе для ледниковых долин особенно типична форма *трога*, или корыта, имеющего U-образную форму (рис. 58). На некоторой высоте над ложем долины отвесные стенки корыта изламываются и переходят в более пологие склоны, образующие так называемые *плечи* корыта; над ними лежит часть долины, не бывшая под ледником и отличающаяся менее сглаженным рельефом. Теория происхождения трога может в настоящее время считаться более или менее установленной. Пенк и Рихтер объясняли образование трога только ледниковой эрозией, без участия текущей воды. Неясным оставалось, почему трог занимает не всю долину до верхних пределов ее выполнения льдом, и его края лежат на некоторой глубине: только значительно ниже древней поверхности ледника мы находим перелом склонов, от которого вниз начинается трог. Пенк объяснял это тем, что ледник оказывал наиболее интенсивное действие на срединную часть ложа, где мощность льда достигла наибольшей величины. Дригальский указывает, что в толще ледника происходит подкапывание стен долины и создается U-образная форма. Взгляды Мартонна, Дистеля, Лаутензаха сходны в том отношении, что по их воззрению в глубине старой широкой до-

лины еще перед наступанием ледника (или перед наступлением последнего ледникового периода) речной эрозией была создана новая узкая долина V-образной формы, впоследствии лишь переуглубленная и превращенная ледником в трог.

Наконец, по мнению некоторых, U-образная форма трога может быть объяснена и выполнением первоначально V-образной долины осадками. Объяснение, даваемое Мартонном, повидимому, надо считать наиболее правильным (рис. 59).

Типичная U-образная форма долины может выработаться лишь в том случае, если долина была выпахана ледником один только раз. Если же она подвергалась повторным выпахиваниям, то первоначально правильная корытообразная долина может исказиться до такой степени, что по характеру своего поперечного сечения будет мало отличаться от типа обыкновенной водно-эрозионной долины.

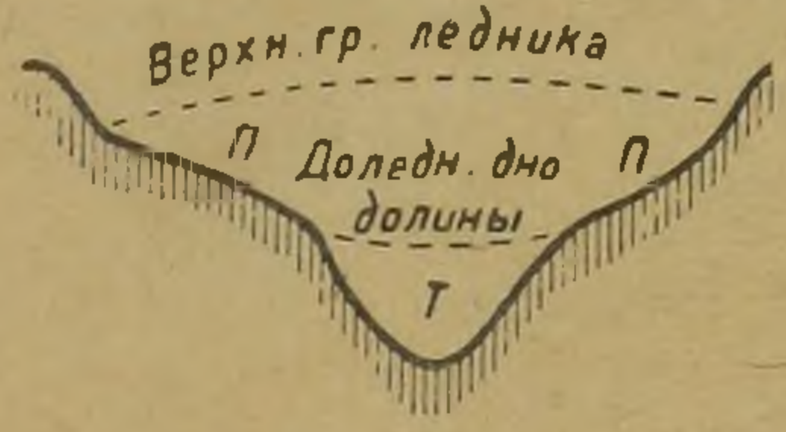


Рис. 58. Схематический разрез ледниковой долины (по *Пенку*).

ПП — плечи; *Т* — трог.



Рис. 59. Схематический разрез ледниковой долины (по *Мартонну* и *Дистелю*).

ПП — плечи; *FF* — древняя долина; *К* и *К* — выступающий край трога; *КК* — долина.

При повторном наступании ледника в одну и ту же долину образуется несколько корыт (соответственно числу наступаний ледника), как бы вставленных друг в друга, причем только корытообразная долина последнего оледенения некоторое время сохраняет свойственный ей характер, тогда как следами прежних корыт являются лишь изломы или рубцы в месте пересечения стенок желобов разных порядков. При благоприятных условиях на месте таких изломов могут возникнуть террасы на склонах долины. Число изломов склонов долины (или число террас) в данном случае соответствует числу оледенений, — впрочем, некоторые исследователи, как Краммер и Дистель, отрицают существование нескольких трогов.

Вверху бывшая под ледником долина резко замыкается цирком, образованным схождением боковых стенок долины. Выработку цирка следует приписать также совокупному воздействию речной и ледниковой эрозии.

В известняках следы ледниковой эрозии быстро исчезают, так что бывшее присутствие здесь ледников бывает трудно доказать. Даже валуны теряют свои характерные особенности.

Особенно характерно сказывается влияние льда на рельефе в высокогорной области. Вершины и склоны гор носят здесь ясные следы ледниковой обработки, они усеяны нишами, углублениями с крутыми стенками, называемыми *карами* и расположенными в несколько рядов одни над другими (рис. 60). Кары характеризуются

весьма пологим чашеобразным дном и очень крутыми стенками, особенно задними, обращенными к гребню хребта. В некоторых из них сохраняется и в настоящее время фирн, другие наполнены водою и образуют озера. По мнению М а р т о н н а, водяные потоки создали эти углубления в виде воронок (сборный бассейн) еще в доледниковую эпоху Изменение климата повлекло за собой оледенение местности; снег, попадая в готовые углубления, образовал в них фирновые поля, и наконец возникли небольшие висячие ледники. Интенсивное выветривание и воздействие льда на стенки первоначальной котловины объясняют крутизну их склонов.

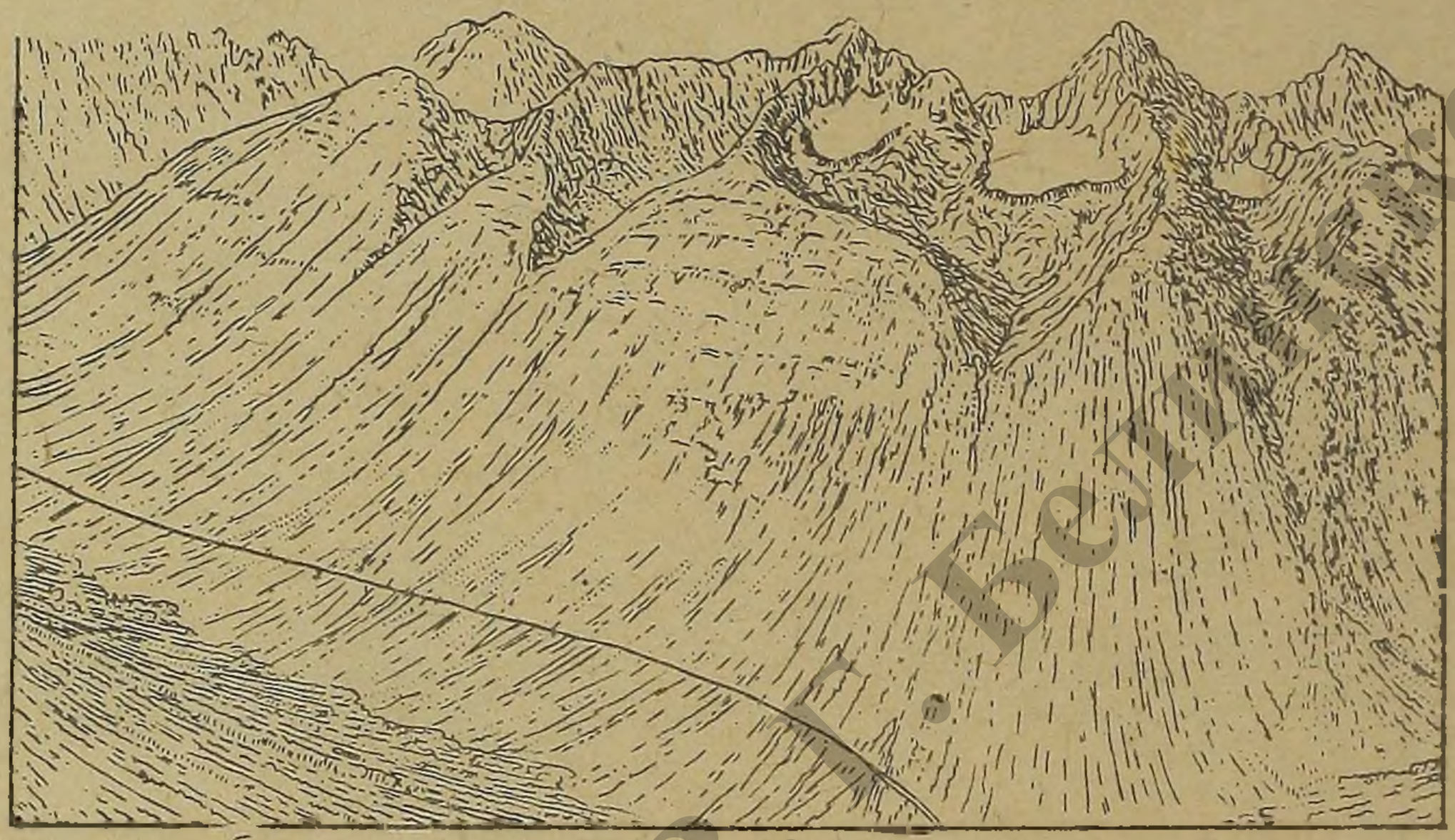


Рис. 60. Кары.

Кары, придавая разнообразие формам горных вершин, играют значительную роль при выработке ландшафта высокогорных местностей. Вследствие энергичного выветривания стенки каров, особенно задние, быстро отодвигаются назад, и потому гребень хребта, несущего на обоих своих склонах кары, обладает тенденцией заостряться и утончаться.

К особенностям рельефа горных стран, созданных ледником, можно отнести и расположение главных долин ниже боковых, первые являются *переуглубленными* сравнительно со вторыми. Вследствие п е р е у г л у б л е н и я боковые притоки, достигая главной долины, низвергаются в нее нередко каскадами с большей или меньшей высоты. П е н к объясняет это тем, что ледниковая эрозия в боковой долине вследствие менее значительной мощности ледяного потока не могла быть особенно интенсивной в сравнении с подобной же деятельностью мощной ледяной толщи, двигавшейся по главной долине.

Область отложений ледника.

Ледник заканчивается обыкновенно пещерой или обрывом, из-под которого выбегают потоки мутной воды. Близ конца его лежит углубленный бассейн, дно которого покрыто *друмлинами*, т. е. продол-

говатыми округленными холмами, вытянутыми по продольной оси вдоль направления движения ледника и представляющими особенные формы основного моренного покрова; отсутствие всякой слоистости отличает подобные отложения от речных наносов. Бассейн окаймлен довольно широким валом, представляющим конечную морену. К конечной морене вниз по течению примыкает так называемый *переходный конус*, содержащий грубообломочный, состоящий из гальки, гравия, песка и ледникового ила, материал, вынесенный ледниковым потоком. Так как по выходе из ледника ручей быстро утрачивает часть своей живой силы, то крупные валуны не могут им переноситься далеко (дальше 5—10 *км*) от края ледника, поэтому, несколько отступя от края ледника, переходный конус сменяется сортированными отложениями галечника, так называемыми *галечными*, или *зандровыми*, полями. Зандровые поля могут состоять

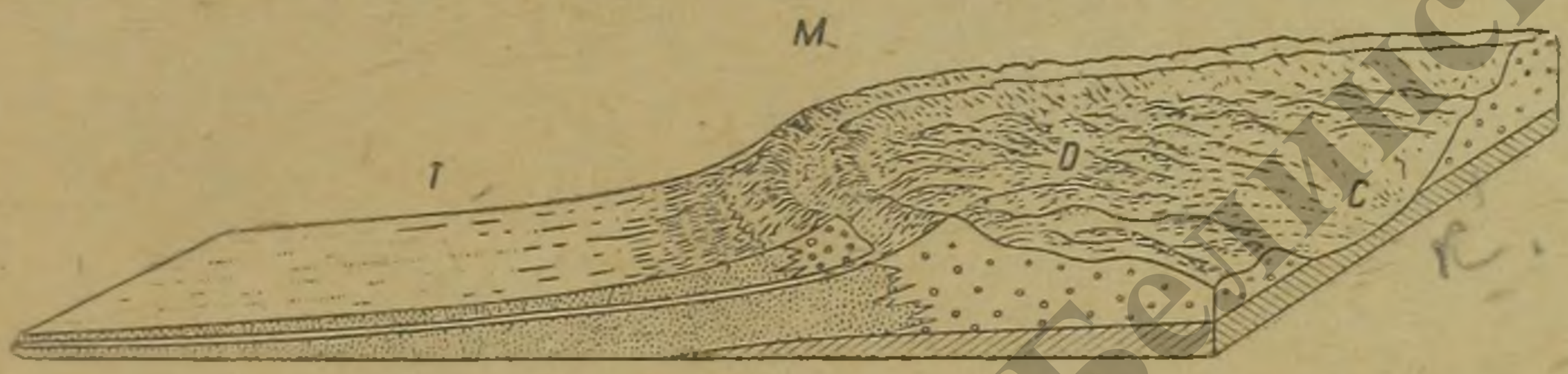


Рис. 61. Ледниковый комплекс.

M — конечная морена; *D* — друмлины; *T* — зандровые поля; *C* — конечная депрессия (Zungenbecken).

также из песчаных отложений ледниковых потоков как результат перемывания и отмучивания морены. Конечная и донная морены, переходный конус и галечные поля составляют то, что называется *ледниковым комплексом*, или *ледниковой серией* (рис. 61).

Отложения потоков, вытекающих из-под ледника, называются также общим именем *флювио-гляциальных* и достигают иногда значительной мощности. Чередование сортированных флювио-гляциальных отложений с несортированными моренными указывает на чередование в периодах наступания и отступания ледника.

Результаты четвертичного оледенения.

Длина ледников не остается величиной постоянной — она подвержена колебаниям. Различают годовые колебания: максимальной длины ледники достигают в мае, затем от мая до сентября происходит сокращение их, а с сентября до мая — новое удлинение. Гораздо большее значение имеют периодические наступания и отступания ледников. Для наступания необходимо увеличение скорости движения, связанной с увеличением количества осадков и массы льда. За последнее столетие промежуток времени от 1825 до 1855 г. был периодом наибольшего наступания ледников, сменившимся затем отступанием их, которое продолжалось до последнего времени, хотя и с некоторыми перерывами.

В 1875 г. в большей части Альп наблюдалось частичное наступание ледников. С 1912 г. началось вновь наступание.

Первый исследователь подобных колебаний ледников Рихтер установил для них период в 25—40 лет, более или менее совпадающий с 35-летними периодами изменения количества осадков, обнаруженными впоследствии Брюкнером. Некоторые связывают колебание ледников с изменением лучистой энергии солнца, с появлением солнечных пятен через 11 лет.

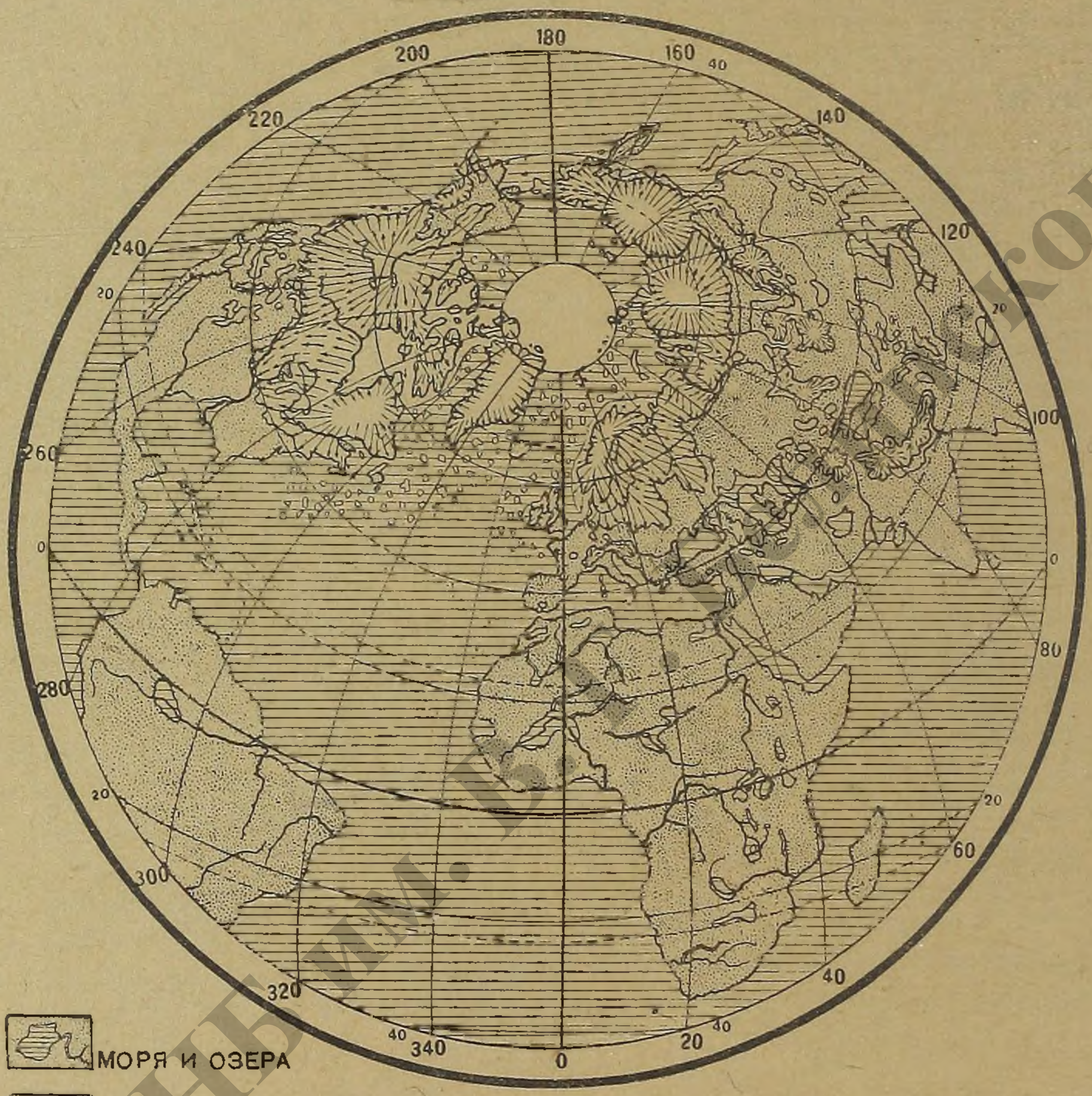


Рис. 62. Распределение четвертичного (дилювиального) оледенения.

В четвертичном периоде оледенение охватило громадное пространство (рис. 62). Особенно подверглись ему области, лежащие близко к полярному кругу: Скандинавия, Финляндия, Северная Америка. Гигантский ледниковый покров занимал северную Германию, часть Голландии, особенно далеко на юг простирался он на Русской равнине, давая к югу два языка, по долинам Днепра и Дона (до Днепропетровска на западе и Сталинградского района на востоке). Северные острова Европы — Исландия, бóльшая часть Великобри-

тании и Ирландии — были также погребены под ледяным покровом. В Альпах ледники занимали громадную площадь, спускаясь на Баварское плоскогорье и в северную часть Ломбардии; горы Средней Европы — Карпаты, Балканы, Апеннины — также имели ледники, значительному оледенению подвергся Кавказ.

На севере Азии в эпоху максимального оледенения материковым льдом была покрыта огромная площадь в северной половине Сибири. Его южная граница от Урала до Вилюя проходила приблизительно под 61° с. ш., по Лене поднималась до 66° и, вероятно, к югу от Лены доходила до 60—61°. К востоку от реки Алдана ледник спускался по Становому хребту, по берегам Охотского и Берингова морей до моря, местами не доходя до него. Отдельные меньшие ледники и снежники были и к югу от указанной границы. Местами, как, например, в Верхоянском хребте и в горах Черского, были ледники скандинавского и альпийского типов.

Констатировано оледенение и на многих горах Африки. Колоссального развития достигали ледники в Северной Америке, в особенности на Аляске и около Гудзонова залива; половина Соединенных штатов была подо льдом. В Южной Америке и на Новой Зеландии также сказалось четвертичное оледенение.

Предполагают, что ледники не сразу наступили и затем отступили, а подвергались неоднократным колебаниям. Так, Пенк и Брюкнер считают, что 4 раза ледниковый период сменялся межледниковым. В некоторых областях СССР удалось установить также три таких смены.

В различных областях деятельность ледника проявилась различно, в зависимости от того, была ли данная местность занята областью питания ледника или являлась областью его отложений.

В области, оставленной ледником, наблюдается целый ряд характерных особенностей рельефа, создающих так называемый *моренный ландшафт* (рис. 63). Пересеченность и холмистость местности, обусловленная неравномерным отложением поддонной и боковых морен и присутствием округло-овальных холмов-друмлинов, а также конечными моренами, нагроможденными в виде извилистых валов в местах длительной остановки ледника (например Сальпауселькe в Финляндии), обилие озер и присутствие разбросанных повсюду валунов, занесенных часто изделека, таковы наиболее характерные черты моренного ландшафта. От моренных холмов следует отличать гряды, сложенные из более рыхлого сортированного материала и тянущиеся иногда на протяжении многих километров. Такие гряды, будучи расположены между озерками и болотами, а иногда пересекающие их, представляют удобные места для проведения железных и грунтовых дорог. Их называют в Карелии *сельгами*, а в Швеции и Финляндии *озами*. По мнению некоторых, гряды эти сложены из отложений подледниковых ручьев и представляют, следовательно, дельтовые отложения этих последних.

В области ледниковой эрозии к этому присоединяются отшлифованные, сглаженные скалы, речные долины с неравномерным уклоном и с многочисленными в них озерами, вытянутыми в направлении движения ледника. Многие реки принуждены были изменить

направление своего течения, чтобы приспособиться к новым формам рельефа.

Ясно выступают особенности ледникового ландшафта в Померании, в Швеции, Норвегии, на северо-западе Европейской части СССР, в Канаде и Соединенных штатах, в Альпах и во многих других нагорьях. Конечные морены альпийских ледников образуют в Баварии (против открывающихся с юга устьев долин) валы высотою

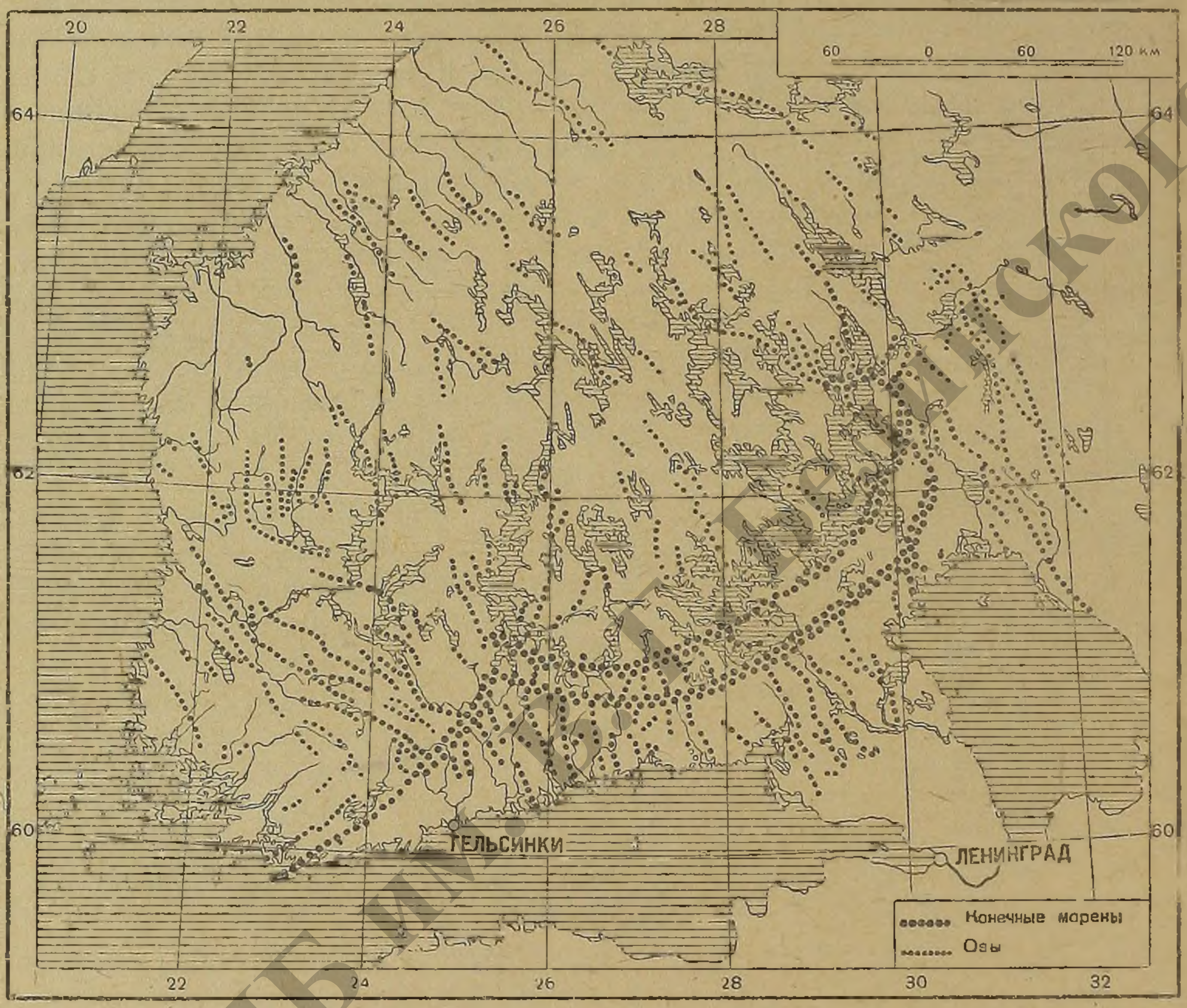


Рис. 63. Конечные морены и озы Финляндии.

до 100 *м*, в северной Италии древние морены достигают даже 300—500 *м* высоты. В пределах СССР следы воздействия четвертичного ледника особенно рельефно выражены в северо-западной его части, где в настоящее время прослежено направление дугообразных конечных морен, обусловливающих собой рельеф Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностей. В Центральном районе Европейской части СССР, где мощность ледника была значительно меньше, его влияние на рельеф проявилось уже с меньшей резкостью, хотя преобладающая холмистость страны и здесь обусловлена неравномерным отложением валунного материала. У южных пределов ледника мы находим обширные зандровые отложения (пески).

Область оледенения на западе СССР, в Польше, Литве и в Германии интересна еще и в том отношении, что реки этой местности

после отступания ледника изменили свое направление и текут теперь по вновь выработанным долинам, тогда как их прежние русла частью заняты небольшими притоками, величина которых не соответствует размерам долин, по которым они теперь протекают. (*Первичные долины* — Urstromtäler — северной Германии и Польши.)

Области бывшего оледенения богаты озерами. Так, например, много озер в моренных областях северной Германии (так называемое озерное плато), в Литве, Латвии, Ленинградской, Калининской областях, в Карельской АССР и в западной части Северного края. Эти озера или ложбинные, т. е. образовавшиеся на месте глубоких ледниковых потоков, или озера области конечной и основной морены (замкнутые впадины среди моренных холмов и понижения в основной морене). Тектонические впадины также подвергались обработке ледником и при подпруживании мореной образовали озера, таковы, например, Лаго-Маджиоре, Комо, Гарда и др.

ОУНБ им. В. Г. Белинского

XVII. ЛАНДШАФТ ПУСТЫНЬ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА.

В деятельности ветра надо различать две стороны: 1) разрушение и перенос измельченного материала и 2) отложение его, или аккумуляцию. Последняя сторона давно уже обратила на себя внимание исследователей, тогда как первая стала изучаться сравнительно недавно. Ветровая эрозия подчиняется иным условиям, нежели эрозионная деятельность воды. Последняя связана с базисом эрозии, которым по большей части является уровень моря. Вода сносит продукты эрозии и выветривания только вниз, тогда как ветер не связан с каким-либо определенным уровнем и дует вниз и вверх, он действует, за немногими исключениями, плоскостно, между тем как ручьи и реки действуют линейно.

Вода на поверхности земли и растительность защищают горные породы от разрушительного воздействия ветра, поэтому последнее наиболее ярко проявляется в пустынях, на высоких горах и на берегах моря, лишенных связного растительного покрова, особенно там, где существуют сильные приливы, не дающие возможности укорениться растительности.

Высокогорные области и побережья занимают относительно небольшую часть земной поверхности, и поэтому главной ареной деятельности ветра являются пустыни, в распределении которых наблюдается известная закономерность, обусловленная климатом и рельефом. Наиболее обширные пустыни располагаются в обоих полушариях в полосе пассатов: в области субтропических максимумов барометрического давления (т. е. 30—35° N, 28—30° S), а также между этими последними и экваториальным минимумом давления. Сахара лежит между 15 и 30° с. ш. В тех же широтах расположены пустыни Аравии (Нефуд, Дахна), Ирана (пустыня Лут), Индии (Тар), Северной Америки (Мохаве, пустыня Соленого озера); в южном полушарии: в Африке — пустыня Калахари, в Южной Америке — Атакама вдоль побережья и пуны между цепями Анд; в Австралии — центральная и западная ее части. В Азии пустыни и пустынные степи заходят к северу до 50° с. ш., что стоит в связи как с перемещением оси субтропического максимума давления далее к северу, так и с орографическим строением Центральной Азии, окаймленной со всех сторон более высокими горами: пустыни Туранской впадины, Восточного Туркестана, пустыня Гоби.

Возникновение пустынь в этом поясе объясняется нисходящим движением воздуха близ субтропических максимумов и пассатами, дующими из областей с более низкой температурой в области с более

высокой, в силу чего пары, заключенные в воздухе, удаляются от точки насыщения. Климат пустынь, кроме скудости влаги (количество осадков не более 250 *мм*), отличается значительными суточными и годовыми колебаниями температуры. В Советском Туркестане, например, суточные амплитуды воздуха достигают 30°, почвы же 65°. Годовые — еще более значительны: для воздуха 65—82°, для почвы 100° и более. Средняя январская температура колеблется от —10 до 2°, средняя июльская от 28 до 32°. Летние жары достигают нередко 40—50°, а зимой морозы от 25 до 32°. Почва раскалена, испарение превышает летом в десятки и даже сотни раз количество выпадающих осадков; наблюдаются малая облачность и сравнительно незначительная относительная влажность (40—50%), тогда как в Европейской части СССР минимум относительной влажности 75%. Для тропических пустынь, например Сахары, мы имеем еще более высокие цифры температур. Почва под влиянием интенсивного солнечного излучения и постоянно ясного неба накаляется до 70° и более, температура воздуха в тени достигает летом среди дня 50 — 55°, тогда как ночью вследствие значительного лучеиспускания наступает сильное охлаждение. Амплитуды суточные достигают 20—25° и больше. Годовые колебания температур в тропических и субтропических пустынях менее значительны, чем в области континентального климата умеренных широт, но тем не менее близ тропика, например, в Фецане и внутри Аравии, даже невысоко над уровнем моря, наблюдаются морозы и иней.

Относительная влажность в Сахаре часто спускается ниже 20%, в некоторых случаях даже почти до 0, так что трескаются губы и ногти. Как повсюду в обширных равнинах, воздух днем находится в постоянном движении, и часто бывают настоящие бури.

Особенно опасны знойные ветры: шамсин, гарматтан в Сахаре, «волны жары» в западной Америке и Австралии или зимние бураны в Центральной Азии. Ночью воздух более спокоен, а иногда царит и полная тишина. Следует еще отметить световые явления в пустыне: миражи, или фата-моргана, красное солнце в наполненной пылью атмосфере, дивную красоту звездных ночей.

Скудость осадков и громадное испарение обусловливают характернейшую особенность всех пустынь — *отсутствие стока.*

Благодаря интенсивному нагреванию и колебанию температуры, механическое выветривание достигает в пустынях значительных размеров и может быть даже уловлено слухом: многие путешественники указывают на треск, раздающийся при раскалывании каменных глыб на отдельные части. Дробясь все более и более, глыбы могут дать настолько мелкий материал, что он перекатывается по поверхности почвы, а мелкая пыль вздымается в воздух, закрывая собою солнце, и уносится ветром далеко за пределы пустыни. В начале XX в. в Европе наблюдалось громадное выпадение пыли, принесенной из Сахары. В СССР пылевые бури (помохи, или мгла) довольно часты, они оказывают губительное действие на посевы степной зоны и объясняются заносом мелкого материала из пустынь Туркестана.

Ветер, действуя на горные породы, производит *дефляцию*, выдувание более рыхлого материала, созданного выветриванием,

вследствие чего скалы принимают своеобразный облик, структура их становится *ячеистой*, *альвеолярной*. Иногда выдувание идет настолько энергично, что образуются пещерки, колоннады, ниши. В конце концов скалы могут быть даже прободены насквозь. Кроме сноса, ветер оказывает коррадирующее действие на горные породы. *Коразия* — это работа вытачивания ветром при помощи переносимых песчинок поверхности обнаженных пород. Коррадирующее действие ветра сильнее проявляется внизу. Это объясняется тем, что песок, гонимый ветром, держится невысоко над поверхностью, поднимаясь самое большее на 2—3 *м* от земли. Скалы, постепенно подтачиваемые у своего основания, образуют так называемые «грибы» пустыни.

Состав и структура горной породы также имеют значение при образовании фигур выветривания. Особенно причудливые формы создаются в массивно-кристаллических породах и вообще в породах, состоящих из нескольких минералогических элементов. Мелкий материал часто удаляется, а более твердая глыба, с сильно суженным основанием может образовать так называемый «качающийся камень».

В глинистых породах часто образуются благодаря вытачиванию ветра желоба, напоминающие карры в известняках. Свен-Гедин наблюдал в глинистых пустынях Тибета и Восточного Туркестана удлиненные борозды в форме желобков, разделенные довольно неправильными, но более или менее параллельными гребнями. Он назвал их *ярдангами*.

К числу характерных особенностей пустынь с горным ландшафтом относится резкость очертания горных вершин и накопление продуктов выветривания у подножия гор, которые как бы тонут в массе обломочного материала.

В СССР можно найти прекрасные примеры дефляционной и коразионной деятельности ветра, в особенности в Туркестане, в южном Алтае и т. д. Прекрасные фигуры выветривания наблюдались геологом Обручевым в Джунгарии в виде причудливых силуэтов людей, птиц; ячеистую структуру можно наблюдать в мергелистых отложениях горы Богдо в Сталинградском крае.

Но деятельность ветра не ограничивается одними пустынями, подобные же формы можно наблюдать также в горах, и даже не особенно высоких, например, по берегу реки Мааса во Франции, близ Гейдельберга, в Саксонской Швейцарии и т. д.

Необходимо еще обратить внимание, что обломки горной породы под действием песка обтачиваются, полируются и принимают характерную фому *трехгранников*, причем на камнях с двух сторон образуются в направлении ветра плоские поверхности, пересекающиеся наверху, образуя здесь гребень. Эти две поверхности с третьей поверхностью, на которой лежал камень, образуют трехгранную призму. Иногда граненые камни имеют более трех граней, что обусловлено тем, что они перемещались, и ветер коррадировал их в различном направлении.

Особенности ландшафта пустынь не могут быть, однако, выведены исключительно из действия ветра. Необходимо обратить внимание

также на работу воды. Редкость выпадения осадков в пустыне не исключает все-таки проявления эрозионной деятельности воды. Пример «Badlands» на западе Соединенных штатов показывает, что пустынный климат, обусловливая обнаженность поверхности, не скрепленной растительным покровом, благоприятствует энергичному проявлению эрозии бурных потоков.

В пустынях осадки выпадают крайне редко, иногда проходят месяцы и даже годы без капли дождя, но затем разражается ливень, причиняющий громадные опустошения. Массы воды, стремительно несущиеся вниз, в случае горного рельефа страны, способны создать рытвины-долины значительных размеров. Однако влияние этих потоков редко распространяется далее нескольких десятков километров. Массы воды, обогащаясь на пути скопившимися за долгое время продуктами выветривания, превращаются в поток вязкой грязи (вроде горных селей), который не в состоянии далее передвигаться, тем более, что по окончании ливня вода быстро испаряется и просачивается в почву.

Благодаря всему этому, у нижнего выхода долин пустыни образуются настоящие валы из наносов, напоминающие по своему внешнему виду конечные морены. Характерно, что внизу такие потоки часто сливаются вместе, так что вместо индивидуальных конусов выноса получается один общий конус выноса. В конце концов все продукты выноса откладываются в понижениях рельефа, где и подвергаются затем развеванию.

Благодаря эрозии таких временных потоков образуются в пустыне сухие долины, имеющие форму узких коридоров и носящие в Сахаре название *шебка*. Нет сомнения, что они созданы водой, хотя в их моделировке мог принимать участие и ветер. Извилистость этих долин там, где они выходят на равнину, исключает предположение об их образовании исключительно корразией и дефляцией. Даже те реки, которые проникают в пустыню из соседних более влажных стран, только в исключительных случаях достигают моря (Нил, Колорадо), по большей же части слепо заканчиваются в котловинах пустыни, образуя здесь бессточные соленые озера или болота. В конце концов и эти котловины заполняются наносами, засыпаются продуктами выветривания.

Однако выработка обширных сухих долин—*вади* (*уади*), пересекающих Сахару и Аравию на протяжении многих сотен километров, не может быть объяснена из современных условий. Их разветвленность, извилистость, обрывистость вогнутых и пологость выпуклых берегов — все свидетельствует в пользу их эрозионного происхождения. Полагают, что эти вади были выработаны в более влажный плювиальный период, соответствовавший ледниковой эпохе более высоких широт. К этому же периоду Пенк относит расчленение плато южной Африки и образование «гор-свидетелей» (*столовых гор*), одиноко возвышающихся среди плоской равнины.

Раз создавшиеся «горы-свидетели» под влиянием дефляции и корразии разрушаются все более и более, так что в конце концов местность получает равнинный характер — *эрозионно-эоловые остаточные равнины*.

До некоторой степени ветер в состоянии даже создать путем дефляции неглубокие котловины, удалив более разрыхленный или поддающийся выветриванию материал.

Мы видели выше, что средняя относительная влажность в пустыне очень мала ввиду высокой температуры, но абсолютная влажность, сверх ожидания, не отличается слишком минимальными размерами. Вследствие этого ночью при падении температуры в пустыне может осаждаться довольно обильная роса. (Особенно обильной росой — «гаруа» — характеризуются сравнительно холодные пустыни: Атакама в Южной Америке и Дамара в южной Африке.)

В песчаных пустынях, например, в советских среднеазиатских республиках и в Сахаре, в барханах вода образуется вследствие конденсации водяных паров из атмосферы при колебаниях температуры и изменении упругости водяных паров в воздухе.

Влага, выпавшая во время ливня или осевшая росой и поглощенная горной породой, вытягивается солнцем по капиллярам, но так как она успела растворить соли, заключающиеся в этой породе, то на поверхности образуется, вследствие выцвета их, кора коричневого цвета, так называемый *загар пустыни*, защищающий горную породу от дальнейшего разрушения. Происхождение коры не вполне; впрочем, выяснено; она состоит из солей железа и марганца.

Соли, выкристаллизовавшиеся на глинистых поверхностях, создают *пустынные корки* (гипсовые и известковые), *соры* (мокрые солонцы), *такыры*. Площади такыр, занимающие иногда несколько десятков квадратных километров, располагаются в понижениях рельефа, куда талыми водами сносятся илистые частицы и соль. Растрескавшаяся и твердая, как паркет, поверхность такыра кажется издали мостовой из многоугольных плит.

Наконец, к числу особенностей пустынь нужно отнести блуждание русла их рек, которые распадаются на множество рукавов, недалеко от места своего впадения или исчезновения в песках. Интересна в этом отношении история перемещения озера Лоб-Нор, детально выясненная Свен-Гедином.

Классификация пустынь.

Пустынный горный ландшафт в результате продолжительного воздействия механического выветривания и эоловых агентов преобразовывается в почти равнину, которая сначала покрыта отдельными останцами или островными горами, дающими при дальнейшем разрушении массу обломочного материала. Пустыня, уже почти совсем снивелированная и усеянная на поверхности острогранными осколками, щебнем и более или менее окатанной галькой, носит название *гаммады*. Она представляет переходную стадию к *серир*у, так называют в Сахаре кремнистые пустыни. Песка здесь нет, он, если и образуется, то уносится ветром далее, остаются лежать только гальки более тяжелых пород (кремень, халцедон), покрытые на поверхности темным загаром. Насчет продуктов выветривания твердых пород и развевания песчанистых морских и аллювиальных отложений образуются *песчаные пустыни*.

Такие песчаные пустыни носят название в Сахаре *ерг* (множественное число *арег*) и занимают там довольно значительные площади, например Большой ерг, или песчаные пространства в Ливийской пустыне. В Туркестане пески называются *кумы*. Между Каспийским морем и Аму-дарьей расположены Кара-кумы, или черные («злые») пески, между Аму-дарьей и Сыр-дарьей — Кизыл-кумы (красные пески), к северу от Аральского моря приаральские Кара-кумы, Большие и Малые Барсуки, Муюн-кумы, около Балхаша Сарыишик-отрау; к югу от Тарима грозная пустыня Такла-Макан, в Центральной Азии пески Алашана и Ордоса.

Что касается глинистых пустынь, то внутри пустынного пояса они занимают сравнительно ограниченные площади, большею частью располагаются по окраинам и являются скорее полупустынями.

Представляя весною в умеренном поясе степи с довольно богатой растительностью, летом глинистые пустыни являются более бесплодными, чем песчаные, так как влага вследствие непроницаемости почвы задерживается весною на поверхности, где и испаряется, между тем как в песчаной почве она сохраняется более продолжительное время. Примером глинистых пустынь могут служить Устюрт и Голодная степь в Туркестане, Муганская степь в Закавказье и др.

Эоловая аккумуляция.

Примером эоловых отложений являются дюны и барханы. Дюнами называются песчаные бугры, образованные из морского или речного песка. В СССР во многих местах, например, на берегах Балтийского моря около Сестрорецка наблюдаются ряды таких дюн. Благоприятными условиями для образования их являются низкие берега и постоянство преобладающих ветров.

Наветренный склон дюны, обращенный к морю, более пологий, угол его 5—12°, редко 25°; подветренный, более крутой, достигает 30—33°. Вкатываемый по наветренному склону песок, достигая вершины дюны, состоящей из острого гребня, скатывается по более крутому, подветренному склону. Дюны соединяются в гряды, идущие параллельно берегу моря. Они подвижны и опасны для культурной деятельности человека. В Ландах (во Франции) дюны подвигались ранее внутрь страны в среднем на 1—2 *м* в год, но в некоторых местах даже на 20—25 *м*, на Фриш-Нерунге на 3,5—5,5 *м*. Лишь растительность, скрепляя своими корнями песок, может задержать их поступательное движение от моря вглубь страны. Для задержания дюн надо скреплять растительностью первую от моря гряду, после чего прекращается дальнейшее поступление песка с берега моря. В Ландах дюны тянутся на протяжении 200—300 *км*, высота их достигает 60—90 *м*, ширина 2—8 *км*; высота дюн Балтийского побережья достигает максимум 30—40 *м*, Куриш-Нерунга — 40 *м*. Кроме приморских дюн, различают еще дюны озерные, имеющие небольшое распространение.

Эволюция песчаных бугров была лучше изучена в континентальных странах, где они называются *барханами*. Они имеют форму

полумесяца или серпа, обращенного вогнутою стороною по направлению действия ветра и имеющего наветренный склон более пологий, а подветренный более крутой.

Образование их часто бывает обусловлено каким-либо препятствием: растения, увлажненная почва могут дать начало бугру. Однако, как думают некоторые исследователи, наличность препятствия не является необходимым условием возникновения барханов. Первичные скопления песка могут возникать и без таких препятствий под влиянием порывов ветра, как это, например, наблюдается с образованием аналогичных скоплений снега во время метели.

Когда бугор образовался, бархан строится по направлению действия ветра. Обыкновенно несколько барханов соединяются друг с другом, теряют свою типичную форму и дают *барханные цепи*.

Подвижность барханов различна. В Кизыл-кумах Вальтер определяет перемещение их на 6 *м* ежегодно, для Ливийской пустыни скорость была определена в 15—16 *м*. В других же случаях барханы остаются неподвижными.

Вследствие периодической смены ветров происходит перестройка барханов, которой Фуро объясняет неподвижность многих песков Сахары. Барханные пески Сахары, особенно в Большом ерге, достигают грандиозных размеров, высота некоторых гряд равна 200—300 *м*, но такие барханы имеют ядро из коренных пород. Высота прибрежных дюн редко превышает 40 *м*.

Кроме барханов и грядовых песков, в пустынях различают еще так называемые *бугристые* пески, на которые обратил внимание геолог Обручев. Они не имеют такой правильной формы и таких значительных размеров, как барханы, и образуются вследствие задержки движения песка растительностью. Отмечают тамарисковые, саксауловые, чиевые бугры, в зависимости от вида растительности, послужившей препятствием ветру. Если бугристые пески продолжительное время предоставлены самим себе, то они, покрываясь растительностью, закрепляются; песок размещается более или менее равномерно, и пустыня принимает вид песчаной равнины. Барханные пески, в настоящее время закрепленные растительностью, могут встречаться и за пределами пустынь.

Материал материковых песков считали долгое время за отложение моря, еще недавно, как полагали прежде, покрывавшего пустыни (Сахару, в особенности пустыни Средней Азии). В действительности же, как показали геологические исследования, пески эти частью аллювиальные, частью же возникли в результате разрушения коренных пород. Так, большая часть песков Сахары аллювиальная.

Лёсс и его происхождение.

Мелкую пыль ветер уносит за пределы пустыни и отлагает там, где растительность задерживает ее дальнейшее перемещение, или осадки прибивают пыль к земле. Из этой-то пыли, как полагают многие ученые, возникает л ё с с, представляющий мергелистый, т. е. содержащий известь, суглинок, причем известь в лёссе частично скопляется в виде желваков, так называемых журавчиков. В лёссе

заключаются остатки наземных организмов (растения, моллюски, млекопитающие), впрочем, в нем находили и раковины пресноводных моллюсков.

Вся масса лёсса пронизана тонкими канальцами, которыми обусловлена его пористость. Слоистости в нем обыкновенно не наблюдается. Лёсс в виде плаща покрывает местность, располагаясь и на водоразделах и в низинах. Способность его распадаться на вертикальные отдельности ярко выражается в характере ландшафта. Все эти свойства лёсса, так же как и его географическое распространение чаще всего по окраинам пустынь, выдвигаются как доказательство его эолового происхождения. Рихтгофен первый высказал мысль о подобном происхождении лёсса, этот взгляд разделяли и разделяют Вальтер, Пенк, Мушкетов, Никитин, Сибирцев, Обручев, Тутковский и др. Однако отсутствие лёссовых отложений по окраинам Сахары служит некоторым противоречием эоловой теории происхождения лёсса.

Некоторые исследователи указывают на слоистость лёсса, на присутствие в нем пресноводных раковин, а также на то, что он образуется часто не там, куда направляется преобладающий ветер, как на противоречия эоловой теории. Армашевский, Лаппаран, Павлов и ряд других авторов считают лёсс *делювиальным* отложением дождевых потоков. Согласно этой гипотезе, лёсс есть результат смыва, при помощи дождевых струек, продуктов выветривания различных коренных пород и отложения их у подножия возвышенностей. Происхождение туркестанского лёсса Неустроев объясняет проловием, т. е. наносом сплошных потоков грязи, сбегающих с гор после редких ливней в пустынях. Эта гипотеза не в состоянии, однако, объяснить присутствия лёсса на водоразделах. Некоторые признают лёсс образованием *флювиогляциальным*, так как, по их мнению, он всюду окаймляет область распространения ледников и является отложением талых вод ледника. Близкое объяснение образования лёсса в свое время давал Лайель, рассматривавший лёсс в бассейне Рейна как аллювиальное образование, отложенное Рейном в ледниковое время, когда Альпы доставляли рекам много ледниковой мути. К этому же взгляду примкнул Кропоткин, а впоследствии и почвовед Докучаев, видевший в лёссе флювиогляциальное образование (ледниковый ил, отложившийся из глетчерных вод).

Происхождение европейского лёсса и в частности лёсса, покрывающего южную часть СССР, Тутковский также ставит в связь с четвертичным оледенением. По мнению Тутковского, в период отступания великого ледника местность, только что оставленная им, быстро иссушалась и превращалась в пустыню под влиянием жарких и сухих фёнов, дувших с ледника (ископаемые пустыни). В этих пустынях происходило интенсивное развевание, и мелкий материал уносился за пределы пустыни в более влажные местности (область навевания), из него и получился лёсс. По мере дальнейшего отступания ледника, перемещались соответственно и области развевания и навевания.

В недавнее время (1917 г.) проф. Л. С. Б е р г, рассмотрев всю богатую литературу о лёссе и подвергнув ее критике, пришел к заключению, что ни эоловая, ни делювиальная гипотезы не в состоянии удовлетворительно объяснить происхождение лёсса. Согласно взглядам Б е р г а, образование лёсса ветровым путем для современной эпохи не доказано, точно так же и в эпоху, следовавшую за отступанием ледника, развевание валунных суглинков не могло иметь места. Ничтожное содержание гумуса в лёссах опровергает предположение относительно его образования в степях путем засыпания густой степной растительности. С другой стороны, делювиальные гипотезы не в состоянии объяснить образование лёсса на водоразделах. Взамен этих двух гипотез Б е р г выдвинул *почвенную гипотезу* образования лёсса, согласно которой лёсс и лёссовидные породы могут образоваться на месте из весьма разнообразных пород в результате выветривания и почвообразовательных процессов в условиях сухого климата. Некоторые породы однородного механического состава, как то: ледниковые и флювиогляциальные отложения, аллювий и делювий, склонны в особенности давать начало лёссовидным породам. Время образования лёсса и лёссовидных пород из материнских пород падает на сухую эпоху, следовавшую за ледниковой, когда степи распространились в северном полушарии значительно севернее, чем теперь, и когда вообще происходило на равнине смещение климатических и почвенных зон к северу, а в горах по направлению кверху. Весьма вероятно, что лёсс может являться результатом сочетания различных процессов при известных климатических условиях.

Благодаря своему плодородию лёсс имеет огромное значение для человека. Местами мощность его достигает внушительных размеров, так, в Китае слой его имеет местами до 200—300 *м*.

ГГУ Беларусь
СОУНБ им. В.

XVIII. ОЗЕРА.

Изучение озер выделилось со времени классической работы Ф. А. Форе л я о Женевском озере в особую отрасль физической географии—лимнологию (от греческого λιμνη — стоячая вода, озеро).

В разные исторические эпохи озера интересовали людей с разных точек зрения, так как различны были способы их практического использования.

Уже давно (в России с XVIII в.) большие озера, игравшие роль как пути сообщения, стали изучаться гидрографически — составлялись подробные карты (по образцу морских) с указанием характера берегов, глубин, условий плавания, отчасти грунта и т. п.

Позднее — во второй половине XIX в., в связи с развивавшимся рыболовством стали вовлекаться в изучение и более мелкие озера, причем, кроме вопросов гидрографии, выступили на сцену и такие проблемы, как физические, особенно термические свойства воды; большие шаги сделало и геологическое изучение озер, в частности исследование соленых озер и их отложений. Для нужд водоснабжения, а позднее и гидротехники требовалось знание объема воды в озере и других морфометрических величин.

С конца XIX — начала XX в. чрезвычайно сильно развивается гидробиология в тесной связи с гидрохимией, и это кладет свой отпечаток на современное состояние изучения озер.

Представителями первого — гидрографического — направления в России были, например, П у щ и н (Каспий), Б у т а к о в (Арал), Д р и ж е н к о (Байкал), А н д р е е в (Ладога). Физиографическое направление представлено было А н у ч и н ы м и его учениками (Б е р г и др.), М а р к о в ы м; сюда же примыкают геологи А н д р у с о в, Г е л ь м е р с е н, гидрологи Ш п и н д л е р, Ш о к а л ь с к и й, С о в е т о в, Л е б е д е в. По гидрохимии озер много поработал Л е б е д и н ц е в.

Гидробиологи, играющие сейчас в лимнологии ведущую роль, ввели и прочно обосновали комплексное изучение озер, кроме биологии занимаясь особенно вопросами химизма и физических свойств воды, в меньшей степени грунтом и морфологией котловины озера. Здесь можно назвать К н и п о в и ч а, В е р е щ а г и н а, Р о с с о л и м о, Л а с т о ч к и н а, Д е к с б а х а и др.

Генезис котловины.

Озеро представляет собой массу воды, находящуюся в замкнутой или полузамкнутой котловине и не имеющую прямой связи с морем. Следовательно, для образования озера необходимо наличие котловины и от формы этой котловины, ее величины и глубины зависят соответствующие элементы озера.

Как и другие формы рельефа, котловины могут образоваться или удалением материала — котловины углубления, или неравномерным нагромождением его — котловины аккумуляции. Разделение это,

правильное в принципе, несколько условно, так как и удаление материала и аккумуляция его представляют лишь две стороны одного процесса перемещения, и в действительности мы часто найдем котловины, образованные отчасти углублением, отчасти аккумуляцией.

По происхождению и те и другие котловины могут быть обязаны действию самых различных процессов. Так можно различать котловины, образованные: 1) действием внутренних (эндогенных) сил земли, 2) действием внешних (экзогенных неорганических), 3) деятельностью организмов (органогенные), 4) деятельностью человека (антропогенные).

В первой группе надо различать котловины, образованные *тектоническими* и *вулканическими* процессами, причем тектонические распадаются еще на впадины, получившиеся в результате пликативных и дизъюнктивных дислокаций. К *сбросовым* озерам относятся, например, Байкал, Мертвое «море», озера восточноафриканского грабена; в мульдах лежат, повидимому, шотты южного Алжира, озера Ливийской пустыни и, может быть, озеро Виктория. Примеры *вулканических* озер можно найти на Камчатке (Кроноцкое и др.), в Рейнской области (маары Эйфеля), в Италии (озеро Альбано), в Орегоне (Кратерное озеро). Здесь можно наблюдать и котловины углубления (маары) и результаты аккумуляции продуктов вулканизма — лавы и сыпучих материалов.

К котловинам *экзогенного* происхождения относятся котловины, созданные денудационными процессами, водной эрозией и аккумуляцией, деятельностью льда, ветра. В горных странах озера часто образуются в долинах, запруженных обвалом (Сарезское озеро на Памире), ледником (озеро Мэрьелен в боковой долине у Алечского ледника), конусом выноса притока, мореной и т. д.

Нужно заметить, что морфология подобных озер зависит не столько от характера плотины, сколько от формы долины, и классификация их по первому признаку будет довольно искусственной.

Деятельность воды может повести к возникновению котловин различным способом. Механическое воздействие текучих вод может создать как *эрозионные*, так и *аккумуляционные* котловины. К первым относятся *эворзионные* озера, котловины которых образовались, по Гейницу, высверливанием силой падающей водной струи (в трещинах древнего ледника); ко вторым — *озера дельт*, *пойм*, обычно небольшие, но очень многочисленные и характерные по своей форме.

Механическая деятельность стоячей воды может образовать *береговые* озера (лагуны) по низким берегам больших водоемов, примером может служить озеро Палеостом близ Поти; иногда эти лагуны достигают значительных размеров, но никогда не бывают глубокими.

Химическое действие воды — растворение некоторых горных пород (известняка, гипса, каменной соли) создает *карстовые* озера, обыкновенно небольшие, относительно глубокие, иногда воронковидные. Примеры их можно найти на Балканском полуострове, в Горьковском крае и многих других местах.

Механическая деятельность подземных вод (*суффозия*) также может иногда образовать котловины, в большинстве случаев незна-

чительные. При достаточно водонепроницаемом грунте здесь может скопиться вода и образоваться озерко.

Деятельность ледников современных и особенно древних играла большую, еще не вполне выясненную, роль в образовании озерных котловин. Вопрос о ледниковом выпахивании, вернее о степени его,— один из самых спорных в гляциальной морфологии. Происхождение многих озер Альп и областей древнего оледенения, считавшихся ра-



Рис. 64. Альпийское озеро, созданное ледником.

нее чисто *экзарационными* (созданными ледниковой эрозией), сейчас оказывается в основном тектоническим. Как бы то ни было, является бесспорным, что котловины многих озер Скандинавии, Финляндии, Лабрадора и других областей древнего оледенения, если и не созданы ледником, то в сильной степени оформлены им. Здесь же можно упомянуть о *каровых* озерах, котловины которых подверглись обработке при участии твердой фазы воды — фирна (рис. 64). Бесчисленное количество озер, созданных ледниковой аккумуляцией (*моренных*), разбросано по равнинам Ленинградской и Западной областей СССР, северной Германии и Северной Америки.

Ветер в местах, не защищенных растительностью, создает *дефляционные* котловины, где может образоваться и мелкое озеро. На берегах больших водоемов озера могут образоваться и между дюн. В обоих случаях для поддержания озера требуется, очевидно, грунтовое или поверхностное питание.

Еще две большие группы озерных котловин заслуживают выделения, хотя и могут быть отнесены к экзогенным образованиям, в широком смысле слова. Это котловины *органогенные*, созданные деятельностью организмов, — вторичные озерки на сфагновом болоте, лагуны коралловых островов, и *антропогенные*, созданные человеком. Человек в процессе своей трудовой деятельности изменяет,

ОУНБ им. В. Т. Белинского

уничтожает и создает озера, запруживая реки, выкапывая пруды (ко́пани) и т. п. Особенно проявляется эта творческая деятельность у нас в СССР, где уже созданы громадные искусственные водоемы в Магнитогорске, у Днепрогэса, и создаются еще более колоссальные, например в системе Волгостроя. Морфология этих новых водоемов определяется не только прежней топографией затопленной ими местности (например речной долины), но и целым рядом искусственных сооружений, дамб и т. п.

Котловина озер, особенно больших, часто бывает очень сложного происхождения, являясь продуктом длительной геологической истории страны. Поэтому она может не подойти ни к одной из установленных выше рубрик, и ее приходится относить к смешанному типу, конкретным анализом геологического прошлого учитывая степень участия всех факторов. Примером такой сложной котловины может служить Каспийская, в основном тектоническая.

Водная масса.

Вода озера поступает в котловину из атмосферы или непосредственно, в виде осадков и конденсирующихся на поверхности озера водяных паров воздуха, или косвенно — через притоки как надземные, так и подземные (ключи, грунтовые воды). Следовательно, приход воды в озеро определяется, во-первых — климатом, во-вторых — географическими особенностями бассейна (геология его, рельеф, почва, растительность), влияющими на сток вод. Понятно, что в разных географических зонах и областях приход воды будет различен количественно и будет по-разному распределяться в течение года.

Поступившая в озеро вода расходуется прежде всего и с п а р е н и е м с его водной поверхности; величина испарения обусловливается метеорологическими факторами и изменяется в соответствии с ними как в пространстве, так и во времени. На Каспии, например, испаряется в среднем около 3 *мм* воды в сутки, на озере Верхнем — 410 *мм* в год, на маленьком озере Солтон (Salton lake) в Калифорнии 2730 *мм* в год.

Затем вода расходуется с т о к о м, поверхностным или подземным. Величина стока зависит от топографических условий и высоты стояния воды в озере. По наличию или отсутствию стока озера делятся на *сточные* и *бессточные*. Надо заметить, что сточные озера обычно бывают *проточными*, т. е. имеют и притоки.

Соотношение прихода и расхода воды в озере за определенный период времени (обычно год) называется в о д н ы м б а л а н с о м этого озера (рис. 65). Если через A обозначим количество воды в озере в начале года, через A_1 — в конце года, a — количество прибылой или убылой воды (т. е. $A_1 - A$), b — воду, принесенную притоками, c — воду, принесенную осадками, d — расход воды на испарение и f — расход воды стоком, то в случае, если $A = A_1$ (т. е. $a = 0$), будем иметь $b + c = d + f$; если $A_1 > A$, то $b + c = d + f + a$, и если $A_1 < A$, то $b + c + a = d + f$. В случае бессточного озера $f = 0$, и все уравнения упрощаются. Например, для Каспия $b = 360$ *куб. км* в год, $c = 90$ *куб. км*; следовательно, при равен-

стве прихода и расхода d должно равняться 450 *куб. км* в год (по Брегману и Михалевскому). Во всех приведенных выше рассуждениях количество воды, просачивающееся из озера в грунт, вообще говоря, очень небольшое и точно неопределимое[1], принималось равным нулю.

Баланс воды в озере определяет собою высоту уровня в нем. Зная годовой баланс озера, можно определить среднюю продолжительность пребывания воды в озере; для Женевского озера, например, эта продолжительность равна 11 годам.

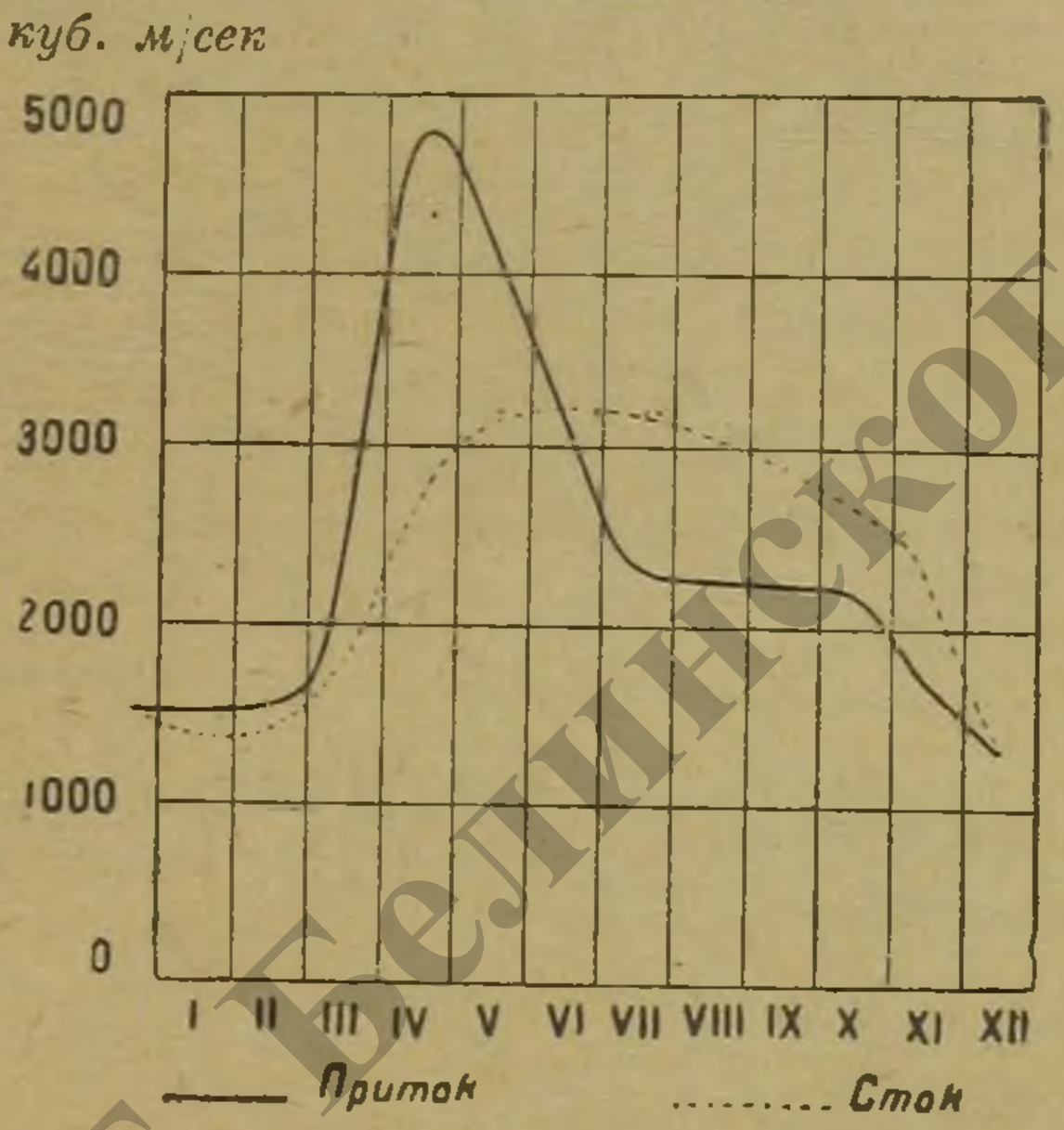


Рис. 65. Годовой ход стока и притока в Ладожском озере.

Уровень воды озер непостоянен, так как равновесие между приходом и расходом воды достигается редко и на короткое время.

Суточные колебания уровня у громадного большинства озер ничтожны или отсутствуют совсем. *Годовые (сезонные)* колебания зависят от климата.

Озера жаркого климата имеют в течение года максимум (высокий уровень) в дождливый период и минимум в сухое время года. Озера умеренного климата — два максимума весной и осенью и два минимума летом и зимой. У полярных озер — минимум зимой, максимум весной.

Кроме годовых колебаний уровня, существуют так называемые *вековые*, в которых далеко не всегда можно подметить какую-либо периодичность. Эти изменения высоты уровня могут обусловливаться: 1) климатическими изменениями, 2) тектоническими причинами и 3) вмешательством (прямым или косвенным) человека.

Знаменитый автор теории климатических колебаний Брюкнер использовал для ее обоснования, между прочим, данные о колебаниях уровня Каспия и других озер. Надо, однако, отметить, что колебания уровня даже непроточных озер отнюдь не являются идеальными показателями колебаний климата; так, например, повышение уровня субальпийских озер может произойти и от избытка осадков в сырые холодные годы и от таяния снегов и ледников в жаркие сухие периоды.

Колебания уровня Каспия (рис. 66) за историческое время по своей амплитуде не превышали 5 *м* (по Бергу).

Доисторические колебания уровней многих озер были гораздо больше, о чем свидетельствуют террасы на их берегах (рис. 67). Наибольшей известностью пользуются террасы древнего Бонневильского озера, жалким остатком которого является современное Боль-

[1] В последнее время эта величина определена Б. А. Аполловым для Белого озера в Косине.

шое Соленое озеро в штате Юта; уровень древнего водоема стоял на 200—300 *м* выше теперешнего. На Байкале есть даже террасы на высоте 820 *м* над современным уровнем. Необходимо, впрочем, иметь в виду, что высота древних озерных террас часто обусловлена не

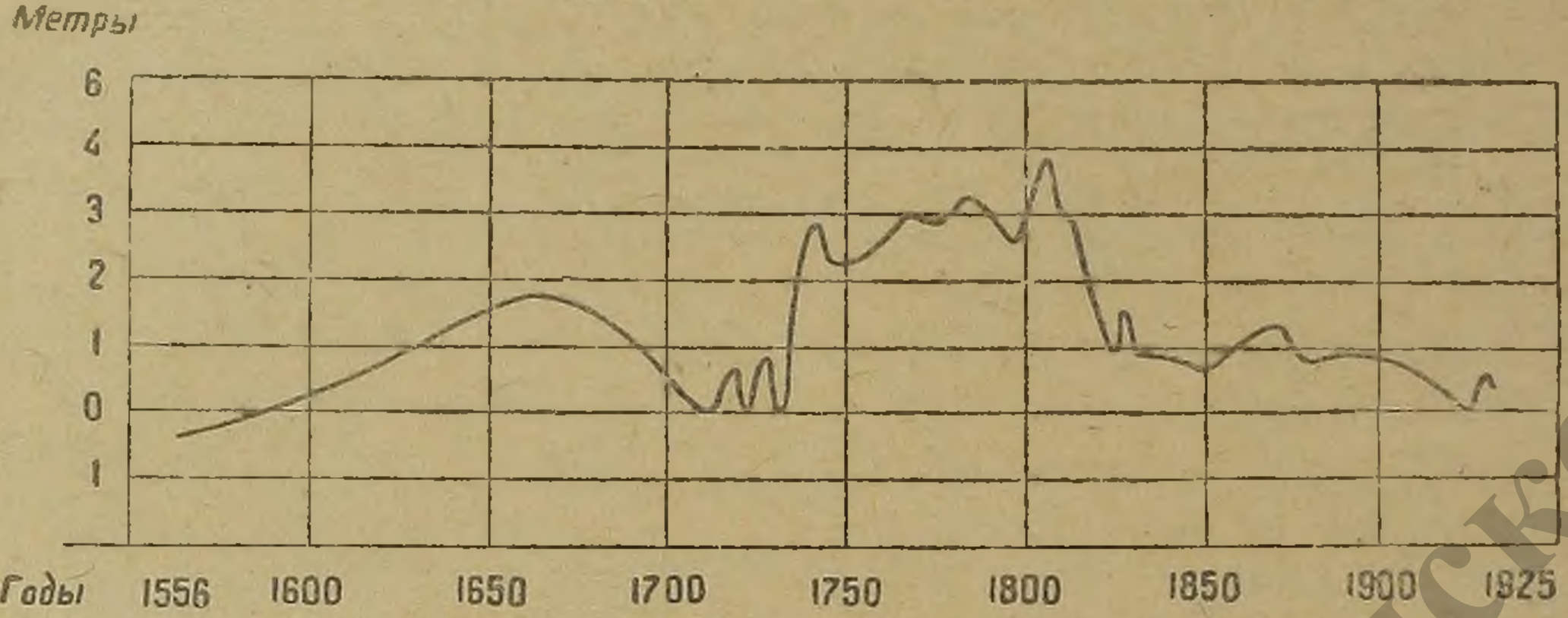


Рис. 66. Колебания уровня Каспия.

столько понижением уровня водного бассейнас, колько вертикальными поднятиями берегов в результате тектонических и эпейрогенических процессов.



Рис. 67. Террасы Гусиного озера.

Величина колебаний уровня зависит от климатических условий, регулирующих приходо-расход воды в озере, и от соотношения величины озера и его водосборного бассейна (чем больше бассейн и чем меньше озеро, тем сильнее может колебаться его уровень). При прочих равных условиях колебания будут больше у глухих (концевых, бессточных) озер, которые в некоторых случаях могут быть *временными* водоемами, периодически пересыхающими.

ГГУ им. Белинского

Озерная гидравлика.

Истинная поверхность озера представляет собой часть поверхности геоида. Всякое изменение этой нормальной поверхности называется *денивеляцией*. Постоянные денивеляции обусловливаются притоками, у устьев которых образуется нечто вроде водяного «конуса выноса», разумеется, чрезвычайно пологого, а также стоком из озера, так как у истока получается отрицательная денивеляция воронковидной формы. Временные денивеляции зависят от причин космических — приливы, и теллурических. Приливы до настоящего времени отмечены лишь у немногих больших озер — Великих Канадских озер, Байкала; по величине они совершенно ничтожны (несколько сантиметров или даже миллиметров).

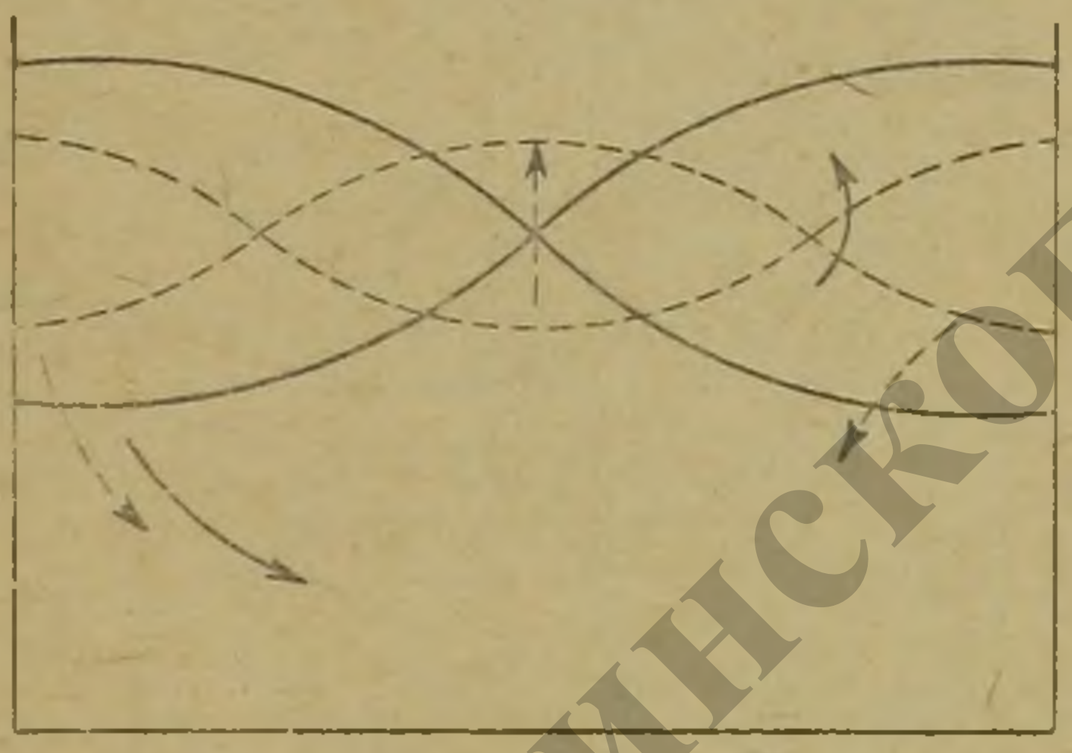


Рис. 68. Сейши.

Ветер, долго дующий в одном направлении, может создать нагон воды, на Каспии достигающий 1,8 *м* высоты.

К ритмическим денивеляциям относятся в о л н ы. Обыкновенно волны захватывают только поверхностные слои воды.

Элементы волны (теорию волнового движения см. ч. I, гл. X, стр. 57—61) следующие: высота h, длина l, радиус орбиты частицы воды r, период t и скорость c. Эти элементы связаны между собой такими соотношениями:

$$h = 2r; \quad l = ct.$$

Высота волн в больших озерах, например, североамериканских 5—6 *м*, в Женевском озере максимум 1,7 *м* при длине 35 *м*, скорости 7 *м/сек* и периоде 4,7 сек. Высота обычно составляет $^1/_{12} — ^1/_{40}$ длины.

Колебательные движения частиц воды с глубиной быстро уменьшаются, так что уже на глубине, равной длине волны, радиус орбиты составляет всего 0,002 радиуса на поверхности.

Волноприбойные знаки (ripple-marks) на песчаном дне идут в Женевском и Боденском озерах до глубины 9 *м*; дальше, очевидно, волнение не заметно.

Кроме обыкновенных волн во многих озерах бывают еще так называемые стоячие волны, или *сейши* (от французского sécher — осушать; о сейшах см. ч. I, гл. V, стр. 61), при которых колеблется вся масса воды озера (рис. 68). Период таких колебаний

$$t = \frac{2l}{\sqrt{gh}},$$

где l — длина озера, h — средняя глубина, а g — ускорение силы

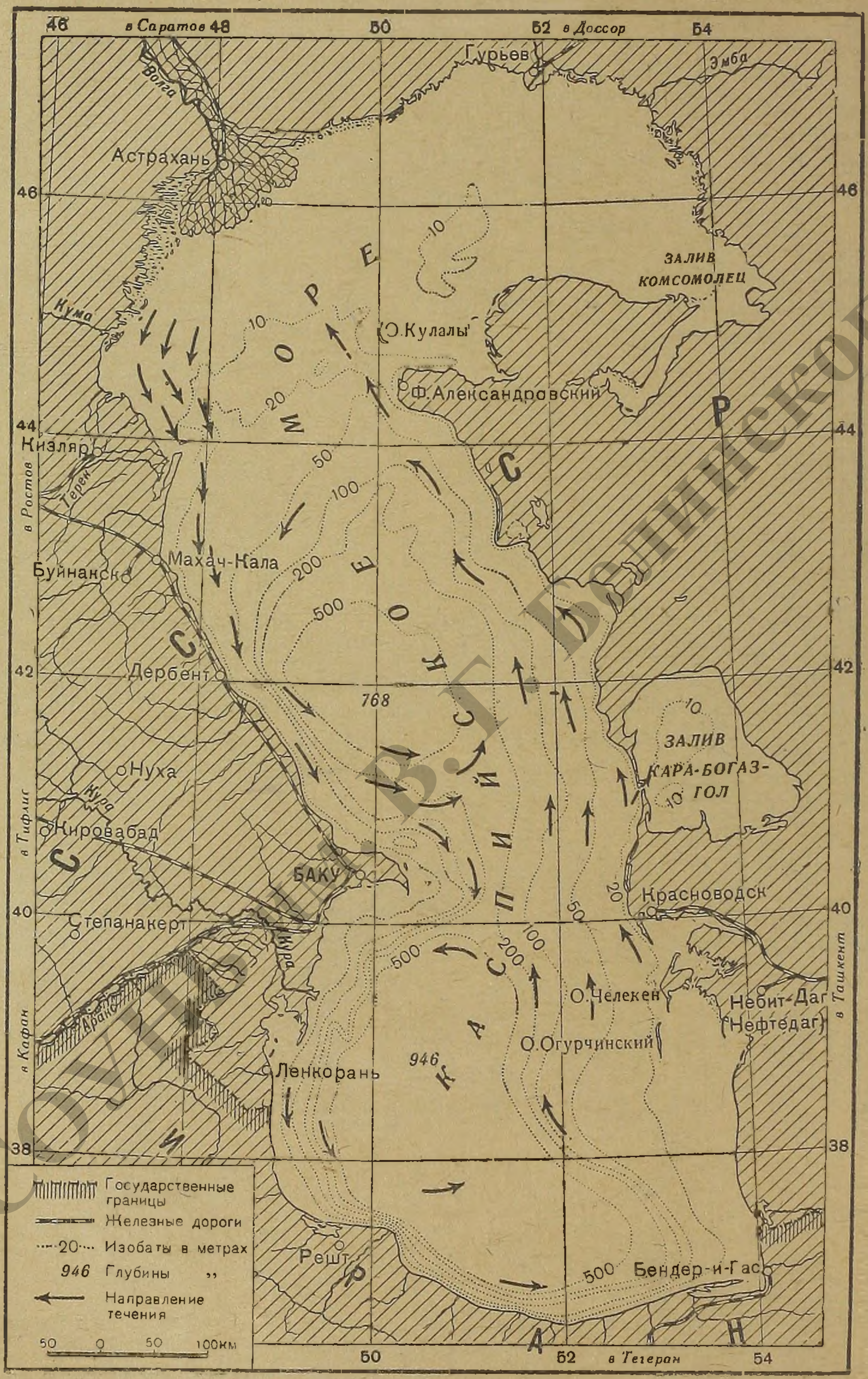


Рис. 69. Карта течений Каспия.

тяжести. Максимальная амплитуда сейш (у берега) наблюдалась на Женевском озере и достигала 1,87 *м*. На одном озере могут быть разные системы сейш (даже одновременно); например, на Байкале есть сейши с периодом 30 мин. и 5 ч. 30 м. В озерах сложной формы, например Фирвальдштетском, каждое плёсо может иметь свою систему сейш (кроме общих). Причина сейш — резкое изменение атмосферного давления над частью озера, падающий ветер в горах, нагон воды ветром к одному берегу при сгоне ее от другого.

Хотя озера и называются стоячими водоемами, в них кроме колебательных есть и поступательные движения воды — течения. В противоположность рекам, в озерах нет только беспрерывного поступательного движения всей основной массы воды под влиянием силы тяжести. Течения в озерах бывают чаще всего *речные*, т. е. вызванные притоками, например, в Ладожском озере существует круговое течение от устьев Волхова и Свири мимо северного берега и вдоль западного к истоку Невы; аналогичны течения в озерах Эри и Онтарио. Очень обычны, но менее постоянны, *ветровые* течения (Каспий, Гурон, Мичиган), в мелких озерах нередко имеющие круговое направление вследствие возникновения поверхностного же компенсационного противотечения (рис. 69).



Рис. 70. Ветровые течения в озере.
а — горизонтальная циркуляция; *б* — вертикальная циркуляция.

В более глубоких озерах компенсационное противотечение возможно под ветровым, так как у подветренного берега выступает на поверхность вода более глубокого слоя взамен согнанной ветром (рис. 70). Глубина, до которой распространяется подобная вертикальная циркуляция, зависит от плотности воды, т. е. косвенно от термических условий (см. ниже).

Кроме речных и ветровых, течения могут быть еще *конвекционные* (от различия температуры), от местных различий уровня (пример — сильное течение из Каспия в Кара-Богаз-Гол).

Морфология береговой области озера.

Прибой волн, непрерывно действующий на берег озера, заставляет его изменить свою первоначальную форму. Процесс абразии создает у крутых первоначальных берегов *береговой обрыв* и *отлогое побережье* (пляж), переходящее в подводную *прибрежную отмель*, сменяющуюся на глубине нижней границы волнения отсыпью (изрубьем, свалом).

Побережье, представляющее переходную от суши к воде прибойную зону, делят на 3 подзоны: *сухое* побережье, заливаемое только в бурю, *затопляемое* — при высокой воде и *подводное* — всегда находящееся ниже уровня озера.

В отмели иногда можно различить абразионную часть и аллювиальную, или насыпную (рис. 71).

Физические особенности озерной воды.

а) Оптика. Прозрачность озерной воды зависит от поглощения света чистой водой и затемнения его взвешенными частицами. Абсорбция световых лучей водой зависит от температуры; так, слой чистой воды в 10 *см* поглощает при 6° 5% света, а при 24° — 8%. При $t = 6°$ сквозь слой воды в 8 *м* проникает всего 1% света, падающего на поверхность. На некоторой глубине находится *граница абсолютной темноты*, различная для разных лучей (глубже всего проникают ультрафиолетовые, затем голубые лучи). Положение этой границы изменяется по временам года и в разных озерах. В Женевском озере бромо-серебряная фотопластинка при 10-минутнрй экспозиции темнела на глубине почти в 240 *м* Обыкновенно определяют границу видимости белого диска (диск Секки) диаметром в 30 *см*. Наибольшая обнаруженная таким способом прозрачность достигает 40 *м* (Байкал). Цифры меняются по сезонам; в наших озерах наименьшая прозрачность летом (развитие организмов) и весной (муть талых вод), наибольшая обычно зимой (рис. 72).

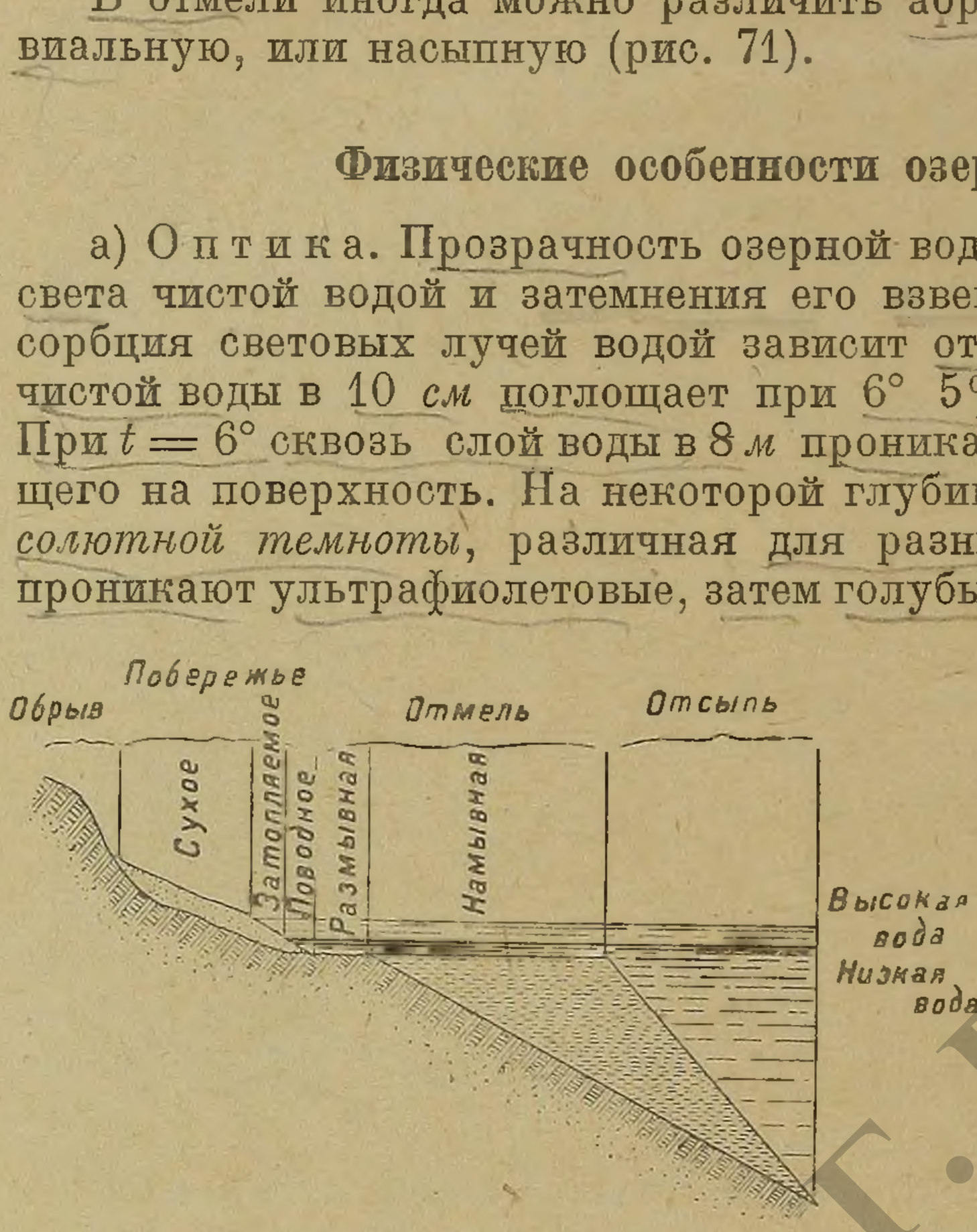


Рис. 71. Береговые зоны озера.

Цвет озер обусловливается собственным (голубым) цветом воды и примесями посторонних веществ. Чем прозрачнее вода озера, тем обычно она голубее; иногда зеленоватый оттенок прозрачным озерам дает известь. Органические вещества дают желто-зеленую и бурую окраску. Коричневатая окраска северных озер объясняется содержанием в воде гуминовых соединений. Кроме веществ, растворенных в воде, на цвет влияют механические примеси и планктон.

Помимо собственной окраски воды, отличают кажущуюся, обусловленную комбинированием первой с отражением неба и берегов.

б) Термика. Озеро может получать тепло непосредственно от солнечного излучения, от теплоты надводного слоя воздуха, скрытой теплоты, освобождающейся при конденсации водяных паров и замерзании, а также теплоты притоков, теплоты, выделяемой химическими реакциями и биологическими процессами в озере, и теплоты глубоких слоев земной коры. В количественном отношении имеют значение, главным образом, первые 2—3 источника; влияние остальных ничтожно. С другой стороны, озеро отдает теплоту излучением в атмосферу, отдачей холодному воздуху, холодной воде рек и дождей,

затратой тепла на испарение и таяние снега. Так как максимальную плотность чистая вода имеет при $t = 4°$ (при солености $10‰$ — около 2°), то при температурах выше 4° пресное озеро будет иметь *прямую термическую стратификацию* (расслоение), т. е. температура в нем будет понижаться с глубиной (но не ниже 4°). Пресные озера, имеющие $t < 4°$, будут обладать *обратной стратификацией*, т. е. в них температура с глубиной будет повышаться (но не выше 4°).

Если вся вода озера имеет одинаковую t, а следовательно, и одинаковую (при прочих равных условиях) плотность, вода глубинных и поверхностных слоев может свободно перемешиваться, например под действием ветра.

Если вода пресного озера имеет $t = 4°$, то при нагревании с поверхности (солнцем) установится прямая стратификация, которая будет все усиливаться, так как поверхностные слои воды, нагреваясь, будут делаться все более легкими (менее плотными) по сравнению с нижними. Этот процесс происходит в наших озерах в начале лета или в конце весны.

Если же при имеющейся прямой стратификации начнется охлаждение сверху, то произойдет погружение уплотнившегося поверхностного слоя до глубины с соответствующей ему плотностью и выравнивание (вследствие перемешивания) температур в верхних слоях. Это явление, называемое *частичной циркуляцией*, наблюдается в нашем климате летом и в начале осени и захватывает постепенно все более глубокие слои. Осенью частичная циркуляция переходит в полную, при которой вся толща воды имеет одинаковую температуру (*гомотермия*) и плотность, почему и может перемешиваться ветром до дна. При дальнейшем охлаждении воды, имеющей в это время t обычно около 4°, возникает обратная стратификация, так как верхние слои, охлаждаясь ниже 4°, будут делаться все более легкими. Когда поверхностный слой воды достигнет $t = 0°$, озеро замерзнет и последующее охлаждение сильно замедлится. Обратная

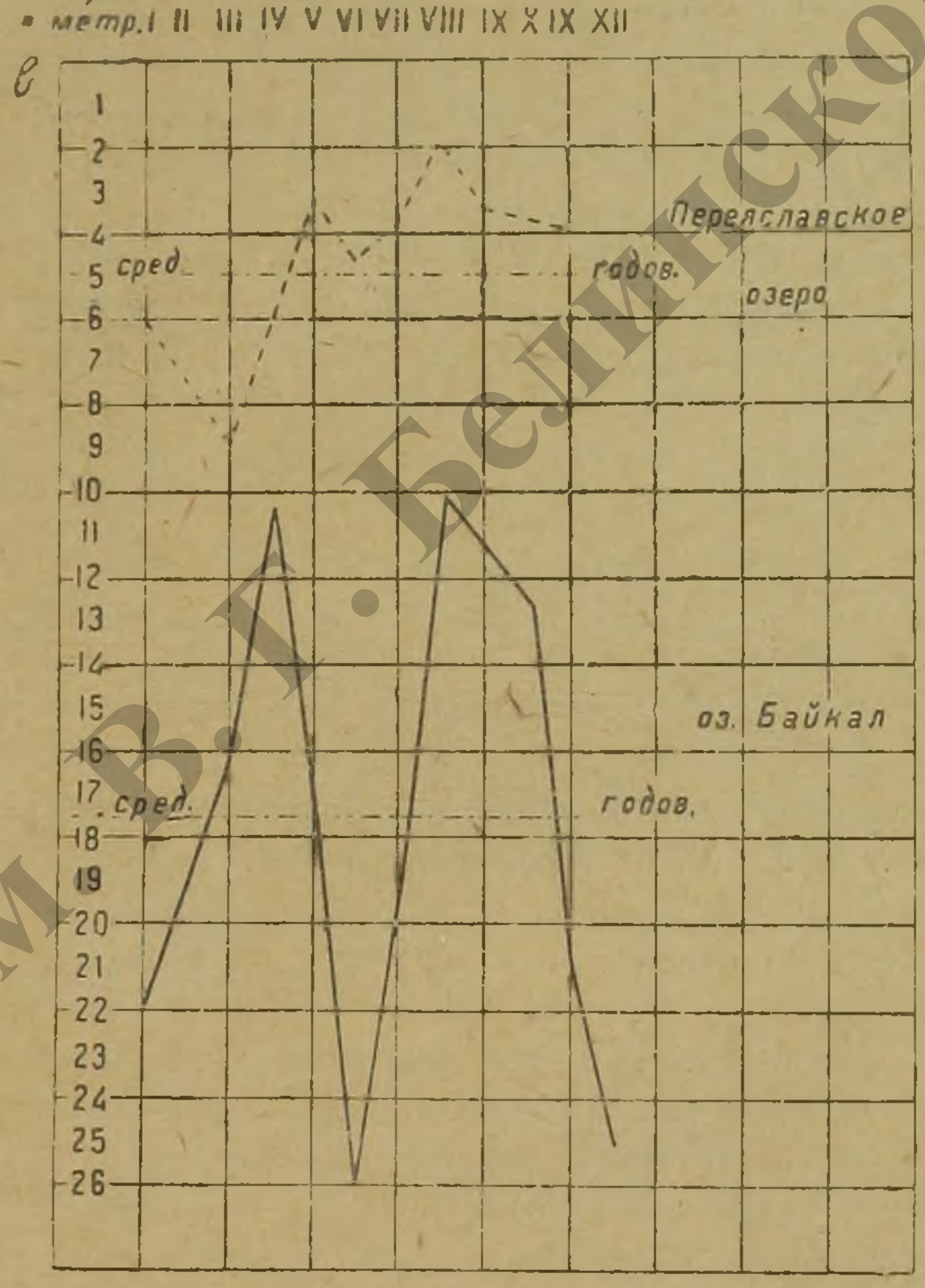


Рис. 72. Годовой ход прозрачности Байкала и Переяславского озера.

стратификация, господствующая в озерах наших широт зимой, не столь резко выражена, как прямая, так как различие температур поверхностных и глубинных слоев воды возможно лишь в пределах 0—4°, тогда как при прямой стратификации (летом) эта разница может достигать 20° и более.

В конце зимы, еще подо льдом, вода начинает нагреваться солнечными лучами от 0—1° до 2—4°, становясь при этом тяжелее (плотнее) и опускаясь до слоя равной плотности и температуры. Таким образом возникает частичная циркуляция, аналогичная летней, но обусловленная не охлаждением, а нагреванием. По освобождении озера ото льда и прогревании всей воды до 4°, частичная циркуляция переходит в полную (весенняя гомотермия).

В солоноватых озерах с содержанием солей не более 24‰ явления термического режима аналогичны пресноводным, но температура наибольшей плотности ниже 4° или даже ниже 0° (при 20‰ температура максимальной плотности равна —0,3°).

По термическому режиму озера делятся на 3 основных типа: *теплые* — с прямой стратификацией в течение всего года, *умеренного климата* — с прямой летом и обратной зимой стратификацией и *холодные* (полярные) с постоянной обратной стратификацией.

К первым относятся озера тропиков, итальянские озера, Женевское.

Ко второму типу — громадное большинство наших озер, включая Байкал, Ладогу и др. К полярному типу — тундровые и высокогорные озера.

В глубоких озерах, как Байкал, Великие озера Северной Америки, Каспий и др., на глубине господствует постоянно одинаковая температура. В Ладожском, Онежском и др., более мелких, годовые колебания температуры доходят до дна.

В прибрежной, или *литоральной*, зоне температура воды колеблется значительно сильнее, чем в открытом озере *(пелагической* части).

Летом литораль теплее, чем пелагиаль, зимой — холоднее. В мелких частях озера может установиться даже обратная стратификация, когда в пелагиали господствует прямая (например в Женевском озере). Таким образом, отдельные части озера могут принадлежать к различным термическим типам.

В начале частичной циркуляции у поверхности образуется гомотермический слой, или *эпилимнион*, ограниченный снизу слоем быстрого падения температуры — *температурным скачком (термоклин, металимнион)* от нижележащего пласта со слабым падением температуры — *гиполимниона*. Возникновение слоя скачка, разделяющего всю водную массу озера на два яруса, различных по температуре и плотности, объясняется конвекционным и ветровым перемешиванием верхнего слоя (эпилимниона) в условиях смены дневного нагревания и ночного охлаждения. Так как в течение лета в наших озерах частичная циркуляция, захватывающая весь эпилимнион, продвигается все глубже, скачок постепенно опускается (рис. 73), пока осенью вся масса воды не примет одинаковой темпера-

туры (обычно около 4°). После этого с дальнейшим охлаждением возникает обратная стратификация, весной снова сменяющаяся гомотермией (полной циркуляцией). Наиболее резкий скачок наблюдался в Арале, где он достигал, по определению Берга, 12° на 0,5 *м*. Разделение водной массы озера на эпи- и гиполимнион имеет громадное гидрохимическое и биологическое значение, о чем см. ниже.

При наступлении на поверхности температуры 0° пресное озеро замерзает. В соленых озерах точка замерзания ниже 0°; при солености 10‰ она равна —0,6°, при 20‰ —1°, при 30‰ —1,7°. В соленом озере Купальном близ Илецка наблюдалась температура воды равная —13°. В Коряковском озере температура рапы подо льдом опускалась до —28° (в 1927 г.).

Замерзание озер может начаться лишь при установившейся обратной стратификации и захватывает, как правило, лишь поверх-

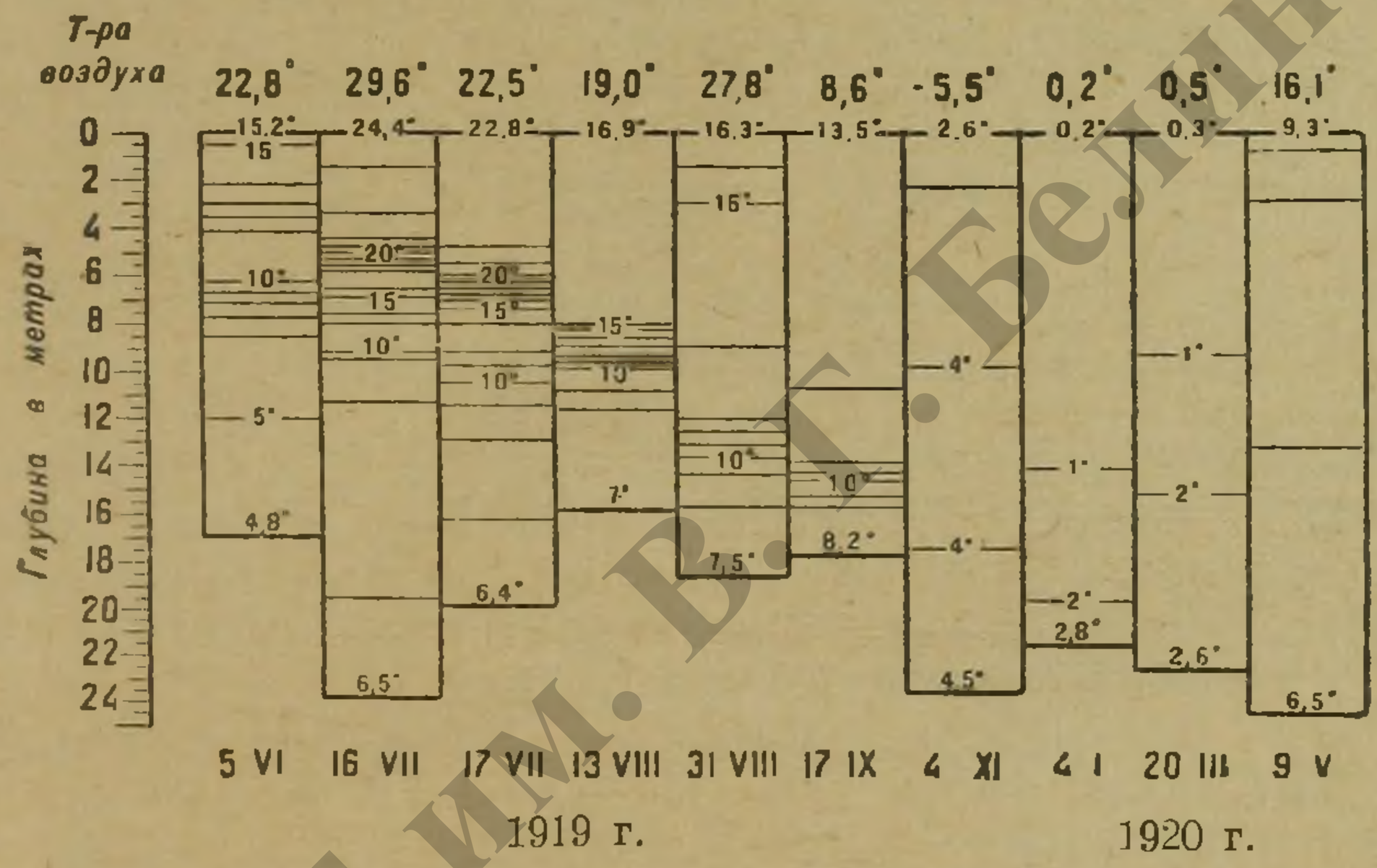


Рис. 73. Вертикальное распределение температуры в Переяславском озере.

ностный слой воды. При спокойном замерзании озера образуется пластинчатый лед, при ветре — блинчатый, впоследствии смерзающийся. Первый образуется из ледяных иголок, смерзающихся в пленку. При образовании блинчатого льда отдельные ледяные кристаллы смерзаются в крупные «лепешки», которые соединяются между собою только при наступлении тихой погоды. Глубокие озера замерзают позднее мелких (Байкал в начале января), так как большая водная масса требует больше времени для установления обратной стратификации. Поэтому большие озера — Байкал, Ладожское — в первую половину зимы оказывают согревающее действие на климат. Скрытая теплота, освобождающаяся при замерзании, согревает воздух над озером и его воду, при таянии то же количество теплоты поглощается, охлаждая воздух и воду, чем замедляется наступление весны.

В течение зимы образовавшийся лед утолщается снизу; от изменений температуры воздуха он может изменить структуру, в нем появляются трещины, полыньи; ледяной покров то сжимается, то расширяется, выпирая на берега. Таянье льда начинается сверху от солнца, затем сквозь него нагревается вода и ускоряет таяние, растапливая лед и снизу.

Соотношение количества теплоты, получаемой озером и отдаваемой им, называется его *тепловым балансом*. Для определения теплового баланса озера необходимы периодические наблюдения над температурами на различных глубинах. Подобными наблюдениями было установлено, что, когда поверхность озера уже охлаждается осенью, на глубинах еще продолжается нагревание, так как часть теряемого верхними слоями тепла медленно передается вниз теплопроводностью.

Озера влияют на климат окружающей местности, притом тем сильнее, чем больше объем их водной массы. Влияние это по характеру сходно с морским, но обычно слабее. По берегам многих озер существуют бризы, аналогичные морским.

Состав озерной воды.

Вода, представляя собою «всеобщий растворитель», никогда не бывает в природе химически чистой, всегда содержа в растворе те или иные газы и минеральные вещества (соли).

Химический состав воды озер определяется тремя группами факторов: 1) составом поступающей в озеро воды (осадки, притоки); 2) изменениями, происходящими с водой за время пребывания в самом озере, — разбавление дождевой водой, выпадение химических осадков, действие биологических процессов (выделение кислорода растениями, углекислоты и аммиачных солей животными; поглощение кислорода, кремнезема, карбонатов и фосфатов теми и другими), выщелачивание горных пород дна и берегов озера — каменной соли, гипса, в меньшей степени кремнезема и др.; наконец, 3) расходом воды путем испарения (повышение концентрации солей) и стока, выносящего главным образом поверхностные воды, обладающие определенным химизмом, отличным от состава остающихся глубинных слоев.

Химический режим озера имеет свой *годовой ход*, подчиняющийся определенной закономерности, и иногда, особенно в больших озерах, различен в разных участках водоема (например, в Каспии отдельные части его резко различны по своему химизму) под влиянием притоков или каких-либо других местных условий. Очень значительны могут быть также и различия между поверхностными и глубинными водами. Так, прежде всего различен в поверхностных и глубинных слоях *газовый режим*. На поверхности газы (кислород, азот, углекислый газ) поступают в воду из атмосферы в прямой зависимости от давления воздуха и в обратной — от температуры воды: чем холоднее, тем больше. Глубинные слои, благодаря повышенному давлению, под которым они находятся, могли бы содержать больше газов, но не-

© Г. Белинского ГОУ НБ им. В. Г.

посредственно из атмосферы они могут получить их только во время полной циркуляции, выходя при перемешивании на поверхность (следовательно, при обычном атмосферном давлении); в остальное же время атмосферные газы могут поступать на глубины только диффузией.

Количество газов на глубине, конечно, не остается неизменным, а изменяется происходящими там химическими и биологическими процессами.

Во многих озерах (так называемого балтийского или эвтрофного типа) наблюдается полное соответствие в вертикальном распределении кислорода и температуры. Максимум O_2 приходится у них в эпилимнионе, далее следует резкий скачок, аналогичный термическому, и в гиполимнионе количество O_2 постепенно убывает ко дну. Углекислота в этих озерах распределяется обратно: ее мало в эпилимнионе, затем количество ее резко возрастает; в гиполимнионе содержание CO_2 постепенно повышается до дна. Во время полной циркуляции наступает газовое равновесие с одинаковым содержанием кислорода и углекислоты на всех глубинах. В гиполимнионе некоторых озер встречается сероводород, происходящий от разложения органических веществ и во время циркуляции распределяющийся обычно во всей толще воды. Сероводород содержится, например, в глубоководных слоях Каспия, особенно в его средней части, где поэтому отсутствует всякая жизнь, за исключением серных бактерий.

Минеральный (солевой) *режим* озера связан с его водным балансом, в частности с проточностью. Соли вносятся в озеро главным образом притоками и, если нет стока, происходит накопление солей, могущее привести к засолонению водоема. Таким образом, условием засолонения озера является положительный *солевой баланс* его, т. е. преобладание прихода солей над расходом. Качество, а отчасти и количество солей, вносимых в озеро, зависит от геологического сложения бассейна.

Расходуются соли преимущественно организмами, следовательно, главным образом в эпилимнионе и в литоральной зоне. Понятно, что в вертикальном направлении распределение солей будет неравномерным.

По составу и количеству солей все озера можно разделить на *пресные* и *соленые*.

Пресными водоемами считаются те, в которых общее содержание солей меньше $1^0/_{00}$ (т. е. 1 *мг* на 1 *л*). По составу солей в пресных озерах преобладают карбонаты, распределение которых подчинено вертикальной стратификации и выравнивается только во время общей циркуляции. $CaCO_3$ иногда выделяется на растениях литоральной зоны.

Карбонаты, а в некоторых озерах и железистые соединения в виде гидроокиси, претерпевают в толще воды сложный круговорот, связанный отчасти с деятельностью организмов. Соединения кремния, потребляющиеся некоторыми организмами в верхних слоях, в нижних могут достигать значительной концентрации. Содержание минеральных веществ в соленых озерах может во много раз превышать

соленость океанов, доходя в исключительных случаях до 368‰ — озерко Гюсгундаг у Арарата.

Соленость некоторых бессточных озер.

	В тысячных долях
Солоноватые озера	
Иссык-куль	3,6—6,7
Арал	10,4—12,9
Куку-Нор	11,1—13,0
Каспий (близ устья Волги):	1,5
Каспий в средней части	13—14
Ван	17,2—21,0
Соленые озера	
Горькие озера Суэцкого перешейка	51,0—56,3
Мертвый Култук (Залив Каспия)	56,3
Большое Соленое (Юта)	137,9—230,4
Сакское	136,8—271,0
Илецкое (Оренбург)	155,2
Кара-Богаз-Гол	163,9—285,0
Урмия	205,5—220,6
Мертвое море	204,3—278,1
Элтон	255,6—291,3
Баскунчак	284,2
Красное (Перекоп)	328,7—372,2
Гюсгундаг (М. Арарат)	368

Каспий и Арал, имея в среднем соленость ниже океанической, могут быть названы солоноватоводными. Но восточные заливы

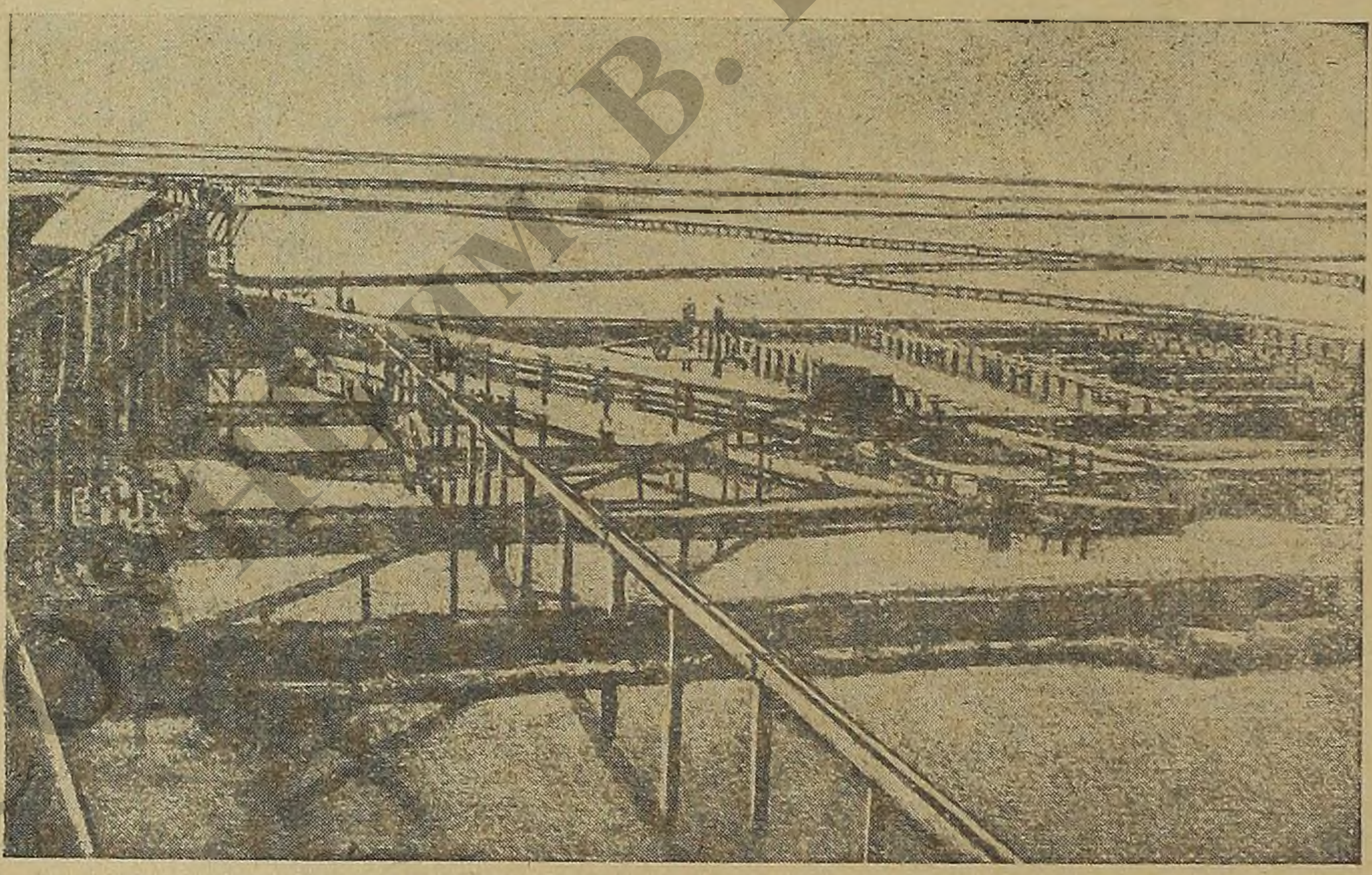


Рис. 74. Сакское соленое озеро.

Каспия — Кара-Богаз-Гол и Кайдак, находящиеся среди пустыни, гораздо солонее, особенно первый.

Соленые озера, располагающиеся почти исключительно в пустынностепной зоне, разделяются на 3 главных типа: собственно *соленые*

с преобладанием хлоридов (NaCl и $MgCl_2$) и примесью сульфатов натрия (Na_2SO_4) и магния ($MgSO_4$) — Элтон, Баскунчак, Мертвое море, Большое Соленое; *содовые* или натронные, в которых наряду с хлористым натрием играют роль углекислый натрий (Na_2CO_3) и сернокислый натрий (Na_2SO_4) — озера Ван, Гюсгундаг и др.; наконец, более редкие озера, содержащие наряду с другими солями *буру* ($Na_2B_4O_7$), — некоторые озера Ирана, Тибета и Калифорнии.

При пересыщении соляного раствора в озере соли выпадают в осадок. К таким самосадочным озерам относятся у нас Элтон, Баскунчак, некоторые сибирские и крымские озера (рис. 74). Прежде всего обычно выпадает в осадок сульфат кальция, затем сульфат и карбонат натрия, потом хлорид натрия, наконец, хлорид магния[1] (см. также ниже о химических осадках озер).

Своеобразные условия господствуют в системе Каспий — Кара-Богаз-Гол. Солоноватые воды Каспия, проникая узким и мелким проливом в Кара-Богаз-Гол, подвергаются здесь, благодаря громадному испарению, концентрированию примерно в 18 раз; при этом происходит и изменение соотношения количества различных солей. Кара-Богаз-Гол, таким образом, являясь громадным испарителем, служит и опреснителем Каспия.

Биологические особенности озер.

Озеро, представляя собою особую среду, имеет и особый характер органического населения. Флора и фауна озер включают в себя большое количество представителей всех пресноводных (и некоторых соленоводных) родов.

В органическом населении озера (лимнобиосе) различают: 1) *планктон* — совокупность организмов, пассивно переносимых водой, 2) *бентос* — организмы, живущие на дне или в грунте и 3) *нектон* — активно движущиеся водные животные.

В озере различают три основные области (зоны), имеющие свое характерное население: а) *литораль*, охватывающую всю береговую зону, б) *профундаль*, или глубоководную область, включающую дно озера и непосредственно прилегающий к нему слой воды, и в) *пелагиаль*, охватывающую всю водную массу, за исключением «а» и «б».

Литораль представляет большое разнообразие жизненных условий. Ее нижняя граница — предел распространения в глубину высших (цветковых) растений; глубина эта меняется, в больших и прозрачных озерах может достигать 10—30 *м*. К литорали относится целый ряд различных *биотопов*[2]:

1) *сухое побережье*, связанное с озером генетически и климатически, так как микроклимат его обусловлен озером; 2) *затопляемое побережье* с теми водными растениями, которые могут выдерживать осушение, и теми наземными, которые выдерживают затопление,

---

[1] Порядок выпадения солей из раствора в осадок определяется температурой, комбинацией различных солей и т. д.; соответствующие очень сложные процессы изучаются физико-химическим анализом.

[2] Биотопом называется участок, однородный с точки зрения условий существования организмов.

фауна сменяется — то сухопутная, то водная; 3) *подводное побережье*, каменистое или песчаное, с прочно прикрепленными водорослями и бедной случайной фауной; 4) *эстуарии* со смешанным озерно-речным населением и *лагуны*, т. е. литоральные пруды, лежащие на одном уровне с озером, но отделенные от него пересыпью; 5) *береговая отмель* (собственно литораль) глубиной 1—6 *м*, характеризуется сильным движением воды, избытком света и питательных веществ, прогреванием, иногда особым химизмом, подразделяется по различным грунтам на несколько фаций. Различают фации — скал, гравия, песка, ила, из которых каждая характеризуется своими условиями жизни и своим населением.

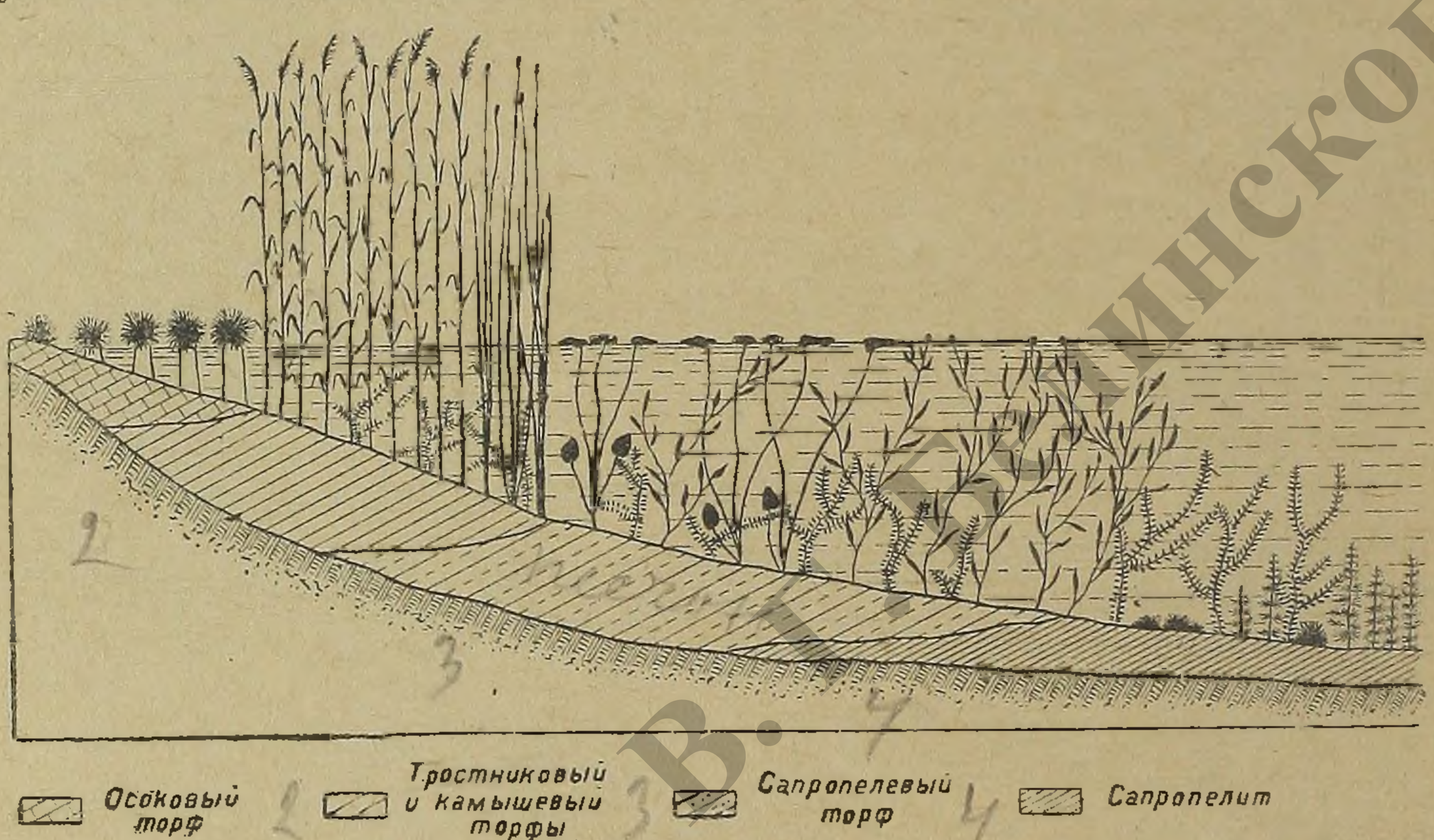


Рис. 75. Зарастание озера.

В соответствии с постепенным изменением глубины, заросли прибрежно-водных растений располагаются зонально (рис. 75). У самого уреза воды, на глубине менее 1 *м*, в мелководной зоне располагаются заросли осоки (Carex), ситника (Heleocharis), стрелолиста (Sagittaria sagittifolia), водяной гречихи (Polygonum amphibium) и других болотно-водных растений. Дальше, до глубины максимум 2—3 *м*, идет зона «камышей» (рыбаки у нас называют ее «трестóй»), куда входят тростник (Phragmites communis), камыш (Scirpus), тростянка (Scolochloa), водяной хвощ (Equisetum limosum) и некоторые другие растения. Глубже следует зона растений с плавающими листьями — зона водяных лилий — кувшинок (Nymphaea), кубышки (Nuphar), плавающего рдеста (Potamogeton natans). Еще далее, на глубинах, достигающих иногда 4—5 *м*, — зона погруженных растений — широколистные рдесты (P. perfoliatus и др.), уруть (Myriophyllum), ежеголовка (Sparganium).

В зарастании наших северных озер, а также многих озер Финляндии и Скандинавии важнейшую роль играют не высшие растения, а мхи, в особенности торфяной мох (Sphagnum); это озера с мягкой,

бедной солями, водой. В отличие от описанного выше зарастания, здесь происходит *нарастание моховой сплавины* на озеро с подветренного его берега. На этой сплавине поселяются и другие растения — сабельник, вахта, даже болотная сосна и береза.

У многих озер можно выделить еще переходную зону — *сублиторааль*, занимающую обычно нижнюю часть откоса отсыпи или свала (глубины порядка 3—20 *м*) от глубинной границы высшей растительности до предела распространения большинства крупных моллюсков. Для сублиторали характерны заросли лучицевых (харовых) водорослей, обилие ракуши и живых моллюсков.

Глубинная зона, или *профундаль*, характеризуется почти полным отсутствием движения воды, пониженной температурой, сумеречным освещением или — у глубоких озер — полным мраком. Жизненные условия в общем однообразны и мало меняются. Газовый режим связан с процессами, протекающими в иловых отложениях дна. Недостаток света обусловливает бедность флоры (кроме бактерий, обильно представленных) — немногие диатомеи и сине-зеленые водоросли (Cyanophyceae). Фауна довольно богата — моллюски, личинки мотылей (Chironomidae), ракообразные, черви, простейшие (Protozoa). Встречаются холодноводные формы. Характерна малая величина животных, слабая пигментация, иногда слепота. В разных типах озер профундаль населена, как, впрочем, и литораль, весьма различно.

Для *пелагиали* характерно отсутствие мест прикрепления, отсутствие убежищ, преобладание спокойствия воды, неравномерное распределение давления и освещения по вертикали, значительная прозрачность, ослабление температурных колебаний с глубиной, бедность питательным материалом. Основное население пелагиали — планктон — не отличается большим разнообразием, но количественно может быть обильным. В связи с вертикальной зональностью физико-химических свойств пелагиали планктон обитает преимущественно в верхних слоях ее до глубины 40—50 *м*, в исключительных случаях до 100—200 *м*.

Вертикальное распределение различных видов планктона изменяется по сезонам и даже по времени суток — так называемые суточные миграции планктона. Это распределение планктона тесно связано со всеми физико-химическими факторами: сине-зеленые водоросли предпочитают высокую температуру, диатомеи — низкую, зимой зоопланктон держится в глубине, свет привлекает большинство планктеров в эпилимнион, ближе к поверхности, но есть формы, характерные для сумеречных зон мета- и гиполимниона, бактерии — главным образом в глубине; зоопланктон нуждается в кислороде, растительный планктон (фитопланктон) — в углекислоте, сероводород могут выносить только некоторые бактерии и немногие инфузории. Из многих факторов, определяющих жизнь планктона, решающим является тот, который в данный момент находится в недостатке (закон минимума).

В озерах могут встречаться почти все пресноводные рыбы, причем огромное число их является постоянно озерными. Некоторые рыбы живут преимущественно в литоральной зоне — уклея (Alburnus

alburnus), окунь (Perca fluviatilis), щука (Esox lucius), бычок (Cottus), но есть и чисто пелагические, например, сиги (Coregonus). Некоторые рыбы обычно держатся на глубинах — сиги, налимы (Lota lota). Существуют и периодические миграции, например, карповые находят себе пищу и убежище летом в литоральных водах, зимой — в средних слоях озера; за ними идут хищники.

По способу питания рыб можно разделить на несколько групп. Планктическое питание имеет ряпушка (Coregonus albula), сиг, корюшка и снеток (Osmerus eperlanus), отчасти уклея, в молодости — плотва (Rutilus rutilus), язь (Leuciscus idus), лещ (Abramis brama), окунь, судак (Lucioperca lucioperca), часть из которых затем делается хищниками; донное питание у карпа (Cyprinus carpio), головля (Leuciscus cephalus), леща, карася (Carassius carassius) и др.; наконец, форели (Salmo trutta), уклея, язь, плотва (Rutilus rutilus) (отчасти) питаются летающими у водной поверхности или ползающими у уреза насекомыми (прибрежное и воздушное питание).

Развитие озера. Донные отложения.

Первоначальная форма озерной котловины не остается неизменной в течение всего периода существования озера. Уже указывалось выше, что волны прибоя деформируют определенным образом первичные склоны котловины, производя одновременно разрушительную, абразионную, работу и аккумулятивную, выражающуюся в создании береговой отмели.

Реки, впадающие в озеро, вносят в него свои осадки, образуя часто дельты, достигающие иногда значительных размеров (дельты Волги, Терека, Селенги, Аму- и Сыр-дарьи, Или и др.). Форма небольших озер может быть сильно изменена такими дельтовыми выносами, причем котловина их может быть даже разделена дельтой пополам (например озера Тунское и Бриенцское). Высчитано, например, что верхний Рейн вносит в Боденское озеро такое количество материала, которое в $12^1/_2$ тыс. лет могло бы заполнить все озеро. Однако Рейн не образует здесь типичной дельты (надводной), промывая в собственных осадках на дне озера глубокую ложбину, почти в 12 *км* длиной. Подобная же ложбина вырыта Роной в Женевском озере. Следовательно, в этих случаях вода рек, более тяжелая (из-за примесей или температуры), чем озерная, скатывается по дну.

Если более грубый озерный и речной аллювий накапливается преимущественно у берегов озера, то более мелкий разносится по всему водоему и осаждается на его дно повсеместно, особенно в более глубоких частях, где меньше движения воды. Благодаря этому, дно озера постепенно выравнивается, и характерные формы первоначального рельефа, обусловленного генезисом котловины, исчезают под мощным слоем осадков. Осадки Аму- и Сыр-дарьи ежегодно повышают дно Арала на 0,5 *мм* в среднем; в Нижнем Люнцском озере (Австрия) за год отлагается около 1 *мм* осадков, а в верхней части Женевского озера — 1 *см*.

В сухих областях существенную роль играют пылевые отложения, дающие, например, на озере Балатон (Венгрия) ежегодно слой в 0,6 *мм*.

Помимо механических осадков нужно отметить химические и органогенные. К химическим принадлежат прежде всего различные соли (см. выше «Соленые озера»). В северных озерах, воды которых относительно богаты железом, часто выпадает в осадок гидроокись железа в виде так называемой *озерной руды*, служащей иногда даже объектом разработки. В озерах, богатых карбонатами, отлагается *озерный мел*, являющийся обычно биохимическим образованием, выделяющимся на стеблях рдестов, на харовых водорослях и некоторых других растениях.

Озера, в которых соль выпадает в осадок, называются *самосадочными*. Процесс садки зависит от метеорологических условий; он продолжается обыкновенно несколько дней, когда температура воды понизится до точки насыщения раствора (рапы) данной солью, или когда летнее испарение унесет большую часть воды. В последнем случае озеро может высохнуть совершенно и превратиться в сплошной солевой пласт. Рапа, т. е. оставшийся после садки раствор, сохраняется в таком случае у самого берега или под слоем новосадки. В большинстве самосадочных озер новосадка не успевает раствориться за год, так что происходит непрерывное накопление соли.

В Кара-Богаз-Голе происходит периодическая садка мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) осенью и зимой, когда температура воды понижается до 5—6° (ноябрь — март). Выпадающая в осадок глауберова соль (мирабилит) волнами выбрасывается на плоские берега, где ее собирают в штабеля вне зоны прибоя. В штабелях соль подвергается естественному выветриванию, теряет кристаллизационную воду и идет в промышленность как сульфат натрия. В последнее время применяется и бассейный способ добычи сульфата.

Органогенными осадками озер являются диатомиты и сапропели.

Диатомиты, отлагающиеся в северных озерах (Кольский полуостров, Норвегия, Шотландия), представляют собою рыхлую горную породу белого цвета, образовавшуюся из кремневых скорлупок диатомовых водорослей. Они имеют промышленное значение (трепел, кизельгур).

Сапропель — буквально «гнилостный ил» — есть отложение озер, богатых планктоном, отмершие остатки которого, отлагаясь на дне, образуют серо-коричневый ил сметанообразной консистенции, так называемую *гиттию*. Уплотнившаяся гиттия современных или древних озер есть сапропель, имеющий богатое применение в химической промышленности. Ископаемые сапропели дают некоторые сорта горючих углей (богхеды, кеннельские угли).

При заболачивании озер (см. выше) образуются различные сорта торфа — тростниковый, осоковый, моховой и др.

Каждая прибрежнорастительная зона отлагает растительные остатки, свойственные ей. При этом происходит повышение дна, чем дается возможность растениям более мелководной зоны поселиться здесь, и таким образом происходит непрерывное надвигание

всех зон на озеро, идущее вслед за постепенным обмелением его. При этом в проточных озерах может усилиться сток, в бессточных возможно временное повышение уровня, которое или вызовет образование стока, или, увеличив площадь озера, усилит испарение. Заносясь реками, мелея от собственных осадков и зарастая, озеро постепенно гибнет (рис. 76), превращаясь в болото, торфяник или — соленые озера — в солончак.

Весь процесс существования озера Форель делит на несколько стадий:

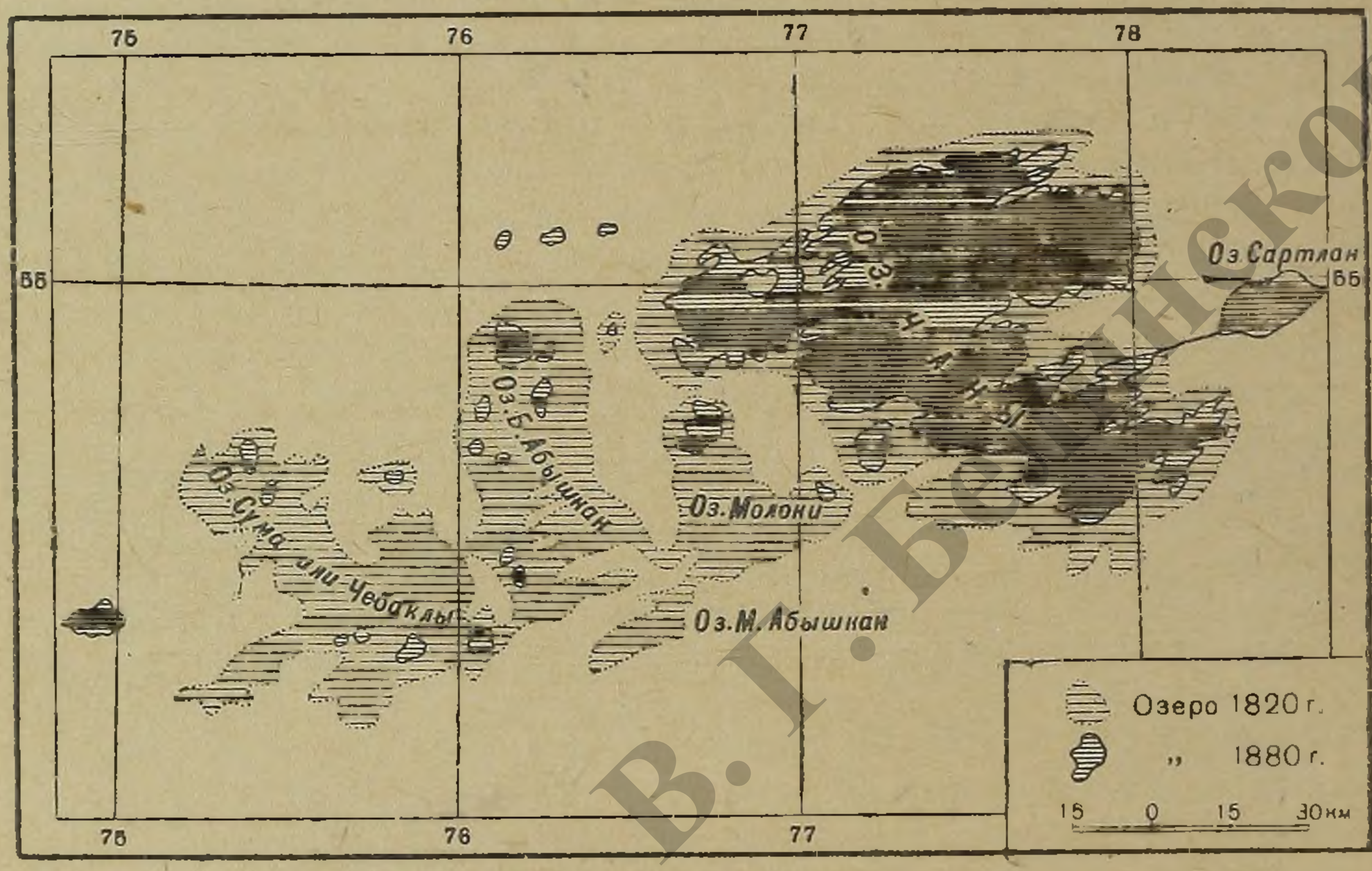


Рис. 76. Усыхание озер Чаны и Абышкана.

1) стадия *юности* — когда первоначальный рельеф котловины еще не изменен озером;

2) стадия *зрелости* — выработана береговая отмель, есть конусы дельт, но неровности дна еще не вполне скрыты отложениями;

3) стадия *старости* — аллювий окончательно выровнял дно озера, непосредственно окруженное отсыпью и склонами дельт;

4) стадия *пруда*[1] — когда центральная донная равнина почти сравнялась с береговыми отмелями, переходя в них непосредственно (склонов отсыпей уже нет). В дальнейшем пруд заселяется надводной растительностью, превращаясь в болото.

Озеро как естественный комплекс. Типы озер.

Озеро, по словам Фореля, есть резко выраженный географический индивидуум, во всех отношениях отличающийся от окружающей природы, внутренне единый благодаря взаимной обусловленности всех происходящих в нем процессов.

[1] Название «пруд» здесь применяется условно к обмелевшим озерам, а не к искусственным водоемам, как обычно.

ОУНБ им. В.І. Боковского

Питательные вещества, растворенные в озерной воде, поглощаются планктонной и прибрежной флорой (в некоторой степени, по-видимому, и фауной). Поэтому растительность озера называют иногда первичной продукцией его. Флора, частью непосредственно, главным же образом в виде растительного детрита, входя в состав ила, идет в пищу литоральной, планктонной и бентотической фауне, образующей так называемую промежуточную продукцию и составляющей пищу рыб («конечной продукции» озера). Трупы рыб и других животных разлагаются, при участии бактерий, иногда до полной минерализации. Таким образом осуществляется круговорот материи в озере. Круговорот этот не замкнут, так как притоки вносят в озеро новые вещества, человек извлекает из озера часть рыб, а иногда и солей и прибрежной растительности, с другой стороны, хозяйственными отбросами загрязняя озеро, т. е. вводя в него различные соединения, преимущественно органические.

Так как все виды входящей в этот круговорот материи несут определенные количества энергии, то мы можем говорить *о материально-энергетическом круговороте*.

Круговорот материи в озере определяет его единство, цельность. Характер этого круговорота обусловливается п е р в и ч н ы м и ф а к т о р а м и: геологическим строением местности, географическим положением и высотой, особенностями котловины озера и др. Все эти основные факторы действуют, конечно, не отдельно, а совместно.

Процессы круговорота вещества, основывающиеся на первичных факторах, дают базу для классификации озер, охватывающей все важнейшие стороны их природы. Основное разделение озер на пресные и соленые не нуждается в особых пояснениях. Нужно подчеркнуть только, что различие в химизме воды отражается и на всем органическом населении озера, которое тем сильнее будет отличаться от пресноводного, чем солонее озеро, и на характере осадков, отлагаемых озером, а также на форме угасания озера. Таким образом, основное отличие в составе и количестве солей, растворенных в воде озера, сказывается решающим образом и на всех остальных звеньях круговорота веществ в нем.

Пресные озера делятся Т и н е м а н о м на озера с прозрачной водой и озера с коричневой водой.

1. О з е р а п р о з р а ч н о й в о д ы характеризуются бесцветной водой, бедной гуминовыми веществами. Здесь различают 2 типа:

1. *Олиготрофный*, или субальпийский, тип — вода бедна питательными веществами, бедна фитопланктоном, кислород равномерно насыщает всю толщу воды; ил беден органическим веществом. Сюда относятся озера — Женевское, Боденское, Байкал и др.

2. *Эвтрофный*, или балтийский, тип — вода озер богата питательными веществами, отсюда — богатство и фитопланктоном; вода имеет желтоватый оттенок, летом в глубоких озерах этого типа всегда существует резкое кислородное расслоение с параллелизмом температурной и кислородной стратификации, что обусловлено распределением планктона; подо льдом в мелких озерах кислород у дна исчезает; гнилостный ил — гиттия. К этому типу относится большинство

озер Северогерманской низменности и области моренного ландшафта у нас.

II. Озера коричневой воды. Вода желтая или коричневая, бедна известью, богата гуминовыми веществами; ил торфяной. Сюда относится только один тип — 3. *Дистрофные*, или гумусовые озера, характеризующиеся богатством аллохтонным, т. е. принесенным из окрестностей, детритом, состоящим из гумуса в коллоидном виде. Здесь наблюдается резкая кислородная вертикальная стратификация, обусловленная не планктоном, как в эвтрофных озерах, а этими аллохтонными веществами. К этому типу принадлежат мелкие озера таежно-болотной зоны, например, в Скандинавии и в северных частях СССР.

О разделении соленых озер по составу воды уже говорилось выше.

Приведенная классификация, созданная в основном трудами немецкого лимнолога Тинемана и шведского — Наумана, не исчерпывает всех возможных типов; так, например, для альпийских (высокогорных) озер, почти лишенных высшей водной растительности, Науман устанавливает еще четвертый «*ультраолиготрофный*» тип, примером которого может служить Телецкое озеро.

Трудно думать, что этими немногими типами исчерпывается все разнообразие озер на земле. Несомненно, что эта классификация не окончательная и в будущем подвергнется значительным дополнениям и переработке [1].

Тип озера не является чем-то вечным и неизменным. Переходя из одной стадии развития в другую, озеро может изменить и свой тип. Так, молодое олиготрофное озеро может к зрелости перейти в эвтрофное (но может и остаться олиготрофным, смотря по характеру водосборного бассейна). В областях, богатых растворимыми веществами, озеро уже в юности может быть эвтрофным.

Дистрофирование озер (олиготрофных, по преимуществу) происходит при зарастании их мхами в условиях окружения торфяными болотами или кристаллическими массивами, бедными известью. Наоборот, олиготрофное озеро, находящееся в культурной местности, среди полей или рядом с городами, эвтрофируется под влиянием обогащения его вод питательными солями (главным образом нитратами и фосфатами); примером может служить Цюрихское озеро. В старости эвтрофные водоемы переходят в пруд, затем в травяное (осоковое, низинное) болото, дистрофные — в моховое (сфагновое, верховое) болото. На протяжении всего развития озера изменяется и его органическое население.

Граница между пресными и солеными озерами также не является постоянной. Бессточное озеро в сухом климате более или менее быстро засолоняется, так как в него вносятся соли из окружающей почвы; понятно, что процесс пойдет тем быстрее, чем богаче солями горные породы местности. Наоборот, получая сток, соленое озеро

---

[1] В последнее время к 3 основным типам пресных озер Науман добавил еще 4 второстепенных: аргилло-, сидеро-, алкали- и ацидотрофный.

может опреснниться; например, озеро Гусиное в Забайкалье в 50-х годах XIX в. было соленым, теперь оно совершенно пресное. Состав солей в соленом озере также со временем меняется и типы их сменяют друг друга.

Возможен и частичный переход от одного озерного типа к другому. Так, озеро Лугано, принадлежащее к олиготрофному типу, имеет участки эвтрофные; у солоноватоводного Каспия имеются соленые заливы — Кайдак и особенно Кара-Богаз-Гол, вся совокупность условий в которых значительно отличается от главного плёса.

Географическое распространение озер.

Озера встречаются почти повсеместно, в самых разнообразных природных условиях. Однако, распределены они чрезвычайно неравномерно. Наряду с такими районами и местностями, где озера встре-

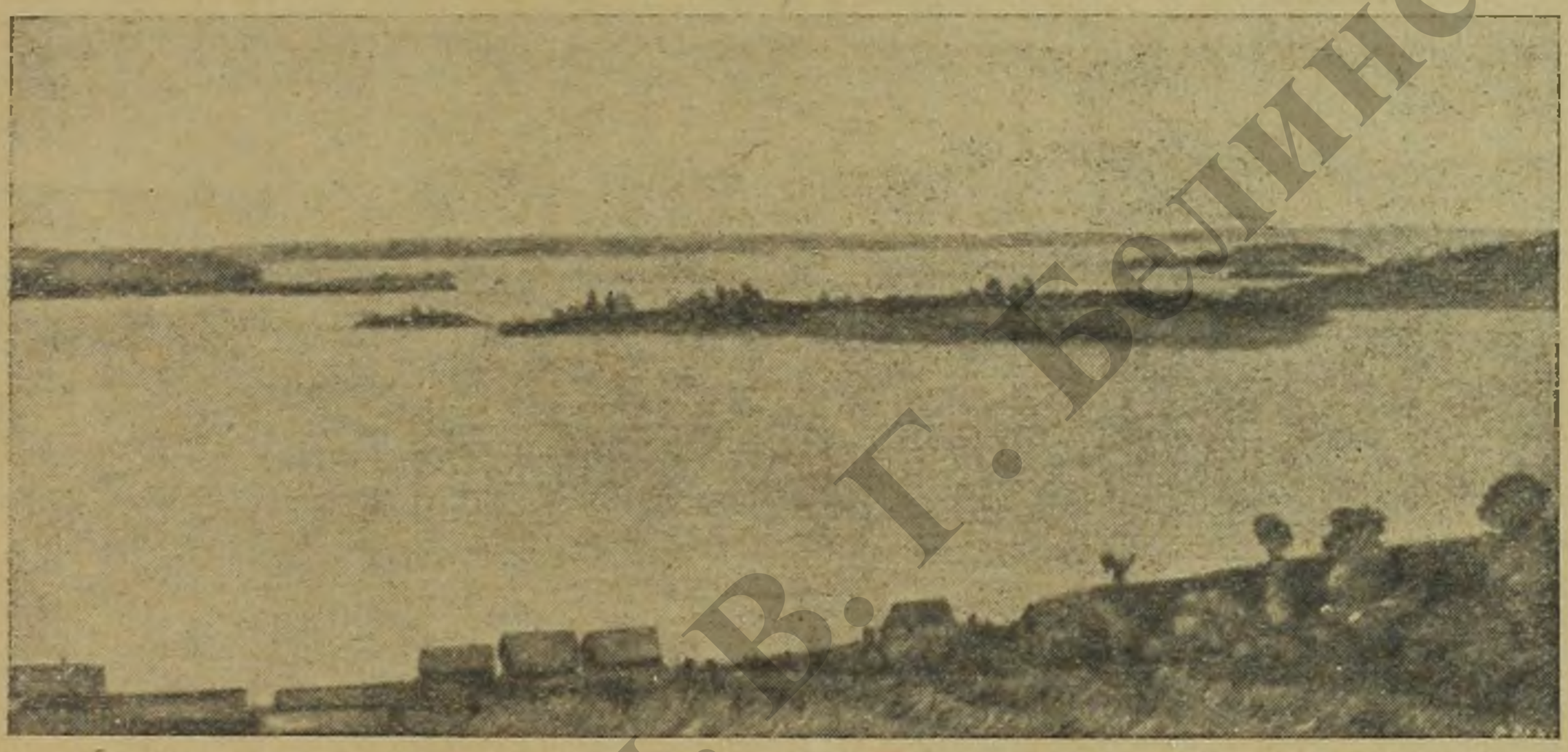


Рис. 77а. Вид озера Селигер.

чаются редко, поодиночке, мы находим скопления их, приуроченные к определенным областям или типам местности.

Если площадь всех озер земного шара, принимаемая за 2,5 млн. *кв. км* не составляет и 2% всей поверхности суши, то в области древнего оледенения в Европе озерность вдвое больше, а в Финляндии, например, в 7 раз больше средней для всей суши.

Озера, принадлежащие к одной области, находятся в более или менее сходных климатических и геологических условиях, котловины их генетически относятся к одному или к немногим типам; поэтому различия между отдельными озерами одной области зависят главным образом от разницы в стадиях развития и от величины озера.

По низким берегам морей протягивается зона прибрежных водоемов, отделенных от моря песчаной или галечниковой пересыпью и представляющих все стадии перехода от открытых заливов моря до замкнутых лагун или лиманов. Эти озера могут быть солеными, солоноватыми или пресными, в зависимости от сообщения с морем и наличия притоков. В большинстве случаев — это небольшие, мелкие бассейны, иногда непостоянных очертаний.

Примерами могут служить такие лиманы, как Хаджибейский и Куяльницкий близ Одессы, Сакское озеро в Крыму и масса других озер Черноморско-Азовского побережья.

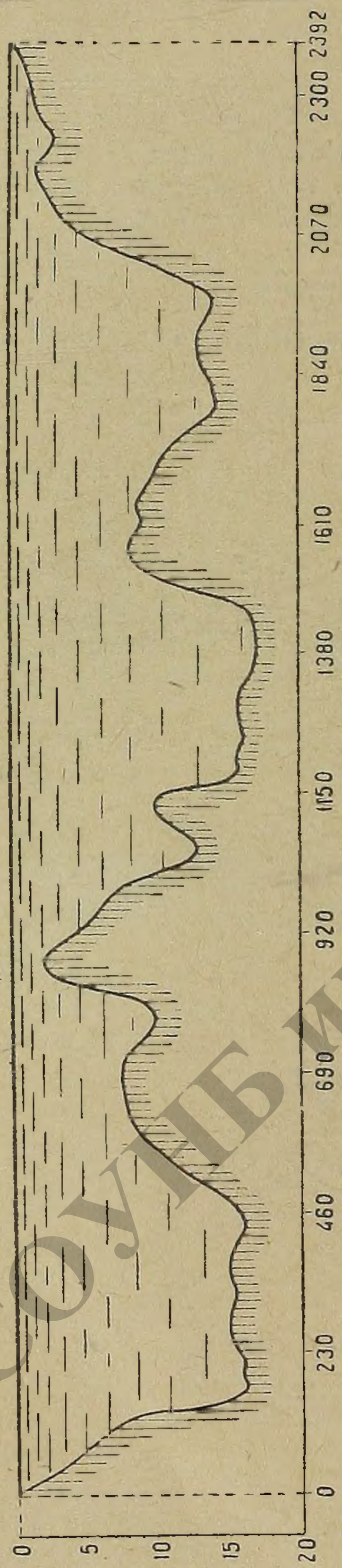


Рис. 776.

Выше уже отмечено богатство озерами областей древнего оледенения. Здесь нужно прежде всего выделить область преобладания ледниковой эрозии (экзарации), куда относится большая часть Фенно-Скандии, Лабрадор и северо-восточная Канада. Озерные котловины, находящиеся здесь во множестве, намечены тектоникой страны и обработаны ледником. Преобладают средние и небольшие озера, но иногда очень глубокие (например, озеро Хорниндальсванд в Норвегии 486 *м* глубины). Смотря по стадии развития, озера здесь олиготрофны или дистрофны. Эта центрально-ледниковая зона окаймляется в Европе и Америке зоной крупных тектонических озер — Ладожское, Онежское, Великие озера Северной Америки, в обработке котловин которых принимал участие и ледник; водоемы в основном олиготрофного типа.

Дальше идет зона периферического оледенения с преобладанием ледниковой аккумуляции и моренными озерами. Впрочем, в этой громадной области, прекрасно выраженной и в Европе и в Америке, много и других типов озерных котловин, например, карстовых, отчасти доледниковых. Озера в этой области распределены чрезвычайно неравномерно, и полосы озерного ландшафта, т. е. местности, богатые озерами, перемежаются с районами, почти лишенными их. Морфологически здесь различают 3 главные группы озер: 1) *лопастные*, с многочисленными плёсами и зали-

вами, часто с островами, дно весьма неровное, напоминает моренный рельеф их окрестностей; 2) *узкие*, длинные, напоминающие зато-

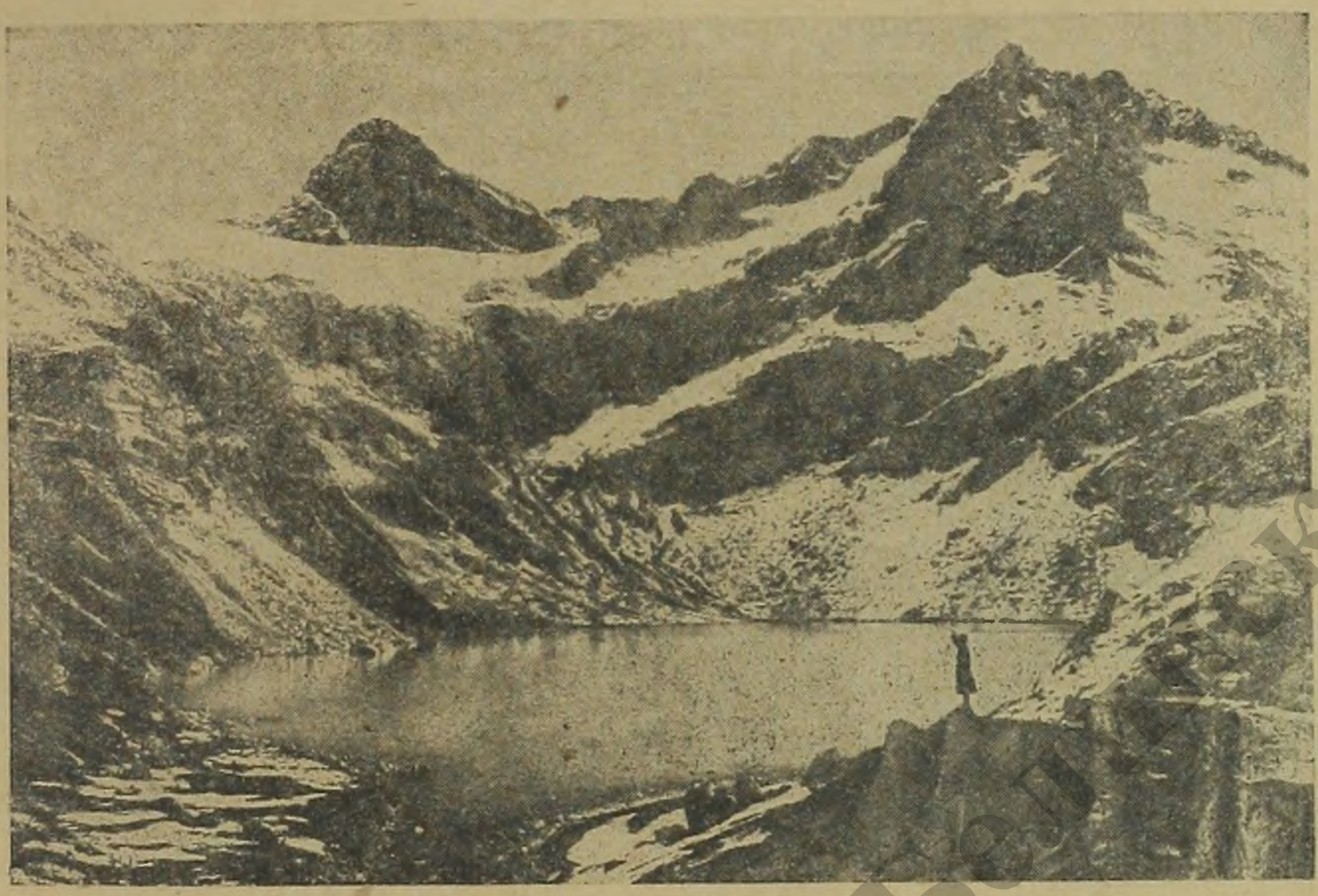


Рис. 78. Горное озеро (Тебердинское на Кавказе).

пленную долину реки (рис. 77); 3) *округлые*, небольшие, но часто глубокие, котловино- или воронкообразные. Котловины озер первой

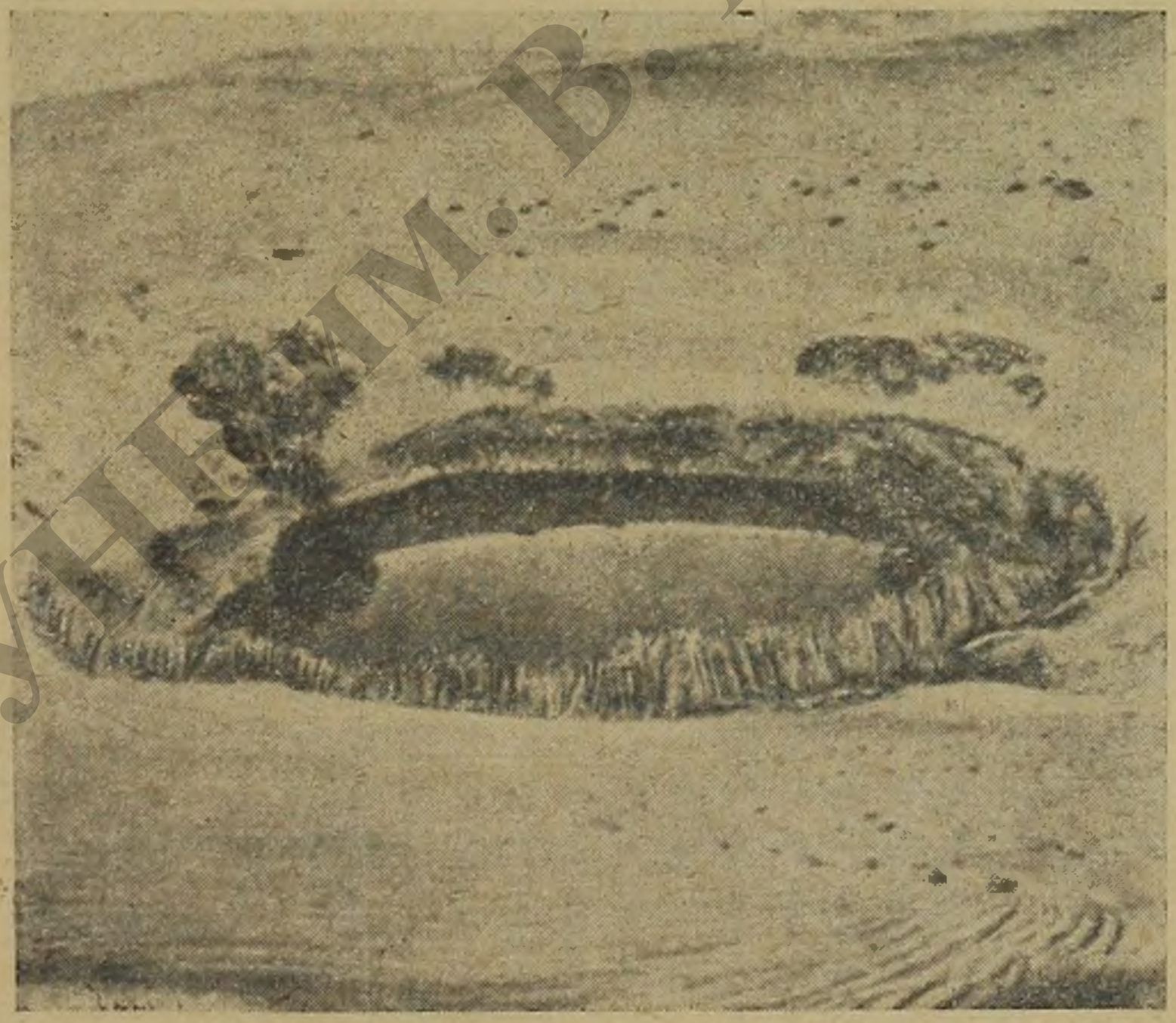


Рис. 79. Озерко среди барханов Сахары.

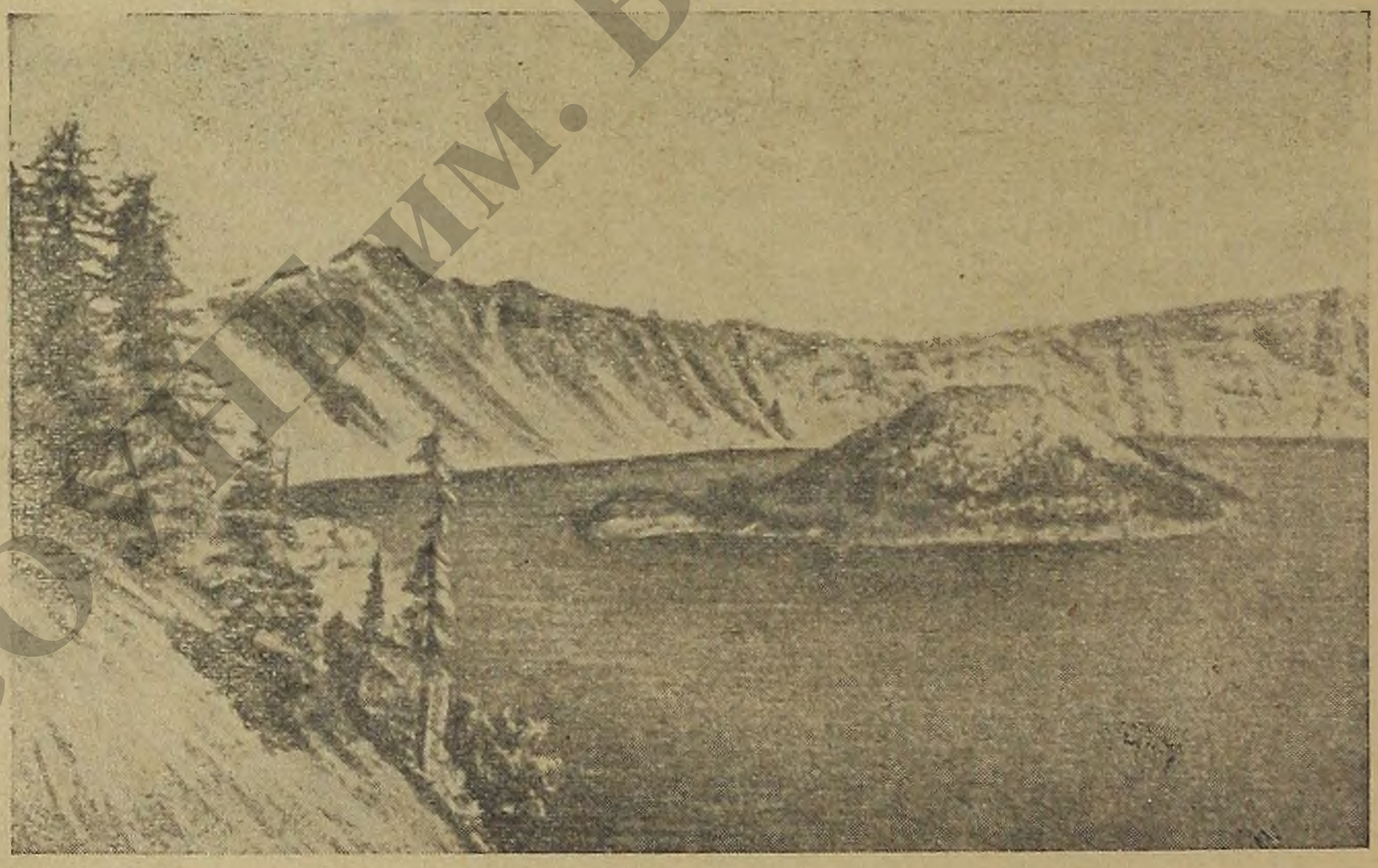
группы представляют собою пониженные участки холмистого моренного рельефа, мало измененные водой; вторая группа является остатками ложбин, промытых ледниковыми водами; озера 3-й группы образовались либо путем эворзии, т. е. занимают котловины, выдол-

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЩЕСТВЕННЫЙ ИМ. В. П. ВЕЛИЧКОГО

бленные падающей с ледника струей воды, либо являются провалами на месте засыпанных кусков мертвого льда.



а



б

Рис. 80. Кратерное озеро: *а* — план; *б* — вид.

Озера моренного ландшафта в настоящее время в большинстве случаев эвтрофны, те же из них, которые лежат среди песчаных рав-

СОУНБ им. В. Г. Белинского

нин, большею частью заболоченных, дистрофны. Эвтрофные озера здесь часто отлагают сапропели значительной мощности, до 30 *м*.

Своеобразный тип озерных областей представляют горы, подвергавшиеся оледенению. Здесь различают прежде всего зоны высокогорных, долинных и краевых озер. *Высокогорные* озера (рис. 78), в большинстве случаев маленькие, относительно глубокие, подчиняются закону вертикальной зональности; так, в восточных Альпах большинство их лежит на высотах от 2000—2500 *м*, выше и ниже количество озер заметно уменьшается. Высота этой зоны различна



Рис. 81а. Карстовое озеро — воронка в Марийской области.

в зависимости от климата, доходя в Гималаях до 5000 *м*, на Новой Зеландии спускаясь до 600 *м*. Сюда принадлежат каровые и вообще ледниковые озера, но могут встречаться и другие, например карстовые.

Долинные и *краевые* (*субальпийские*) озера лежат ниже; котловины их обусловлены частью запрудой долин (мореной, обвалом, осыпью и т. п.), частью тектоническими факторами. Роль древних ледников в их образовании еще окончательно не выяснена. Краевые озера в большинстве случаев олиготрофны, высокогорные — ультраолиготрофны.

Пустынно-степная зона земли включает в себя несколько озерных районов, крупнейшим из которых является Арало-Каспийский; масса озер в этом поясе обусловливается наличием котловин (тектонических, дефляционных и др.) и недостатком влаги, делающим сток невозможным. Тектонические озера, находящиеся здесь, — Каспий, Арал и др. — велики и часто глубоки, дефляционные — мелки (рис. 79). Здесь сконцентрировано большинство соленых

и солоноватоводных озер мира, но есть и пресные. Бессточные районы Северной Америки, Австралии, северной Африки много меньше.

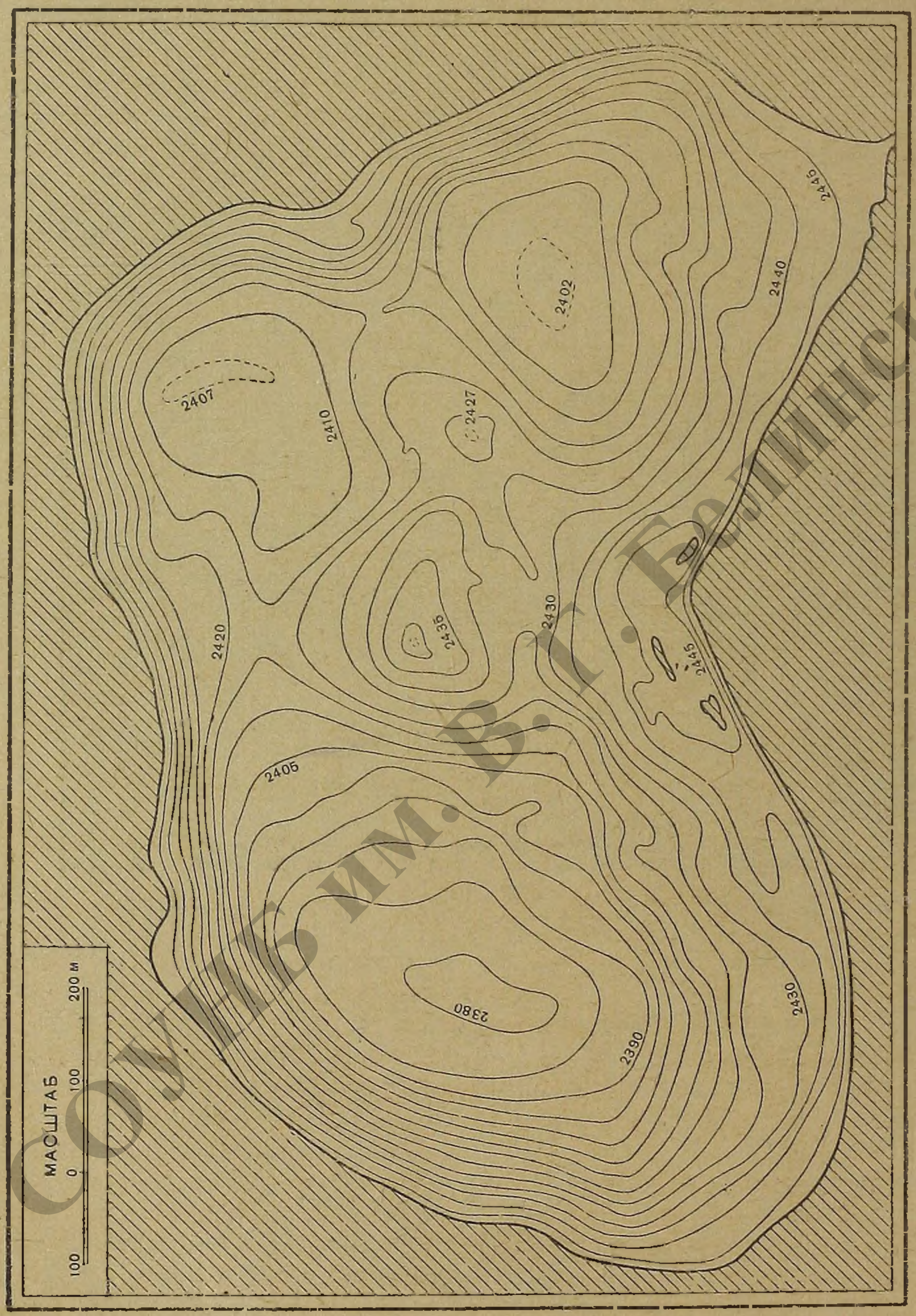


Рис. 81б. Рельеф дна карстового озера (Müttensee, Швейцария). Цифры и соответствующие им изогипсы показывают высоту дна над уровнем океана.

Значительно меньше по площади и разбросаннее вулканические озерные районы. Котловины озер здесь могут быть и в кратерах потухших вулканов (рис. 80 а, б) и в долинах, запруженных лавовым потоком или вулканическим конусом. Озера здесь мо-

гут быть и олиготрофными и эвтрофными (оба типа встречаются в древневулканическом районе Эйфеля в западной Германии) и даже солеными (например в Армении), смотря по климатическим, геологическим и культурным условиям.

Особой озерной областью, не имеющей себе аналогов, является восточноафриканская, где озера располагаются в котловинах тектонического происхождения, представляющих собой по преимуществу систему грабенов. Здесь лежат: такое громадное озеро, как Виктория (66,5 тыс. *кв. км*), такое глубо-

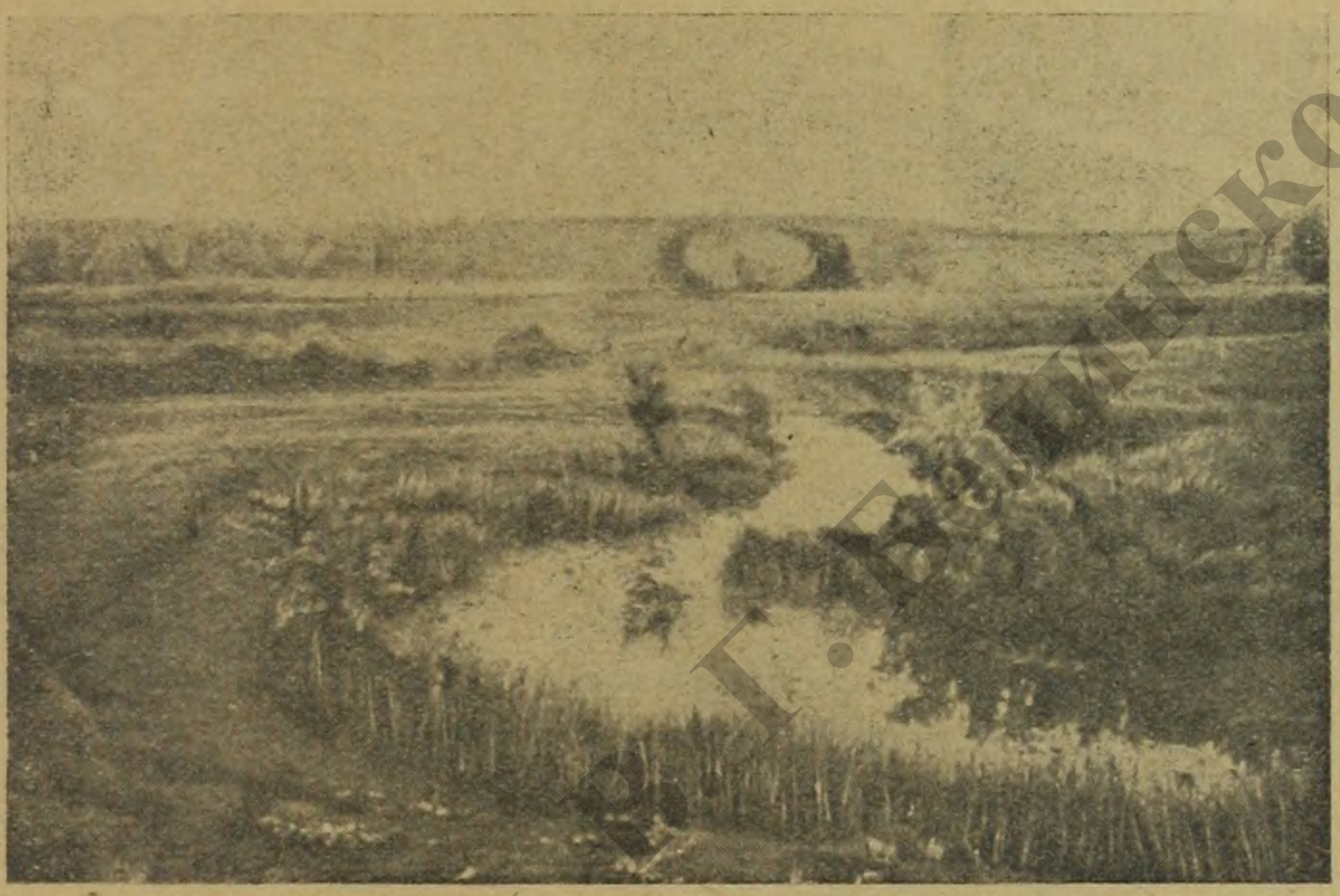


Рис. 82. Старица в долине реки Урала.

чайшее, как Танганьика (глубина 1435 *м*) и целый ряд других. Озера эти еще недостаточно исследованы.

Тектонические по своему происхождению озера встречаются и вне озерных областей, изолированно, например, глубочайшее из всех озер земли Байкал (глубиною 1741 *м*); правда, геологически недавно Байкал представлял лишь одно из многочисленных озер-грабенов, впоследствии большею частью спущенных и занесенных. Байкал, хотя и понизил при этом свой уровень, но уцелел благодаря своей исключительной глубине.

Нужно отметить еще районы карстовых озер (рис. 81 а, б), разбросанные в разных местах земной поверхности, — на Балканском полуострове, в некоторых областях Европейской части СССР (Горьковский край, Ленинградская область и др.).

В поймах больших равнинных рек, а также в дельтах встречается масса мелких озер, образовавшихся из отчленившихся от реки участков ее старого русла (старицы). Они часто имеют характерную удлиненно-изогнутую форму (рис. 82), расположение глубин в них соответствует плёсам реки; гидрологический режим и

органический мир определяются периодическим заливанием полой водой реки; тип чаще эвтрофный.

Подытоживая изложенное, можно заметить, что *озеро тесно связано с характером окружающей его местности*. Связь эта сказывается и в морфологии озерной котловины, и в физико-химических свойствах воды, и в биологии водоема, в характере донных отложений, наконец, в самом ходе развития озера, начиная с образования его и кончая превращением в пруд, болото, солончак и т. п.

Хозяйственное значение озер.

Использование озер в хозяйственных целях весьма разнообразно и связано с типом самого водоема. Здесь нужно отметить: 1) рыболовство, 2) добычу солей, 3) использование озер как водных путей, 4) как источников водоснабжения, 5) как энергетических резервуаров для гидроустановок, 6) добычу сапропелей, 7) использование лечебных свойств некоторых озерных илов («грязей») и др.

Для рациональной эксплоатации озер необходимо их комплексное исследование, выясняющее все важнейшие стороны природы озера в их взаимосвязи, так как только такое исследование может обеспечить отсутствие нежелательных последствий нашего вмешательства в режим озера (истощения его рыбных или солевых запасов, загрязнения и т. п.).

Используя озеро тем или иным способом, человек прямо или косвенно изменяет его — повышает уровень, спускает в него сточные воды, чем способствует эвтрофированию, извлекает соли, азот (в виде рыбы) и т. д. Изменения эти могут доходить до полного уничтожения озера, спуска его. С другой стороны, человек сам создает новые озера там, где они ему нужны, как водохранилища, например, озеро-пруд в Магнитогорске, на Днепрогэсе (площадью свыше 120 *кв. км*). Проект Большой Волги предусматривает создание у Камышина водоема в 6220 *кв. км*, т. е. больше озера Венер. В связи с этим перед советской лимнологией ставятся новые задачи — предусмотреть свойства будущих водоемов и возможные формы их побочного использования.

В заключение приведем таблицу площадей и наибольших глубин крупнейших озер земного шара.

Крупнейшие озера.

	Площадь в *кв. км*	Наибольшая глубина в *м*		Площадь в *кв. км.*	Наибольшая глубина в *м*
Каспийское	436 340	1098	Б. Невольничье . .	30 000	140
Верхнее	83 627	307	Чад	27 000	8
Виктория-Ньянца .	66 500	82	Ньясса	26 500	900
Аральское	64 490	68	Эри	24 586	62
Мичиган	61 906	263	Виннипег	24 500	20
Гурон	61 340	274	Онтарио	19 823	225
Байкал	34 140	1741	Балхаш	18 740	23
Б. Медвежье	31 500	90	Ладожское	18 724	223
Танганьика	31 450	1435	Маракаибо	16 360	250

ГОУНБ им. Е. Белинского

ОГЛАВЛЕНИЕ.

Стр.

Предисловие 3

XI. *Атмосфера и климат* 5

Понятие о строении атмосферы и составе воздуха. . . . . —
Освещение и нагревание поверхности земли. 11
Изменение температуры с высотой 20
Географическое распределение температуры 24
Суточные и годовые изменения температуры и распределение годовых амплитуд 37
Температурные зоны 43
Атмосферное давление и схема общей циркуляции атмосферы. 47
Периодические изменения атмосферного давления 56
Циклоны и антициклоны . . . . . —
Муссоны 65
Распределение ветров в январе и июле 66
Местные ветры 68
Атмосферные осадки и влажность 70
Распределение атмосферных осадков на земном шаре 78
Распределение осадков по временам года 85
Климатические провинции 88
Изменение климата в историческую и доисторическую эпохи. Причины ледниковой эпохи 103

XII. *Деструкционные процессы* 114

XIII. *Подземные воды* 118

Теории происхождения подземных вод . . . . . —
Различные состояния воды в горных породах 124
Водопроницаемость горных пород и движение капиллярной воды 125
Залегание и колебание уровня подземных вод 126
Источники 130
Циркуляция вод в плотных трещиноватых породах 134

XIV. *Карстовый ландшафт* 138

Цикл развития карста 144
Пещеры 146

XV. *Реки* 151

Скорость течения, питание и режим рек . . . . . —
Климатическая классификация рек 156
Работа текучей воды. 159
Профиль равновесия, или кривая нормального падения. . . . 162
Примеры эрозионной работы воды 164
Боковая эрозия реки 167
Отклонение рек и асимметрия склонов речных долин 169
Аккумуляционная деятельность реки 171
Борьба за водораздел и захват рекою вод другой реки 173
Постоянные точки реки 175

ОУНБ им. Г. Белинского

Стр.

Цикл эрозии и общие результаты работы реки 176
Речные террасы 180
Классификация речных долин по их происхождению 182
Речная система и бассейн. Главная река и притоки. Распределение рек на земном шаре. Характерные особенности рек разных частей света 184

XVI. *Ледники* 189

Классификация ледников 191
Распространение ледников 193
Работа ледника 195
Область отложений ледника 198
Результаты четвертичного оледенения 199

XVII. *Ландшафт пустынь и деятельность ветра* 204

Классификация пустынь 208
Эоловая аккумуляция 209
Лёсс и его происхождение 210

XVIII. *Озера* 213

Генезис котловины . . . . . —
Водная масса 216
Озерная гидравлика 219
Морфология береговой области озера 221
Физические особенности озерной воды 222
Состав озерной воды 226
Биологические особенности озер 229
Развитие озера. Донные отложения 232
Озеро как естественный комплекс. Типы озер 234
Географическое распространение озер 237
Хозяйственное значение озер 244

4940
БИБЛИОТЕКА
ИНСТИТУТА ИСТОРИИ, ЯЗЫКА И ЛИТЕРАТУРЫ
г. Ижевск, Удмуртской АССР
Инв. № 1286
Республиканская
ЦЕНТРАЛЬНАЯ
БИБЛИОТЕКА
гор. Ижевск, УАССР
СОУНБ им. В. Г. Белинского

Отв. редактор И. С. Кулешов.
Редактор изд-ва В. М. Шапиро.
Техн. редактор О. В. Новосёлова.

Сдано в набор 2/X 1936 г. Подписано к печати 27/XII 1936 г. Формат бумаги 62 × 94¹/₁₆. Бумага типогр. им. А. М. Горького. Тираж 20000. Печ. л. 45¹/₂. Бум. л. 7³/₄. Авт. л. 48³/₄. В 1 бум. л. 97 60 печ. зн.

Цена 2 р. 80 к. Переплет 1 р. 00 к.

Уполном. № 1130. 5-3. Заказ № 607.
3 типо-лит. Главполиграфа № 5-3 2574.

За[illegible] типография ОГИЗа РСФСР треста «Полиграфкнига» «Печатный [illegible]» им. А. М. Горького. Москва, Гиляровского, 39.

РГБ
РОУНБ им. В. Г. Белинского

ОУНБ им. В. Г. Белинского

ОУНБ им. В. Г. Белинского

Цена 3 р. 85 к.

9, 251