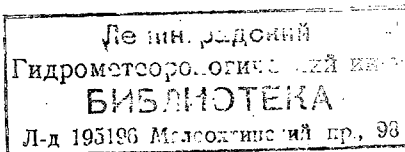


Б. П. Алисов,
Б. В. Полтараус

КЛИМАТОЛОГИЯ

*Издание второе,
переработанное и дополненное*

*Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника
для студентов географических факультетов
университетов,
специализирующихся по метеорологии и климатологии*



*Издательство
Московского университета
1974*

248797

УДК 551.58

Рецензент:
кафедра метеорологии
и климатологии географического факультета
Латвийского государственного университета

60002—087
А 077/02—74 185—74

© Издательство Московского университета, 1974 г.

Предисловие

Авторы при написании учебника «Климатология» преследовали три основные задачи: 1) дать ясное физическое представление о климатообразующих процессах общего и местного значения; 2) рассмотреть типовые особенности климата, формирующиеся под действием существующих географических условий: зональных особенностей радиационного режима, современного распределения материков и океанов, циркуляции атмосферы и океанических течений и поставить их в связь с динамикой географических ландшафтов (формированием растительно-почвенного покрова и эрозией горных пород); 3) осветить состояние вопроса об изменениях климата Земли и отдельных ее частей как в историческое время, так и в геологическом прошлом.

Авторы исходят из того положения, что климатология, будучи теснейшим образом связана с географией и во многом используя ее методы, является в то же время одним из разделов метеорологии, изучающим закономерности многолетнего режима атмосферных процессов и их географическое распределение. В курсе климатологии методически нецелесообразно возвращаться к изложению основных понятий метеорологии, которые уже должны быть известны студентам, приступающим к изучению климатологии.

В настоящем издании учебника внесены значительные изменения и необходимые дополнения по сравнению с изданием 1962 г.

В данной книге не излагаются методы климатологической обработки метеорологических наблюдений, так как последние составляют предмет специального практикума, предусмотренного учебным планом климатологической специальности на географических факультетах.

Главы 1, 3, 6 и 7 написаны Б. П. Алисовым, главы 2, 4, 5, 8, 9 и 10 — Б. В. Полтараусом.

В главах 6 и 7 выделение и анализ адвективных особенностей погоды для различных типов климата произведены В. Н. Сорокиной.

ВВОДНЫЕ ПОНЯТИЯ

Основным содержанием климатологии является изучение географических закономерностей в приходе-расходе лучистой энергии и теплообмене земной поверхности с атмосферой на земном шаре в целом и в отдельных его областях. В климатологии уделяется также внимание связи метеорологического режима с космическими факторами, главным образом с колебаниями солнечной активности.

Климатология служит связующим звеном между метеорологией и географией. В географии климатология занимает одно из первых мест, поскольку атмосферные процессы определяют ход многих явлений на земной поверхности, в том числе и биологических. Не менее важен климатологический аспект в метеорологии, т. е. изучение влияния географических условий на ход процессов в атмосфере. Этим обеспечивается необходимая полнота теоретического изучения метеорологических процессов и явлений, эффективность их практического использования.

Климат в широком смысле можно определить как совокупность всех внешних воздействий на земную поверхность — радиационных, гидротермических, механических. В более узком значении климат понимается как одна из физико-географических характеристик местности, как зависящей от географического положения многолетний режим солнечной радиации, земного излучения, температуры воздуха и почвы, увлажнения и ветра.

Особенности климатического режима определяются географической широтой и высотой над уровнем моря, циркуляцией атмосферы и характером земной поверхности. Географическая широта, высота над уровнем моря и характер поверхности представляют неизменно действующие факторы. Циркуляция атмосферы определяет многолетний режим погоды, отличающийся изменчивостью и контрастностью своих воздействий на природу и деятельность человека.

В понятие климата входят неразрывно связанные с ним микроклиматические, т. е. узкоместные, особенности режима инсоляции, температуры воздуха и почвы, испарения — особенности, вызываемые формой и экспозицией рельефа, характером растительности, типом почвы, искусственными сооружениями и др. Микроклимати-

ческие особенности имеют большое практическое значение в различных отраслях народного хозяйства. Они существенным образом могут влиять на скорость снеготаяния, интенсивность ночных заморозков, продолжительность фаз развития растений и др. Микроклиматические особенности являются необходимой характеристикой климата каждой местности — без микроклимата нет достаточно полного представления и о климате.

Основным источником данных о климате служит регулярно работающая сеть метеорологических станций, ведущих наблюдения над ходом температуры, влажности и других метеорологических элементов, а также над различными явлениями погоды. Обработанные соответствующим образом результаты сетевых наблюдений публикуются в климатических справочниках и атласах. Задача климатологической обработки материала наблюдений заключается: 1) в вычислении средних многолетних значений по отдельным метеорологическим элементам; 2) в исследовании режима, периодических сезонных и суточных изменений этих элементов; 3) в изучении их непериодических колебаний в зависимости от меняющихся условий погоды.

Средние данные по элементам имеют широкое применение. Они применяются для картографирования климата, что в свою очередь служит основой для вывода пространственных закономерностей и для исследования генезиса климата.

Однако не следует средним многолетним величинам придавать значение каких-то жестких климатических норм, так как данные за отдельные годы в большинстве случаев заметно (а иногда и очень существенно) отличаются от средних за многолетний период. Колебания метеорологического режима в отдельные годы есть явление вполне закономерное, составляющее одну из важнейших особенностей климата вообще.

Для сравнения климатических данных между собой необходимо, чтобы они относились к одному и тому же периоду лет, так как изменчивость режима погоды внутри многолетнего периода вносит большую неоднородность в материал наблюдений метеорологической сети. Так, например, средняя температура воздуха в Москве в январе 1949 г. была $-3,8^{\circ}$, а в 1950 — 18° . В целях устранения этой неоднородности климатические данные всех станций в справочниках приводятся к одному многолетнему периоду. Приведение к многолетнему периоду основано на сравнении материала станций с малым числом лет наблюдений, с результатами близких и находящихся, по возможности, в том же физико-географическом районе многолетних станций и вычислении соответствующих поправок. Насколько целесообразно может быть приведение к многолетнему периоду, видно из следующего примера.

	Спаская опытная станция	Температура воздуха	
		январь	февраль
За период 1915—1930 гг.		$-12,1^{\circ}$	$-14,3^{\circ}$
За период 1881—1930 гг. (приведено по Казани)		$-13,6^{\circ}$	$-13,5^{\circ}$

Оказывается, что в многолетнем выводе январь в данном районе не теплее февраля, как это можно было бы заключить из 15-летних наблюдений.

Средние многолетние показатели климата можно рассматривать как суммарные характеристики (в годовом, сезонном, месячном аспекте) — суммы радиации, суммы температур, суммы выпавших осадков, которые не дают еще четкого представления о погодной структуре климатического режима в данном районе, о сменяющих друг друга неперiodических потеплениях и похолоданиях, связанных с процессом циркуляции атмосферы. Для изучения погодной структуры климата необходим анализ ежедневных метеорологических и синоптических данных. Приводим в качестве примера адвективные (обусловленные циркуляцией атмосферы) типы погоды в Ленинграде (табл. 1).

Кроме прямых данных, получаемых путем наблюдений метеорологических станций, в природе существует ряд косвенных показателей климата — речная сеть, растительность, тип почвы и др. Густота речной сети и режим рек во многом зависят от климатических условий. В областях, отличающихся достаточным увлажнением, крупные реки имеют большое количество притоков, густой сетью покрывающих водосборный бассейн. Реки, протекающие в засушливых областях, иногда совсем не имеют притоков, как, например, Амударья и Сырдарья в среднем и нижнем течении. Время половодья в реках во многом зависит от особенностей годового распределения осадков. Например, реки Дальнего Востока имеют половодье летом, в период муссонных дождей.

Не менее ярко отражается климатический режим в растительно-почвенном покрове: зональные изменения в типе растительности (тундра, лес, степь, пустыни, тропический лес) есть результат зональных изменений климата. Не только зональная, но и незональная смена типа растительности (например, в горах) часто свидетельствует об изменении климата.

Косвенными показателями климата могут служить некоторые особенности в химическом составе растений: увеличение белков в пшенице говорит о повышенной сухости климата. То же нужно сказать и о количестве экстрактивных веществ и сахара в винограде и др. Видовые особенности местной фауны также нередко являются показателями климатического режима.

Климат не остается постоянным и претерпевает вековые изменения. Изменение климата Земли хорошо обнаруживается при сопоставлении ископаемых остатков органического мира и минеральных отложений прошлых геологических эпох. На протяжении геологической истории, по-видимому, неоднократно имели место длительные, порядка тысячелетий, периоды потеплений и похолоданий, но относительно того, каковы были количественные изменения температуры, влажности, атмосферных осадков и пр., в настоящее время нет полной ясности. Большинство исследователей считает, что эти изменения в целом для Земли не были велики. Менялся

Таблица 1

Адвективные типы погоды в летнем (июнь — август) и зимнем (декабрь — февраль) сезонах в Ленинграде

Типы погоды (июнь — август)	Перенос воздушных масс	Повто- ряе- мость, %	Преобладающие тем- пература и влажность в 13 час	
			°С	%
Очень теплая, уме- ренно сухая	из центральных и южных райо- нов ЕТС слабоградиентные барические поля	60	от 25 до 27	50—60
		40		
Умеренно теплая, умеренно влаж- ная	из центральных и западных районов ЕТС слабоградиентные барические поля	60	от 19 до 24	60—70
		40		
Прохладная, влаж- ная	с Балтийского моря из северных районов ЕТС слабоградиентные барические поля	60	от 12 до 18	65—80
		20		
		20		

Продолжение табл. 1

Типы погоды (декабрь — февраль)	Перенос воздушных масс	Повто- ряе- мость, %	Преобладающие тем- пературы и влажность в 13 час	
			°С	мб
Относительно теп- лая, влажная	с Атлантики через Балтийское море с юго-запада ЕТС	70	от 0 до +2	6—5
		30		
Умеренно холод- ная, умеренно влажная	северо-западные районы ЕТС из центральных и западных районов ЕТС слабоградиентные барические поля	25	от —6 до —2	3—4
		45		
		30		
Холодная, относи- тельно сухая	северные районы ЕТС центральные районы ЕТС слабоградиентные барические поля	20	от —14 до —9	2
		50		
		30		
Очень холодная, сухая	с северо-востока слабоградиентные барические поля	80	от —23 до —18	1—1
		20		

главным образом характер пространственного распределения климатических условий. Более подробно вопрос о климатических изменениях в прошлые геологические эпохи рассматривается в главе 8.

Колебания температуры воздуха и осадков, отмеченные в короткие промежутки времени (порядка десятилетий и короче), нельзя рассматривать как изменение климата той или иной территории — они представляют, как говорилось выше, одну из важнейших особенностей многолетнего метеорологического режима вообще и зависят от пульсаций общей циркуляции атмосферы, связанных с колебаниями солнечной активности и, возможно, от влияния других космических причин.

В некотором отношении может быть изменение климата и искусственным путем (имеется в виду изменение теплового баланса и увлажнения ограниченной территории с помощью искусственных мероприятий). Возможно искусственное изменение теплового режима почвы: рыхление почвы, уменьшая ее теплопроводность, способствует сохранению тепла в слое, где развивается корневая система растений; сохранение тепла и влаги достигается покрытием почвы (мульчированием) бумагой, торфом, сухой травой и т. п. Применяется искусственное ускорение снеготаяния, для чего посыпая снег темным порошком, например золой. Ведется борьба с весенними и осенними заморозками на поверхности почвы путем создания дымовой завесы, уменьшающей эффективное излучение земной поверхности. Наиболее действенными мероприятиями по улучшению климата являются насаждения лесов или, наоборот, их вырубка, осушение болот, создание искусственного орошения. Древесные насаждения уменьшают интенсивность солнечной радиации (под пологом леса), повышают влажность, уменьшают суточные колебания температуры воздуха. Искусственное орошение увлажняет почвы и коренным образом меняет ее тепловой баланс, превращая избыток инсоляции и недостаток осадков в зоне пустынь в благоприятные факторы климата для получения обильных и высококачественных урожаев пшеницы, хлопка, кукурузы, фруктов.

Начало климатологии как науки, основывающейся на точных наблюдениях, следует относить ко времени организации сети метеорологических станций в различных странах — примерно к середине XVIII в. Первыми результатами климатологического обобщения были карты распределения средней температуры воздуха и карты атмосферного давления (Гумбольдт, Дове). В середине XIX в. появляются работы, посвященные описанию климата крупных территорий¹, а позднее и всего земного шара (Ганн, 1883; Воейков, 1884; Кёппен, 1912). В этих работах не только дается описание климата различных стран, но и проводится анализ климатообразующих процессов.

¹ К. С. Веселовский. *Климат Российской империи*, 1854.

В XX в. развитие климатологии быстро идет вперед. Устанавливаются основные зависимости климата от прихода-расхода радиации, региональных особенностей, циркуляции атмосферы и подстилающей поверхности; приводится в стройную систему и публикуется разнообразный материал метеорологических наблюдений; составляются климатические описания и атласы различных стран. В отношении мировой климатографии особенно следует указать на ряд крупных монографий, объединенных в издании Köppen W. und Geiger R., *Handbuch der Klimatologie*, 1930—1936.

Современная климатология со всеми ее разделами представляет обширную науку, базирующуюся, с одной стороны, на изучении многолетнего хода климатообразующих процессов, с другой — на всесторонних географических исследованиях; геоботанических, почвенных, геоморфологических и др.

Практическое значение климатологии очень велико, особенно в сельском хозяйстве. Выбор сельскохозяйственных культур, улучшение существующих и создание новых полезных растений, прогресс агротехники — все это идет параллельно с изучением климата территории. На основе климатических данных производится районирование страны в целях наиболее выгодного размещения отраслей сельскохозяйственного производства (полеводства, животноводства, садоводства, лесоводства и др.), а также разработка и применение приемов агротехники, отвечающих местным климатическим условиям.

Учет климатических условий необходим также при строительстве гидротехнических сооружений. Знание климата нужно для обслуживания авиации: для изыскания авиатрасс, составления аэролоций, строительства аэропортов. Климатические данные используются при эксплуатации железнодорожного и водного транспорта, в строительстве городов, в вопросах здравоохранения, в различных видах промышленности (деревянообделочной, торфяной, табачной и др.).

Большая и ответственная роль климатологии в обслуживании народного хозяйства требует дальнейшего развития исследований и разработки методических вопросов в этой области. В числе актуальных задач, стоящих в настоящее время перед климатологией, особенного внимания требует разработка количественных характеристик влияния местных факторов на климат и методов их картографирования.

*

РАДИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

СОЛЯРНЫЙ КЛИМАТ ЗЕМЛИ

Главнейшим энергетическим источником формирования климата на Земле является Солнце. Оно непрерывно излучает в мировое пространство огромное количество энергии, оцениваемое в $36 \cdot 10^{32}$ эрг/сек. На диск Земли приходится лишь часть этой энергии равная $18 \cdot 10^{23}$ эрг/сек, что эквивалентно $2,6 \cdot 10^{18}$ кал/мин. Годовой же приход солнечной радиации на Землю составляет $1,367 \cdot 10^{24}$ кал. Принимая поперечное сечение земного шара при радиусе $6371 \cdot 10^5$ см равным $1,275 \cdot 10^{18}$ см, можно определить, что поток солнечной радиации приблизительно составляет 1072 ккал/см²год. Вследствие шарообразности Земли на единицу поверхности внешней границы атмосферы в среднем поступает $1/4$ часть (площадь шара в 4 раза больше площади его сечения) от общей величины потока, т. е. около 268 ккал/см²год.

В ряду внешних по отношению к Земле источников энергии можно назвать также излучение звезд и планет, космические лучи, корпускулярное излучение Солнца и т. д. Однако количество энергии, поступающей на Землю от этих источников, по сравнению с солнечной энергией совершенно ничтожно.

Так, тепловая энергия космических лучей оценивается в $5 \cdot 10^{-9}$ кал/см²мин; излучение Луны — в $1,88 \cdot 10^{-5}$ кал/см²мин. Все это только теоретически может сказаться на тепловом режиме Земли, так как дает повышение ее температуры всего лишь на $5 \cdot 10^{-4}$ град. Вместе с тем электрическое и химическое воздействие корпускулярного, а также ультрафиолетового излучения Солнца и космической радиации огромно. Оно имеет большое значение как для ионизации воздуха в земной атмосфере, так и для развития земных биологических процессов.

Ничтожна, сравнительно с солнечной радиацией, климатообразующая роль и внутриземного тепла, выделяющегося в результате распада радиоактивных элементов в земной коре, а также от гравитационного расслоения земных недр. Эти внутренние энергетические источники обуславливают устойчивость геотермического градиента температуры, вследствие которого к поверхности Земли из ее глубинных слоев за год поступает $50-60$ кал/см², что со-

ставляет десятитысячные доли годового прихода солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы и способно повысить температуру поверхности земли всего лишь на $0,1^{\circ}$.

Таким образом, солнечная радиация, поставляющая на Землю свет и тепло, имеет важнейшее значение в генезисе климата и вообще в развитии жизни на Земле. Она представляет основную причину почти всех метеорологических явлений и процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере. Замечательное по своей полноте и глубине высказывание о метеорологической значимости и необходимости изучения лучистой энергии Солнца принадлежит А. И. Воёйкову. Еще в 1884 г. он писал: «Я думаю, что одна из важнейших задач физических наук в настоящее время — ведение прихода-расходной книги солнечного тепла, получаемого земным шаром, с его воздушной и водяной оболочкой. Нам нужно знать: сколько получается солнечного тепла у верхних границ атмосферы, сколько его идет на нагревание атмосферы, на изменение состояния примешанного к ней водяного пара; затем какое количество достигает поверхности суши и вод, какое идет на нагревание различных тел, какое на изменение их состояния из твердого в жидкое и из жидкого в газообразное, на химические реакции, особенно сопряженные с органической жизнью; затем нужно знать, сколько тепла Земля теряет посредством излучения в небесное пространство и как идет эта потеря, т. е. насколько посредством понижения температуры и насколько посредством изменения состояния тел, особенно воды» ([4] стр. 167).

Так, основоположник современной климатологии, далеко заглядывая в будущее, представлял себе проблему изучения прихода-расхода тепловой энергии Солнца, которая и в настоящее время все еще не завершена. Совсем мало изучены электрическое и световое воздействие солнечной радиации и соответствующие характеристики климата, что объясняется отсутствием общепринятой методики и стандартных приборов.

С о л я р н ы й к л и м а т З е м л и определяется распределением лучистой энергии Солнца, поступающей на внешнюю границу земной атмосферы. Мерой солнечного климата является солнечная постоянная, представляющая интенсивность прямой солнечной радиации на внешней границе земной атмосферы. Величина солнечной постоянной зависит, таким образом, от физического состояния Солнца, его излучательной способности и от расстояния между Землей и Солнцем.

Количественное значение солнечной постоянной в настоящее время определяется все еще приближенно путем экстраполяции спектральных наземных измерений прямой солнечной радиации за пределы атмосферы. При этом, конечно, трудно учесть с большой точностью ослабление радиации в атмосфере. Многочисленные измерения и расчеты показывают, что при среднем расстоянии между Землей и Солнцем солнечная постоянная очень близка к $2 \text{ кал/см}^2\text{мин}$. Это ее значение и используют обычно для климато-

логических расчетов солнечной радиации. Международным соглашением 1956 г. в качестве стандартного значения принята величина солнечной постоянной в $1,98 \text{ кал/см}^2\text{мин}$. Однако работа по уточнению этой ключевой величины для понимания солярного климата Земли продолжается. Существенные результаты в этом отношении получены в последнее десятилетие с помощью самолетов, ракет, спутников и других специальных наблюдений. Обобщая эти наблюдения, К. Я. Кондратьев [28] считает, что наиболее достоверной средней величиной солнечной постоянной является $1,94 \text{ кал/см}^2\text{мин}$.

Истинное значение солнечной постоянной в зависимости от изменения расстояния между Землей и Солнцем испытывает некоторые колебания в годовом ходе. Это показано ниже в процентах по отношению к значению солнечной постоянной при среднем расстоянии Земли от Солнца:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
+3,4	+2,8	+1,8	+0,2	-1,5	-2,8	-3,5	-3,1	-1,7	-0,3	+1,6	+2,8

Отсюда видно, что в течение года отклонение интенсивности солнечной радиации на внешней границе атмосферы от средней величины солнечной постоянной не превышает 3,5%. В январе солнечная постоянная на $0,07 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ больше, а в июле на такую же величину меньше, чем при среднем расстоянии между Землей и Солнцем (это расстояние от января к июлю изменяется от 22 949 до 23 731 земных радиусов). Наряду с этим существуют вековые колебания солнечной постоянной, с которыми связывают соответствующие колебания солярного климата. Наконец, не исключены колебания солнечной постоянной изо дня в день в связи с изменением физических процессов на Солнце. Однако как достоверность, так и размер этих колебаний пока неопределенны.

СУТОЧНЫЕ СУММЫ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА ГРАНИЦЕ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Зная численное значение солнечной постоянной, склонение Солнца, а также продолжительность дня на разных широтах, можно рассчитать суточные суммы солнечного тепла, поступающего на верхнюю границу земной атмосферы. Эти суммы обычно рассчитываются на горизонтальную поверхность. Они представлены в табл. 2 для наиболее характерных дней года. Наглядное пространственно-временное изменение суточных сумм радиации на разных широтах при отсутствии атмосферы дает рис. 1. Каждая точка поверхности, изображенной на нем, отстоит от горизонтальной плоскости на расстояние пропорциональное величинам суточных сумм солнечного тепла для соответствующей широты и време-

ни года. Ход суточных сумм солнечной радиации изменяется как с широтой, так и в течение года (см. табл. 2 и рис. 1).

В зоне, близкой к экватору, ограниченной примерно 15° с. и ю. ш., суточные суммы в годовом ходе имеют два максимума и два минимума. На экваторе наибольшие суточные суммы тепла приходится на дни равноденствий. Весенние суммы из-за несколько меньшей удаленности Земли от Солнца оказываются немного больше осенних. Так, в дни равноденствий они на экваторе соответственно равны 923 и 912 кал/см²сут. Из этого следует важный климатологический вывод: поскольку температура воздуха в большой мере определяется приходом солнечного тепла, в особенности в межтропических широтах, то наиболее теплыми месяцами вблизи экватора должны быть март и сентябрь. Причем март должен быть несколько теплее сентября. Этот вывод, как

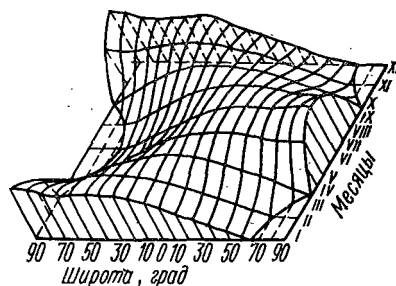


Рис. 1. Годовой ход суточных сумм солнечной радиации на верхней границе атмосферы на разных широтах

Таблица 2

Суточные суммы солнечного тепла на границе земной атмосферы
(в кал/см² при солнечной постоянной $S_0 = 2$ кал/см² мин)

Полушарие	Широта, град.	Дата							
		21/III	6/V	22/VI	8/VIII	23/IX	8/XI	22/XII	4/II
Северное	90	0	796	1110	789	0	0	0	0
	80	160	784	1093	777	158	0	0	0
	70	316	772	1043	765	312	25	0	25
	60	461	834	1009	826	456	150	51	151
	50	593	894	1020	886	586	295	181	298
	40	707	938	1022	929	698	442	327	447
	30	799	958	1005	949	789	581	480	586
	20	867	952	964	944	857	706	624	712
	10	909	921	900	913	898	813	756	820
	0	923	863	814	856	912	897	869	905
Южное	10	909	783	708	776	898	956	962	965
	20	867	680	585	674	857	989	1030	998
	30	799	560	450	555	789	994	1073	1003
	40	707	426	306	422	698	973	1092	982
	50	593	285	170	282	586	929	1089	937
	60	461	144	48	143	456	866	1078	873
	70	316	24	0	24	312	802	1114	809
	80	160	0	0	0	158	814	1167	821
	90	0	0	0	0	0	826	1185	834

правило, подтверждается фактическими данными хода температуры в приэкваториальных районах. Однако нужно иметь в виду, что годовой ход температуры в этих районах, как и в других широтных зонах, зависит не только от инсоляции, но и от особенностей циркуляции атмосферы.

Так как максимумы и минимумы суточных сумм инсоляции в экваториальных широтах разнятся сравнительно мало, то здесь не следует ожидать больших колебаний температуры, что также подтверждается действительностью.

Другой тип годового хода суточных сумм солнечной радиации с одним максимумом и одним минимумом характерен для вне-тропических широт. С увеличением широты разница между максимальными и минимальными суточными суммами инсоляции увеличивается и наибольшей амплитуды их колебания достигают в полярных областях. Здесь, за полярными кругами ($\varphi \geq 66^\circ 33'$), в зимнюю половину года Земля совершенно не облучается, и период непрерывной полярной ночи по мере приближения к Северному полюсу увеличивается до 179 суток.

В летнюю половину года в полярных областях в связи с быстрым увеличением продолжительности дня происходит рост суточных сумм радиации. Уже с середины мая суточные суммы инсоляции на границе атмосферы здесь становятся больше экваториальных сумм. Это преобладание сохраняется до начала августа. В день же летнего солнцестояния Северный полюс получает наибольшую в Северном полушарии суточную сумму солнечного тепла, равную 1110 кал/см^2 и превышающую экваториальную сумму в этот день на 36%.

Таким образом, в соответствии с увеличением годовой амплитуды с широтой в колебаниях суточных сумм инсоляции на верхней границе атмосферы, на земной поверхности следует ожидать аналогичные изменения в колебаниях температуры. Это также в основном подтверждается земной действительностью.

Помимо основного полярного максимума суточных сумм инсоляции в день летнего солнцестояния в широтном ходе сумм солнечного тепла есть второй максимум, равный около $1020 \text{ кал/см}^2\text{сут}$ и расположенный у 40° с. ш. Он объясняется, во-первых, довольно большой высотой Солнца, во-вторых, несколько большей продолжительностью на этой широте самого длинного дня по сравнению с продолжительностью его на $20-30^\circ$ широты (табл. 3). Минимумы суточных сумм инсоляции в день летнего солнцестояния имеют место: основной — вблизи экватора, дополнительный — у 60° с. ш. Первый из них объясняется сравнительно небольшой продолжительностью самого длинного дня (см. табл. 3), а второй — относительно небольшой высотой Солнца над горизонтом. В более высоких широтах высота Солнца становится еще меньше, однако быстро увеличивающаяся продолжительность дня (до 24 час) не только компенсирует, но и перекрывает влияние уменьшения его высоты и создает условия для образования максимума инсоляции.

Таблица 3

Продолжительность самого длинного и самого короткого дня в тропических и умеренных широтах (в час и мин)

Широта, град.	0	10	20	30	40	50	60	65	66,5
Самый длинный день	12,00	12,35	13,13	13,56	14,51	16,09	18,30	21,09	24,00
Самый короткий день	12,00	11,25	10,47	10,04	9,09	7,51	5,30	2,51	0

Из рассмотрения солярных суточных сумм инсоляции, кроме того, следует, что от зимы к лету существенно изменяется разница в облучении полярных и экваториальных широт. Зимой различие в приходе радиационного тепла на этих широтах максимально; летом оно резко уменьшается. В соответствии с этим на Земле следует ожидать аналогичное поведение в годовом ходе градиента температуры экватор — полюс. Зимой этот градиент должен быть велик, а летом мал. Это в свою очередь должно обусловить усиление межширотного обмена воздуха зимой и его ослабление летом.

В Южном полушарии ход и распределение суточных сумм инсоляции за пределами атмосферы аналогичны их ходу и распределению в Северном полушарии. Разница заключается лишь в величинах суточных сумм, которые в летнее время в Южном полушарии больше летних сумм Северного полушария. Таким образом, различия между суточными суммами летней и зимней инсоляции в Южном полушарии более значительны, чем в Северном, и объясняются изменением расстояния между Солнцем и Землей при ее движении по орбите. Поэтому если бы поверхность Земли была однородной, то годовая амплитуда температуры в Южном полушарии была бы больше, чем в Северном. Однако неоднородность земной поверхности — большая океаничность Южного и континентальность Северного полушарий — оказывает обратное влияние на годовую амплитуду приземной температуры воздуха; ее величина в Южной полушарии меньше, чем в Северном (соответственно 5,5 и 13,1°).

ГODOVЫЕ СУММЫ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА ГРАНИЦЕ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Зная величину солнечной постоянной, можно рассчитать не только суточную инсоляцию, но и сумму солнечного тепла, получаемого Землей на любой широте и за любой промежуток времени. Эти расчеты как для целого года, так и для различных астрономических времен года проделал М. Миланкович [190]. Он доказал, что, несмотря на отмеченное выше различие суточных вели-

чин инсоляции, любая широта Северного полушария за свое летнее астрономическое полугодие получает столько радиации, сколько аналогичная широта Южного полушария в течение своего летнего полугодия. То же относится к суммам тепла, поступающего за зимние полугодия. Это выравнивание полугодовых сумм инсоляций по полушариям обусловлено изменением скорости движения Земли при ее вращении вокруг Солнца и, следовательно, неравной продолжительностью астрономических сезонов. Астрономическое лето Северного полушария на 7 дней 14 час длиннее зимы (178 дней 20 час); зима Южного полушария, наоборот, на 7 дней 14 час длиннее лета. Поэтому оба полушария, получают за соответствующие сезоны равные количества тепла, хотя и находятся в различных условиях облучения. Средний приход тепла за день летом в Северном полушарии оказывается меньше, чем в Южном; зимой имеет место обратное соотношение.

Полугодовые и годовые суммы солнечной радиации, а также их изменение с широтой на верхней границе атмосферы для различных широт даны в табл. 4.

Таблица 4

Количество солнечной радиации на верхней границе атмосферы и ее изменение с широтой (в ккал/см² при $S_0 = 2$ ккал/см² мин)

Период (астрономический)	Географическая широта, град.									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Летнее полугодие	160,6	170,0	174,6	174,4	169,7	160,9	149,1	138,7	134,5	133,3
Изменение с широтой	-9,4	-4,6	0,2	4,7	8,8	11,8	10,4	4,2	1,2	
Зимнее полугодие	160,6	146,8	129,0	107,8	84,0	58,7	33,6	13,4	3,3	0,0
Изменение с широтой	13,8	17,8	21,2	23,8	25,3	25,1	20,2	10,1	3,3	
Полный год	321,2	316,8	303,6	282,2	253,7	219,6	182,7	152,1	137,8	133,3
Изменение с широтой	4,4	13,2	21,4	28,5	34,1	36,9	30,6	14,3	4,5	

В летнее полугодие количество тепла, поступающего с солнечными лучами на верхнюю границу атмосферы, по широтам изменяется сравнительно мало. Максимальные суммы полугодовой инсоляции приходятся на тропические районы (между 20 и 30° широты). С увеличением широты количество тепла уменьшается, и полюсы получают за летнее полугодие около 83% солнечной радиации от соответствующей экваториальной суммы.

Зимние полугодовые суммы инсоляции в отличие от летних с возрастанием широты довольно быстро убывают. Наибольшие различия зимних сумм характерны для умеренной зоны. Разница инсоляции особенно велика между широтами 40 и 50°, и 50 и 60°, что является одной из причин, объясняющих наличие на указанных широтах значительных горизонтальных градиентов температуры, с которыми связана активность атмосферной циркуляции.

Разница между летними и зимними суммами инсоляций с увеличением широты быстро растет и максимальной величины достигает на полюсах. Следствием этого является обычно наблюдаемое на земной поверхности увеличение амплитуды годового хода температуры с возрастанием широты.

В годовом выводе полюсы получают около 42% тепла, поступающего к экватору. Вблизи полюсов и экватора изменение годовых сумм радиации сравнительно невелико и оказывается наибольшим в средних широтах, в особенности между 50 и 60° широты. Таким образом, и в годовом выводе в умеренных широтах должно происходить увеличение меридионального градиента температуры и интенсивности соответствующего обмена воздуха, осуществляющегося в результате циклонической деятельности.

Рассмотренное распределение суточных, полугодовых и годовых сумм солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, и характеризует солярный климат Земли, обусловленный астрономическими факторами: высотой, склонением и удаленностью Солнца и географической широтой. Он представляет сравнительно простое, не усложненное Землей, распределение солнечного тепла и имеет большое климатическое значение.

Солярный климат дает тот крайний предел возможных сумм солнечной радиации, которую получала бы земная поверхность при абсолютно прозрачной атмосфере. Вместе с тем он объясняет важнейшие черты в годовом ходе, а также в распределении температуры воздуха и в развитии атмосферной циркуляции на разных широтных зонах земного шара.

ВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ И СОЛЯРНОГО КЛИМАТА ЗЕМЛИ

Интенсивность солнечной радиации на верхней границе атмосферы испытывает медленные, так называемые вековые, колебания. С этими колебаниями солнечной постоянной обычно связывают соответствующие вековые изменения климата, что нашло отражение еще в работах М. В. Ломоносова [29], А. И. Воейкова [19] и др. В дальнейшем при разработке этого вопроса возникла астрономическая гипотеза М. Н. Миланковича [190], объясняющая изменения климата Земли в ее геологическом прошлом.

Вековые колебания солнечной постоянной и солярного климата связаны с медленными изменениями формы и положения земной орбиты, а также ориентировки земной оси в мировом пространстве, обусловленными взаимным притяжением Земли и планет. В результате сложного взаимодействия сил тяготения путь Земли вокруг Солнца представляет собой не неизменный эллипс, а довольно сложную замкнутую кривую. Облучение Земли, следующей по этой кривой, непрерывно изменяется.

В изменении солнечной радиации на Земле выделяют три составляющие вековой периодичности. Первая из них обусловлена изменением формы земной орбиты, определяемой большой полуосью и эксцентриситетом орбиты, от которых зависит удаленность Земли от Солнца, а следовательно, ее облучение. Правда, изменения солнечной радиации, связанные с рассматриваемой периодичностью, невелики. По данным Миланковича, колебания эксцентриситета в пределах от 0,0167 до 0,0051 и от 0,0167 до 0,0475 приводят в первом случае к уменьшению сумм солнечного тепла, рассчитанных для определенной широты за астрономическое лето, зиму и год только на 0,013%, а во втором — к увеличению на 0,099% по сравнению с их современными величинами на этой широте. В настоящее время эксцентриситет земной орбиты равен $1/60 \approx 0,0167$ и ежегодно уменьшается на $4,24 \cdot 10^{-7}$. Полный цикл его изменений в указанных выше пределах совершается в среднем за период, равный 92 000 лет.

Вторая причина периодических изменений в поступлении солнечной радиации связана с изменениями наклона плоскости эклиптики к плоскости экватора. Угол наклона между этими плоскостями значительно меняется со временем, что объясняется действием

Таблица 5

Изменение солнечной радиации летом, зимой и за год (в %) на различных широтах при увеличении угла наклона эклиптики на 1°

Широта, град.	Лето	Зима	Год
0	-0,35	-0,35	-0,35
10	-0,04	-0,69	-0,34
20	+0,26	-1,07	-0,30
30	+0,59	-1,54	-0,22
40	+0,96	-2,17	-0,08
50	+1,41	-3,14	+0,19
60	+2,04	-4,78	+0,78
70	+3,18	-4,64	+2,49
80	+4,02	—	+4,02

на Землю сил притяжения других планет и Луны. Пределами изменения угла являются $21^\circ 58'$ и $24^\circ 36'$, а период, в течение которого совершаются эти изменения, равен около 40 000 лет. Изменения солнечной радиации, связанные с рассматриваемой периодичностью, наиболее результативны. Увеличение угла между плоскостями эклиптики и экватора, т. е. увеличение склонений Солнца, влечет за собой увеличение высоты Солнца над горизонтом летом и уменьшение ее зимой. Поэтому лето становится теплее, а зима холоднее. При этом облучение Земли существенно

но увеличивается в высоких широтах, что отметил еще в 1902 г. А. И. Воейков, а на экваторе оно несколько уменьшается. Так, при увеличении угла наклона эклиптики на 1° годовая сумма радиации на экваторе уменьшается всего лишь на 0,35%, на полюсе она возрастает более чем на 4% (табл. 5).

Таким образом, увеличение угла наклона эклиптики усиливает сезонные, но уменьшает широтные различия в количестве солнечной радиации на Земле. При уменьшении угла наклона эклиптики различия между летними и зимними суммами солнечного тепла уменьшаются, а широтные различия увеличиваются.

Наконец, третьим фактором вековых колебаний солнечной постоянной является изменение ориентировки земной оси в мировом пространстве, обусловленное несовпадением центра Земли вследствие ее сплюснутости с осью притяжения Земля—Луна—Солнце. Перемещаясь ежегодно на $50,3''$, земная ось в конечном итоге описывает в пространстве некоторую коническую поверхность. Это есть так называемое явление лунно-солнечной прецессии, или предварения равноденствий, при котором происходит смещение дат равноденствий на другие дни года. Полный годовой цикл этих смещений при неизменности земной орбиты происходил бы за 26 000 лет, а с учетом возмущающих влияний других планет на движение Земли он совершается за 21 000 лет, т. е. смещение дат равноденствия на один день происходит примерно за 57,5 лет. Это изменение в движении Земли оказывает совсем небольшое влияние на приток радиации.

Все вышеперассмотренные разновеликие колебания солнечной радиации накладываются друг на друга и дают сложный вековой ход изменения солнечной постоянной. обстоятельное изучение векового хода облучения Земли за последние 650 000 лет произвел Миланкович в 1920—1930 гг. для объяснения палеоклиматических изменений климата в четвертичном периоде (см. главу 10).

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Известно, что лучи Солнца, проходя через земную атмосферу, испытывают существенные изменения, ведущие к уменьшению радиации. При этом часть солнечной радиации поглощается и рассеивается атмосферой и облаками, часть отражается от них. Радиация, прошедшая через атмосферу, кроме того, частично отражается и от самой земной поверхности.

Если учесть отражение солнечной радиации от облаков и земной поверхности, а также потерю части рассеянной радиации атмосферой, то окажется, что Земля как планета поглощает примерно 57% радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы. Таким образом, из общего количества поступающего тепла ($268 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$) Землей поглощается около $153 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. Приблизительно $\frac{1}{4}$ часть этого количества поглощается самой земной атмосферой, и прежде всего водяным паром и облаками, находящимися в ней, и $\frac{3}{4}$ (около $115 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$) — непосредственно земной поверхностью.

Солнечное облучение поступает на земную поверхность в виде прямой и рассеянной радиации.

ПРЯМАЯ РАДИАЦИЯ

Количество прямой солнечной радиации и ее распределение по земной поверхности зависят от широты, прозрачности атмосферы и облачности. Суммы солнечной радиации часто вычисляют

только с учетом ослабления ее в безоблачной атмосфере. Они называются возможными, так как зависят от продолжительности теоретического или возможного солнечного сияния на различных широтах и от прозрачности атмосферы. В действительности возможность этих сумм для продолжительных периодов порядка месяца и более в ряде мест исключена, но для теоретических расчетов и сопоставлений они широко применяются (табл. 6).

Таблица 6

Возможная при безоблачном небе прямая солнечная радиация, по данным С. И. Савинова [33] (в ккал/см² при $S_0 = 2$ ккал/см² мин)

Северная широта, град.	Коэффициент прозрачности атмосферы	Март	Июнь	Сентябрь	Декабрь	Полугодие		Год
						летнее	зимнее	
90	0,85	0,2	22,2	0,8	0,0	76,9	0,2	77,1
50	0,75	9,6	19,5	11,1	1,6	96,3	27,5	123,8
0	0,70	17,1	14,5	16,8	15,5	93,6	98,1	191,7

Из табл. 6 видно, что возможная при безоблачном небе солнечная радиация, рассчитанная для земной поверхности с учетом прозрачности атмосферы, существенно меньше, чем на границе атмосферы (см. табл. 4). Разница между солярными полугодовыми и годовыми суммами радиации и соответственными возможными ее суммами составляет около 40%. Таким образом, земная атмосфера ослабляет прямую солнечную радиацию в среднем на 40%. Вместе с тем изменение возможной при безоблачном небе радиации как в годовом ходе, так и с широтой весьма схожи с изменениями солярных сумм солнечного тепла. И в данном случае обнаруживаются весьма большие колебания месячных и полугодовых (летних и зимних) сумм радиации на полюсе; в июне в результате непрерывного дня и большой прозрачности атмосферы радиация на полюсе оказывается наибольшей. На экваторе годовые колебания возможных сумм прямой солнечной радиации невелики; максимумы наблюдаются в месяцы равноденствий, минимумы — в месяцы солнцестояний. В умеренных широтах, в частности на широте 50°, радиация имеет простой ход с одним максимумом и одним минимумом. Обращают на себя внимание сравнительно небольшие различия радиации с широтой в летнее и, наоборот, большие — в зимнее время года. Это также находится в соответствии с закономерностями солярного климата.

Возможные при безоблачном небе суточные (для отдельных дней), месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации для северных широт 40°, 50°, 60°, 70° рассчитал также М. С. Аверкиев [11]. Он учел виртуальный суточный ход коэффициента прозрачности атмосферы и вычислил суммы радиации при разных

коэффициентах прозрачности, приведенных к массе двух атмосфер, для каждой из указанных выше широт. Некоторые результаты этих расчетов даны в табл. 7.

Прозрачность атмосферы оказывает существенное влияние на годовое количество прямой солнечной радиации. Увеличение коэффициента прозрачности атмосферы от 0,70 до 0,85 приводит к возрастанию количества прямой солнечной радиации на широте 40° на 40%, а на широте 70° — на 55%. Таким образом, рост прозрачности атмосферы, обычно отмечающийся с увеличением широты, несколько умеряет уменьшение радиации в этом направлении.

В реальных условиях увеличение прозрачности атмосферы перекрывается влиянием облачности, количество которой в среднем увеличивается с приближением к полярным районам. Исключение представляет Внутренняя Антарктида, отличающаяся большим количеством безоблачных дней. Облачность ослабляет солнечную радиацию не только в результате рассеяния и поглощения, но и вследствие уменьшения продолжительности солнечного сияния. Все это приводит к тому, что действительные суммы прямой солнечной радиации (табл. 8) на земной поверхности существенно отличаются не только от солярной, но и от возможной при безоблачном небе инсоляции.

Таблица 7

Годовое количество прямой солнечной радиации при безоблачном небе на горизонтальную поверхность (в ккал/см² при $S_0 = 2$ ккал/см²мин)

Северная широта, град.	Коэффициент прозрачности			
	0,85	0,80	0,75	0,70
40	186,5	167,8	149,8	132,9
50	155,4	139,8	123,8	109,1
60	126,1	111,2	97,4	85,2
70	100,5	87,8	75,8	65,0

Таблица 8

Суточные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность в дни солнцестояний и равноденствий в разных широтных зонах Северного полушария при средних величинах облачности и прозрачности атмосферы (кал/см²)

Дни	Широтные зоны, град.						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90
21/III	278	323	300	235	169	143	79
22/VI	209	247	314	339	267	231	194
23/IX	247	235	292	267	191	115	41
22/XII	236	234	192	119	52	19	1

Эти суммы в среднем по всем зонам Северного полушария составляют около 30% от соответственных суточных сумм солярного климата (см. табл. 2). Таким образом, средние условия прозрач-

ности и облачности уменьшают поток солнечной радиации на 70%.

Годовые суммы прямой инсоляции на ряде широт, рассчитанные по данным С. И. Савинова [33] с учетом облачности и прозрачности атмосферы, приведены в табл. 9.

Таблица 9

Количество прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность на различных широтах земного шара

Широта, град.	Средняя годовая облач- ность, %	Коэффици- ент про- зрачности	Радиация				Отношение действитель- ной радиации к возможной, %
			возможная		действительная		
			ккал/см² год	%	ккал/см² год	%	
60 с. ш.	61	0,800	108	56	41	50	39
50	58	0,775	132	69	54	66	42
40	50	0,750	152	79	74	90	50
30	44	0,725	168	87	91	111	56
20	42	0,700	179	93	100	122	58
10	48	0,700	188	98	95	116	52
0	56	0,700	192	100	82	100	44
10 ю. ш.	56	0,700	188	98	80	98	44
20	49	0,700	177	92	88	107	51

Облачность уменьшает прямую солнечную радиацию на широте 60° примерно на 60%. На экваторе и в приэкваториальных широтах Южного полушария действительные суммы прямой солнечной радиации из-за значительной облачности оказываются меньше возможных на 57%, т. е. почти так же, как и в умеренных широтах.

В соответствии с распределением облачности наибольший приток прямой солнечной радиации в годовом выводе имеет место не вблизи экватора, что характерно для теоретических сумм (таблицы 4 и 6), а на широтах, близких к тропикам, и особенно в районах внутриконтинентальных тропических пустынь, отличающихся минимальной облачностью.

Итак, действительные количества прямой солнечной радиации, достигающие земной поверхности, значительно меньше расчетных солярных сумм и сумм возможных при безоблачном небе. Кроме того, распределение действительных количеств прямой радиации на земной поверхности существенно усложняется изменчивыми условиями облачности, а также прозрачности атмосферы и отличается от распределения теоретических сумм.

РАССЕЯННАЯ РАДИАЦИЯ

Уменьшение действительного количества прямой радиации по сравнению с возможной при безоблачном небе частично компенсируется притоком рассеянной солнечной радиации. На величину рас-

сеянной радиации оказывают влияние различные факторы: высота солнца над горизонтом, прозрачность атмосферы, содержание и состояние воды в атмосфере, альbedo земной поверхности. Рассеянная радиация увеличивается вместе с ростом прямой радиации, но доля ее в суммарном потоке растет с уменьшением высоты Солнца и прозрачности атмосферы, а также с увеличением облачности. Известно, что в пасмурные дни освещение целиком обусловлено рассеянной радиацией. В дни со средними значениями облачности (около 7 баллов) и в ясные дни (облачность 2 балла) доля рассеянной радиации составляет, по данным С. И. Савинова, соответственно около 43 и 13% от общего прихода солнечной радиации на земную поверхность.

Средние суточные суммы рассеянной радиации, полученные по результатам измерений актинометрических станций, даны в табл. 10.

Таблица 10

Зональное распределение средних за месяц суточных сумм рассеянной радиации на суше Северного полушария (кал/см²)

Месяцы	Широтные зоны, град.							
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—90
I	184	133	90	85	68	44	21	—
II	197	148	110	100	99	90	39	10
III	218	168	135	140	141	142	107	69
IV	224	192	160	170	178	181	178	174
V	216	203	178	188	199	214	245	344
VI	210	215	190	194	204	229	253	340
VII	209	210	187	190	197	217	240	269
VIII	218	197	180	172	169	176	168	165
IX	221	179	155	140	132	121	104	72
X	219	153	130	115	94	78	52	20
XI	200	136	96	85	60	43	20	2
XII	178	125	77	70	52	31	10	—

Сравнивая эти суммы с притоком прямой солнечной радиации в дни соответствующих месяцев (см. табл. 8), можно видеть, что суточный приход рассеянной радиации во многих широтных зонах вполне соизмерим с приходом прямой солнечной радиации. Больше того, в ряде мест земного шара, отличающихся большой облачностью, рассеянная радиация существенно доминирует над приходом прямой солнечной радиации. К таким местам относится полярная область и в значительной степени умеренные широты. Наоборот, в широтной зоне 20—30° суммы рассеянной радиации меньше прямой примерно в 2 раза.

Далее проследим за изменением годовых сумм рассеянной радиации на суше в различных широтных зонах Северного полушария (табл. 11).

Таблица 11

Средние годовые суммы рассеянной радиации на суше
по широтным зонам Северного полушария (ккал/см²)

Широтная зона, град.							
0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—90
75,9	62,8	51,5	50,0	48,5	47,4	43,8	44,5

Таким образом, наиболее обильна рассеянная радиация в приэкваториальной зоне с ее высоким положением Солнца и большой облачностью преимущественно кучевых форм, хорошо рассеивающей солнечную радиацию. С удалением от экватора суммы рассеянной радиации заметно уменьшаются особенно в пределах тропических широт. Так, зона 20—30°, отличающаяся наименьшей облачностью, получает в среднем около 68% от величины радиации в приэкваториальной зоне. Однако в зонах, относящихся к внетропическим широтам, годовой приход рассеянной радиации уже мало изменяется с широтой. Это значит, что влияние уменьшения высоты Солнца на рассеянную радиацию здесь почти полностью компенсируется увеличением облачности с увеличением широты. В высоких широтах на величину рассеянной радиации кроме низкого положения Солнца и разреженной, тонкой облачности влияет также многократное отражение солнечной радиации от снежной поверхности. По расчетам М. С. Аверкиева [14], рассеянная радиация для поверхности, покрытой снегом, увеличивается при пасмурном небе на 68%, а при ясном — на 12% по сравнению с ее величиной для бесснежной поверхности. Именно в результате вышеуказанных причин в Арктике рассеянная радиация может достигать рекордных на земном шаре величин — 1 ккал/см²мин [8]. По тем же причинам велик приток рассеянной радиации в Антарктиде, особенно в периферических ее частях.

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ

Большее значение для климатообразования имеет суммарная радиация — общий приход прямой и рассеянной радиации на горизонтальную поверхность. К сожалению, в настоящее время фактических (измеренных по приборам) данных по суммарной и другим видам солнечной радиации все еще недостаточно для характеристики их географического распределения.

Мировая сеть актинометрических станций насчитывает более 1000 пунктов наблюдения, и особенно быстрое развитие она получила после 1950 г. Распределение станций по земному шару крайне неравномерно. Наибольшая их плотность характерна главным образом для европейских стран, включая СССР, а также для

США и Японии. Совершенно недостаточно данных измерений солнечной радиации для океанических и морских пространств. Наряду с этим использование имеющихся фактических данных затрудняется разнообразием приборов и методов измерений, а также разной продолжительностью наблюдений на актинометрических станциях, для большинства из которых она невелика. Поэтому наиболее длинные ряды наблюдений оказываются неоднородными, а измерения в различных пунктах — не вполне сравнимыми.

Другой путь получения данных о суммарной радиации дают полуэмпирические и эмпирические расчетные методы. В их основе, как правило, лежит связь между суммарной радиацией, с одной стороны, и облачностью или продолжительностью солнечного сияния, — с другой. Наиболее широкое распространение получила зависимость между суммарной радиацией (Q) и облачностью в виде

$$Q = Q_0 [1 - (a + bn)n],$$

где Q_0 — возможная суммарная солнечная радиация при условии безоблачного неба; a и b — коэффициенты, характеризующие задерживающую роль облачности для солнечной радиации. Причем коэффициент a зависит от широты; в умеренных и низких широтах, где водность облаков велика, a равно 0,40—0,41, а в высоких, где облака более или менее разрежены, a равно 0,14—0,15; b — величина практически постоянная и равная 0,38; n — общая облачность в долях единицы.

Величина возможной суммарной солнечной радиации Q_0 в основном зависит от широты места и времени года и определяется обычно по данным наблюдений длиннорядных станций по методу В. Н. Украинцева [37]. Этот метод дает несколько завышенные величины возможной суммарной радиации. Они наблюдаются обычно при наилучших, а не при средних условиях прозрачности атмосферы, а также при наличии некоторого количества облачности, но открытом Солнце. В настоящее время вычислены средние суточные и месячные значения этой радиации для широт кратных 5° Северного и Южного полушарий [15].

Проверка расчета величин радиации по вышеприведенной формуле и по фактическим материалам для отдельных стран и материков показала, что погрешность вычисления многолетних средних месячных величин суммарной радиации составляет 8—10%, а годовых — 3—4%. Большая работа по расчетам суммарной солнечной радиации и других составляющих радиационного и теплового балансов, сделанная в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова под руководством М. И. Будыко, завершилась составлением карт распределения соответствующих годовых и месячных величин, вошедших в Атлас теплового баланса земного шара [1].

Анализируя карты средних годовых (рис. 2) и месячных (рис. 3, 4) величин суммарной радиации, можно установить сле-

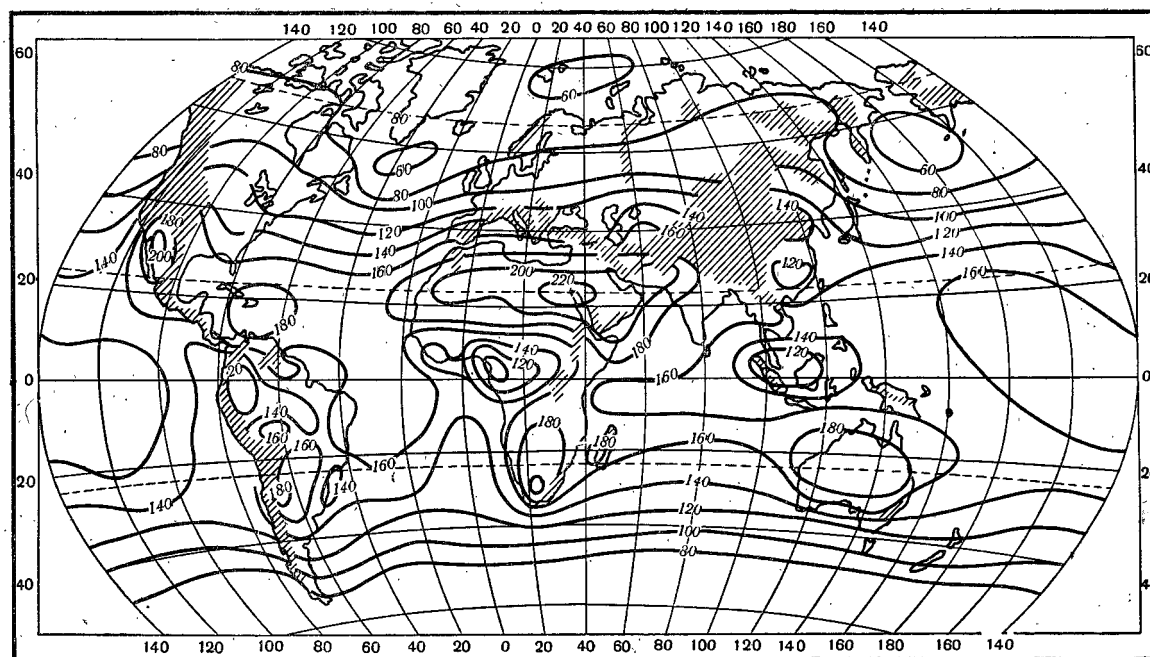


Рис. 2. Суммарная солнечная радиация за год (ккал/см²)

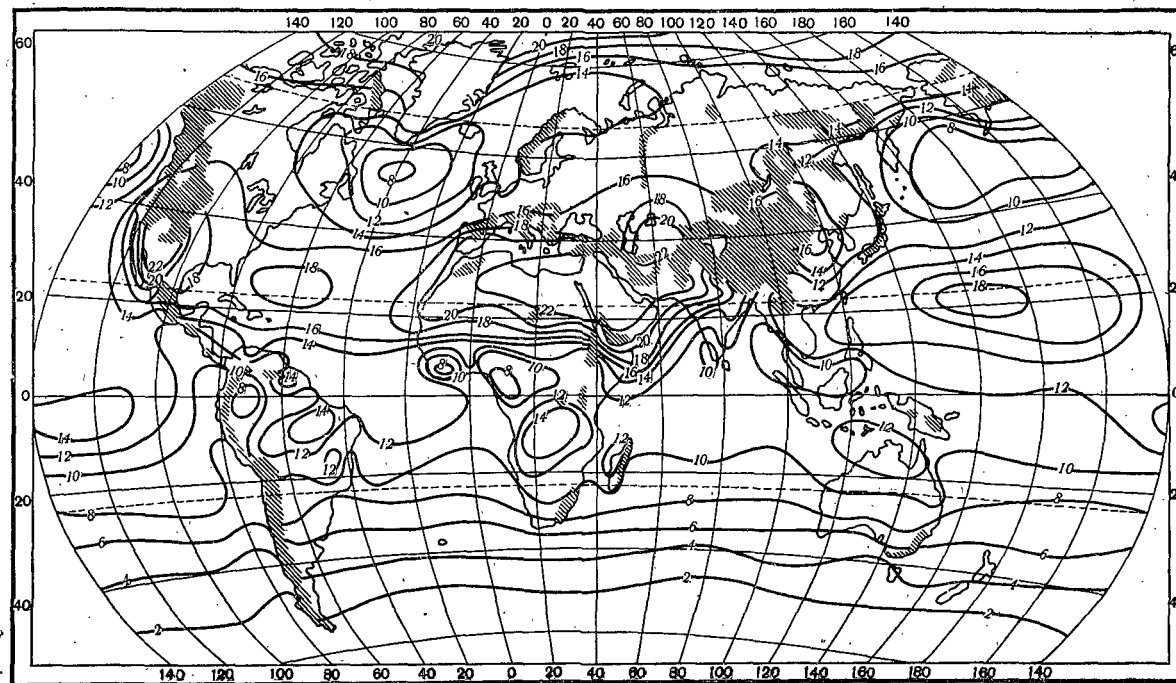


Рис. 3. Суммарная солнечная радиация в июне (ккал/см²)

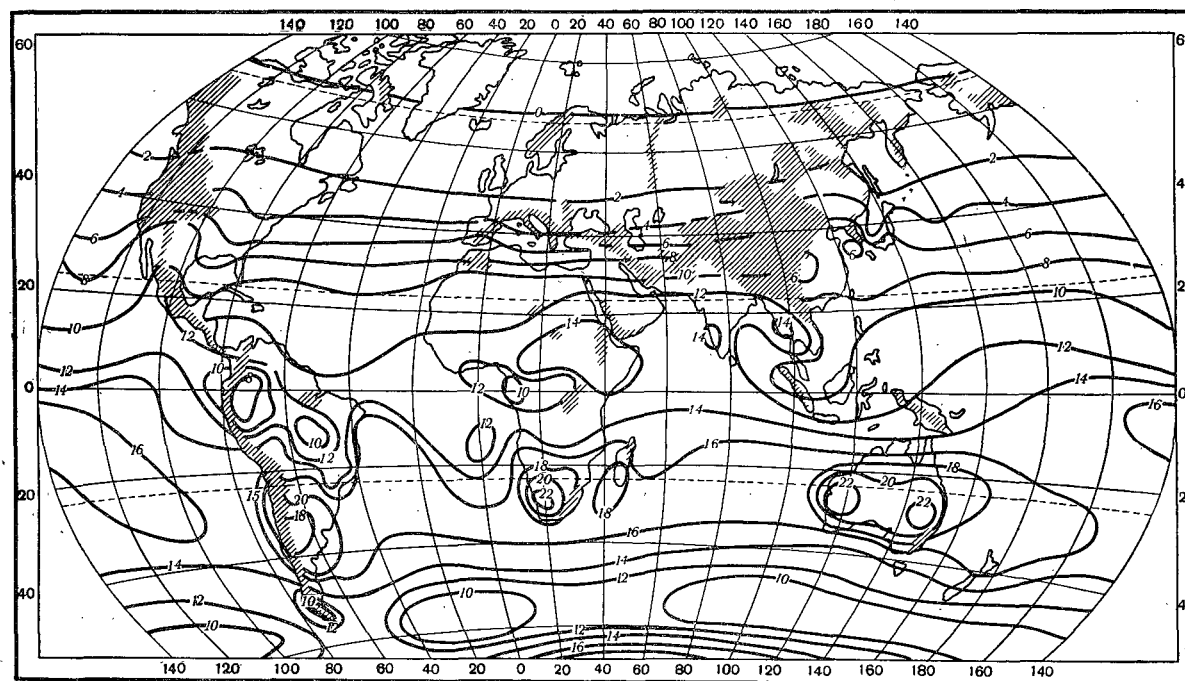


Рис. 4. Суммарная солнечная радиация в декабре (ккал/см²)

дующие основные закономерности ее географического распределения.

Годовые значения суммарной радиации изменяются от 55—60 ккал/см² до величин инсоляции, превышающих 220 ккал/см².

В арктической области годовой приход суммарной радиации колеблется в среднем от 55 до 75 ккал/см² [8]. При этом наименьшее ее количество (менее 60 ккал/см²год) приурочено к району атлантико-европейского сектора Арктики, который отличается интенсивным развитием циклонической деятельности, а потому большой облачностью и самыми низкими (в Арктике) значениями альbedo поверхности. В Антарктиде годовая величина инсоляции из-за большой повторяемости ясных дней и большой прозрачности атмосферы велика (превышает 100—120 ккал/см²год). Это близко к суммам возможной здесь солнечной радиации и примерно соответствует количеству солнечного тепла, получаемого в Северном полушарии степной зоной (табл. 12).

Таблица 12

Средние годовые величины суммарной солнечной радиации по широтным зонам (ккал/см²)

Поверхность	Широтные зоны, град.							Вся Земля
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	
Северное полушарие								
Суша	144	174	192	162	126	94	79	138
Океаны	157	164	156	126	90	68	69	127
Южное полушарие								
Суша	145	167	178	154	108	84	—	138
Океаны	160	160	149	128	88	67	—	127

Районы с повышенным количеством суммарной радиации располагаются вдоль тропиков и хорошо совпадают с субтропическими областями высокого давления Северного и Южного полушарий. Наибольшие величины суммарной радиации приходятся на тропические внутриконтинентальные пустыни и объясняются прежде всего обилием прямой радиации при небольших влажности воздуха и облачности.

Распределение годовых сумм радиации в субтропических, умеренных и высоких широтах в основном имеет зональный характер, который существенно нарушается в низких широтах. Здесь наряду с большими величинами суммарной радиации (200—220 ккал/см²год) в районах внутриконтинентальных тропических пустынь имеют место сравнительно небольшие ее количества (120—160 ккал/см²год), приуроченные к муссонным районам и местам,

отличающимся большой облачностью. Так, вблизи экватора сравнительно небольшое количество солнечной радиации ($120 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$) получают Зондские острова и еще меньше (около $100 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$) — побережье Гвинейского залива.

Почти во всех широтных зонах приток солнечной радиации на суше из-за меньшей облачности на 15—30% больше, чем над океаном, исключения составляют приэкваториальные зоны обоих полушарий. Здесь суша инсолируется на 9—10% меньше, чем океан, что связано с различным суточным ходом облачности: над океаном облачность днем меньше, чем ночью, над сушей — наоборот. Тем не менее в целом для всей поверхности Земли суша получает на 8—9% больше солнечной радиации, чем акватория океанов.

В соответствии с изменением высоты Солнца наибольшие и наименьшие месячные величины суммарной радиации в обоих полушариях дают карты за июнь и декабрь. При рассмотрении июньской карты (см. рис. 3) прежде всего бросается в глаза почти полное отсутствие зональности в распределении суммарной радиации над континентами Северного, а частично и Южного (до Тропика Козерога) полушарий. Это объясняется пестротой в распределении облачности — уменьшением ее от периферических к внутренним районам континентов, а также общим увеличением продолжительности солнечного сияния с широтой. Последнее приводит к заметному увеличению сумм солнечной радиации с увеличением широты в полярной области. Поэтому в центральной довольно пасмурной части (облачность около 8 баллов) Арктики июньская величина суммарной радиации (около $19\text{--}20 \text{ ккал/см}^2$) оказывается больше, чем в умеренных широтах, и вдвое больше, чем на юге столь же облачного лета Индостана.

Над океаническими пространствами зональность в распределении суммарной радиации выражена несколько лучше. Однако и здесь в районах с развитой циклонической деятельностью, а также на стыке теплых и холодных океанических течений, например в северной Атлантике и в Тихом океане, из-за облачности и частых туманов приток радиации невелик. Зато вполне зонально распределение суммарной солнечной радиации во внетропических широтах преимущественно океанического Южного полушария. Здесь с увеличением широты в условиях увеличивающейся облачности и сокращающейся продолжительности светового дня приток радиации в июле быстро уменьшается с широтой. На широте южного Полярного круга, например, величина суммарной радиации в период с мая по июль составляет менее $0,5 \text{ ккал/см}^2 \text{ мес.}$

На июньской карте суммарной солнечной радиации обращает на себя внимание небольшая (около $10\text{--}12 \text{ ккал/см}^2$) величина суммарной радиации близ экватора (побережье Гвинейского залива) и почти над всем восточным побережьем Азии с ее прибрежными морями. Это обусловлено большой влажностью воздуха и облачностью, при которых доля рассеянной радиации хотя и увеличивается, но резко уменьшается прямая инсоляция.

Наибольшие месячные суммы тепла в июне получает Северное полушарие. Они приурочены к внутриконтинентальным тропическим и субтропическим областям (Северо-Восточная Африка, Аравийский полуостров, Иранское нагорье), отличающимся ясным небом и большой высотой Солнца. Здесь суммы радиации превышают 22 ккал/см²мес. В умеренных и высоких широтах Северного полушария как над сушей, так и над океаном суммы солнечного тепла с увеличением широты изменяются мало (от 16 до 14 ккал/см²мес), что объясняется главным образом увеличением продолжительности световой части суток в северном направлении.

В декабре (см. рис. 4) над всеми южными и тропическими широтами Северного полушария суммарная радиация изменяется сравнительно мало, и ее распределение слабо подчинено зональности. Наоборот, севернее северного тропика зональность четко выражена. Здесь, особенно в умеренных широтах, суммарная радиация с увеличением широты довольно быстро уменьшается и изолиния с нулевым значением проходит севернее Полярного круга. На распределении суммарной радиации в декабре, как и в июне, сказывается распределение облачности, изменение высоты Солнца и продолжительности сияния. В районах с небольшой облачностью наблюдаются наибольшие месячные суммы солнечного тепла (18—20 ккал/см²) (пустыни Калахари, Австралийская). Однако эти суммы в силу большей океаничности Южного полушария, а потому большей влажности и облачности, несколько меньше наибольших месячных сумм тепла Северного полушария. В облачных районах (восточное побережье Мадагаскара, Южной Америки в пределах Бразилии) суммарная радиация мала. В декабре на высоко расположенном ледяном куполе Антарктиды (средняя высота этого материка более 2000 м над ур. моря) она значительно больше, чем июньская инсоляция в Арктике и равна 25—30 ккал/см². Это объясняется высокой прозрачностью атмосферы, небольшой облачностью и меньшим расстоянием Земли от Солнца. По данным Н. П. Русина [9], инсоляция в глубине Антарктиды достигает 25—30 ккал/см²мес, а в отдельные ясные дни декабря превышает 1000 ккал/см². Подобные месячные и суточные суммы нигде на земном шаре не наблюдаются.

Географическое распределение суммарной радиации для других месяцев в основном имеет промежуточный характер. При этом положение изолиний суммарной радиации на мартовской и сентябрьской картах в основном подобно распределению годовых сумм.

Годовой и суточный ход суммарной солнечной радиации определяются главным образом соответствующими изменениями высоты Солнца и облачности. В меньшей степени поступление солнечной радиации зависит от прозрачности атмосферы и альбеда подстилающей поверхности (рис. 5). Из рис. 5 следует, что наибольшая годовая амплитуда суммарной солнечной радиации наблюдается в высоких широтах Северного и Южного полушарий.

С уменьшением широты она уменьшается и наименьшей становится в экваториальной зоне. Здесь же кривая годового хода солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, как и на верхнюю границу атмосферы, имеет двухгорбый вид. Максимальные месячные суммы приходятся на периоды, близкие к равноденствиям, и минимальные — в месяцы с солнцестояниями.

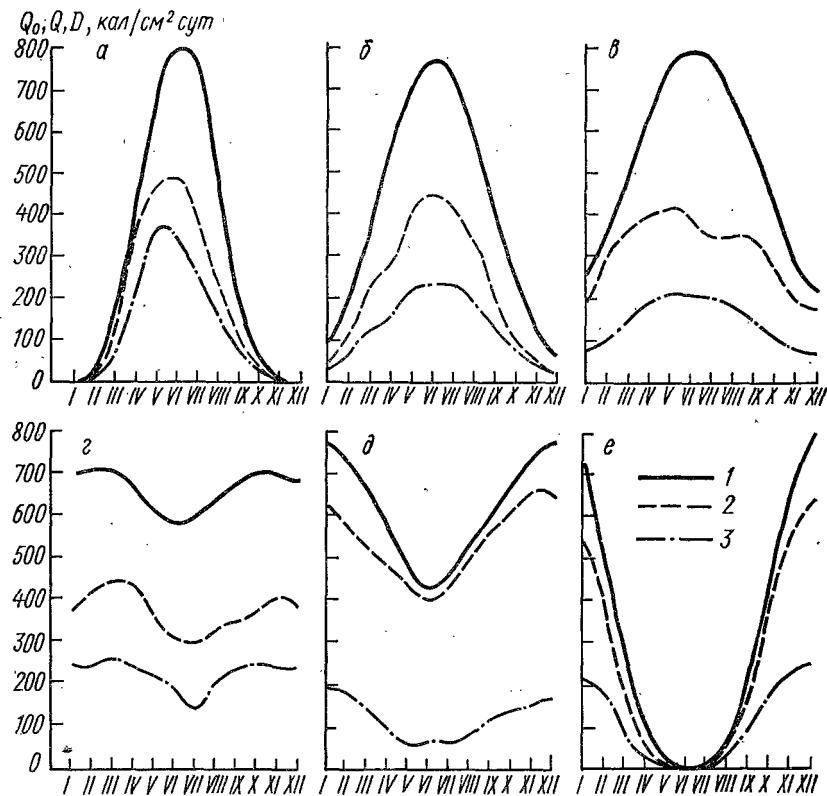


Рис. 5. Примеры годового хода суммарной и рассеянной солнечной радиации:

a — Диксона, *б* — Москвы, *в* — Владивостока, *г* — Киншаса, *д* — Виндхука, *е* — Мирного; 1 — суммарная радиация при безоблачном небе (Q_0), 2 — действительная суммарная радиация (Q), 3 — рассеянная радиация (D)

Рассмотренные данные и карты отражают средние величины суммарной радиации, полученные главным образом с помощью косвенных методов расчета по многолетним средним значениям облачности. Но продолжающееся развитие сети актинометрических станций и удлинение рядов наблюдений уже теперь позволяет сделать заключение об изменчивости поступления солнечной радиации

на земную поверхность, а также произвести оценку точности косвенных методов расчета радиации.

Как и следовало ожидать, в отдельные годы значения суммарной радиации могут заметно колебаться как в ту, так и в другую сторону от средних величин.

Для характеристики непериодической изменчивости суммарной радиации обычно используют отклонения величин радиации за конкретные годы или месяцы от многолетних средних ее значений. Далее можно определить среднее отклонение за ряд лет и величину относительной изменчивости — отношение среднего отклонения к средней многолетней величине радиации. В последней характеристике изменчивости исключается влияние изменений радиации под влиянием астрономических факторов (высоты и склонения Солнца).

Анализ ряда наблюдений суммарной радиации для станций, расположенных в разных условиях климата, обнаруживает существенное различие ее изменчивости в тропических широтах и в полярных областях. Первые характеризуются небольшими колебаниями в поступлении солнечной радиации: относительная изменчивость месячных величин здесь не превышает 10%, а годовых — 5—7%. В полярных же областях, в частности в Арктике, изменчивость повышенная. Отклонения месячных значений от многолетних величин даже в среднем составляет 8—10% от этих величин. В отдельные месяцы относительная изменчивость суммарной радиации может достигать 25—30%. Годовые величины суммарной радиации в Арктике отклоняются в среднем на 9—10%, а в отдельные годы — на 13—14% от средних многолетних величин. Значительные колебания в поступлении солнечной радиации характерны также для приморских районов умеренных широт, особенно на восточных побережьях континентов, что является следствием большой неустойчивости условий погоды. Наоборот, самой малой изменчивостью месячных и годовых величин суммарной радиации отличаются районы внутриконтинентальных тропических пустынь с их преимущественно малооблачной погодой.

В результате анализа непериодической изменчивости суммарной солнечной радиации установлено, что для расчета многолетних средних годовых и месячных величин, так называемых норм суммарной радиации, вполне достаточны 10-летние периоды наблюдений. Эти периоды обеспечивают точность расчета величин радиации, в основном близкую к точности ее измерения, и дают величины, хорошо согласующиеся с нормами, получаемыми косвенным методом расчета.

В заключение этого раздела рассмотрим соотношение между рассеянной и суммарной солнечной радиацией.

Уже на рис. 5, где представлен вместе с суммарной радиацией годовой ход рассеянной радиации, можно видеть соотношение между этими радиациями в некоторых пунктах, отличающихся в климатическом отношении. Более полно географические изменения со-

отношения между рассеянной и суммарной радиацией даны в табл. 13 и на рис. 6 и 7.

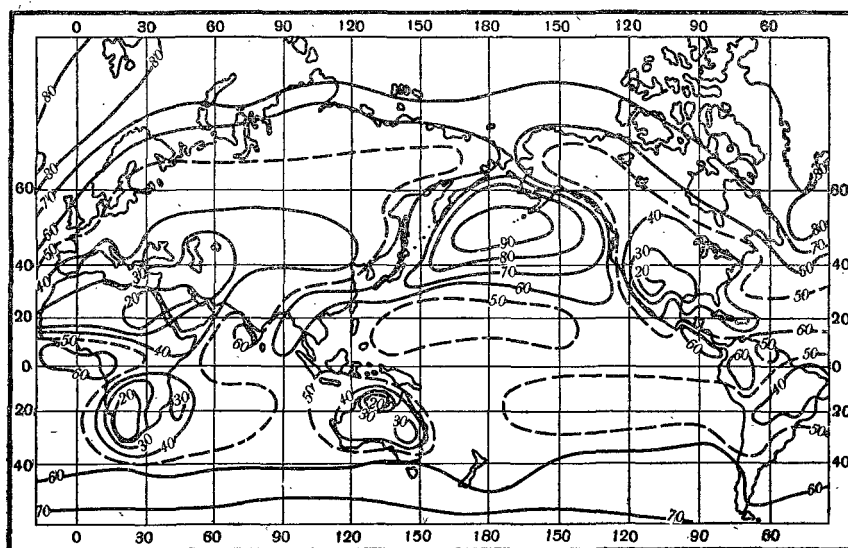


Рис. 6. Отношение величины рассеянной радиации (D) к действительной суммарной (Q) в июне (в %)

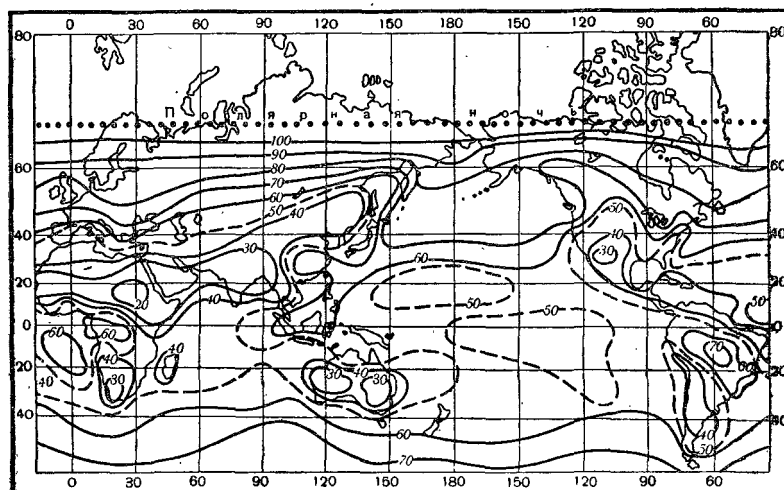


Рис. 7. Отношение величины рассеянной радиации (D) к суммарной (Q) в декабре (в %)

Таблица 13

Процентное отношение рассеянной к суммарной солнечной радиации
 $\left(\frac{D}{Q}\right)$ для суши Северного полушария [32]

Широтные зоны, град.	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
70—90	—	56	59	61	69	65	61	56	59	60	60	—	61
60—70	59	57	56	54	55	53	50	51	54	56	58	60	55
50—60	58	56	54	50	49	48	49	49	48	53	58	59	53
40—50	45	41	42	39	39	38	37	37	38	41	42	49	41
30—40	34	35	34	33	32	30	30	30	29	30	31	33	32
20—30	21	22	25	26	27	29	30	32	30	29	24	22	26
10—20	30	30	32	34	38	42	43	45	41	33	30	30	36
0—10	44	44	47	52	57	63	64	64	60	52	48	45	53

Из табл. 13 видно, что в полярной области, а также в субарктике и в значительной части умеренных широт рассеянная радиация дает более половины общего прихода солнечной радиации. Доминирующая роль рассеянной радиации сохраняется здесь во все времена года.

Особенно велика роль рассеянной радиации в Арктике, что объясняется большой, но не плотной облачностью и дополнительным рассеянием света вследствие хорошей отражательной способности подстилающей поверхности.

В субарктических и умеренных широтах отношение $\frac{D}{Q}$ особенно велико в осенне-зимнее время, отличающееся большей облачностью, и уменьшается летом вместе с уменьшением облачности, а также альбедо подстилающей поверхности.

В зоне 20—30° роль рассеянной радиации в общем приходе солнечной энергии становится наименьшей. Величина отношения $\frac{D}{Q}$ в годовом выводе здесь равна 26%. Вместе с тем в этой зоне происходит перестройка годового хода величины этого отношения. В летние месяцы оно несколько увеличивается, что связано главным образом с увеличением облачности в ряде районов при развитии муссонов. Зимой же, когда в рассматриваемой зоне господствует пассат и облачность уменьшается, роль рассеянной радиации становится наименьшей (21—22% от величины суммарной радиации).

Далее к югу роль рассеянной радиации в общем ее приходе вновь возрастает, особенно в зоне, примыкающей к экватору. Здесь в течение большей части года или даже весь год устойчиво сохраняется доминирующее значение рассеянной радиации в общем приходе солнечной энергии; в период же с июня по сентябрь

она составляет более 60% от величины суммарной радиации. Это обусловлено не только большей высотой Солнца, но и преобладанием значительной облачности преимущественно кучевых форм.

Дополнительные закономерности географического распределения величины отношения $\frac{D}{Q}$ дают мировые карты (см. рис. 6 и 7).

Из них следует, что только в более или менее глубоких внутренних районах континента доля рассеянной радиации в общем ее приходе на горизонтальную поверхность составляет менее 50%, а в пустынях оно уменьшается до 20—30%. Во всех других частях земного шара рассеянная радиация дает более половины, а в наиболее облачных районах 80—100% величины суммарной радиации.

Ареал половинного вклада рассеянной радиации в общий ее приход наиболее широк в Северном полушарии в июне и максимально сокращается в декабре. Это находится в согласии с увеличением облачности от июня к декабрю и уменьшением высоты Солнца.

АЛЬБЕДО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ПОГЛОЩЕННАЯ РАДИАЦИЯ

Не вся падающая на земную поверхность солнечная радиация поглощается ею и превращается в тепло. Часть ее отражается и, следовательно, теряется подстилающей поверхностью. Эта потеря радиации зависит от величины альбедо земной поверхности.

В настоящее время имеется довольно большой материал по измерению альбедо как на актинометрических станциях, так и с

Таблица 14

Среднее величины альбедо естественных поверхностей суши

Вид поверхности	Альбедо (А), %
Устойчивый снежный покров в высоких широтах (более 60°)	0,80
Устойчивый снежный покров в умеренных широтах (менее 60°)	0,70
Лес при устойчивом снежном покрове	0,45
Неустойчивый снежный покров весной	0,38
Лес при неустойчивом снежном покрове весной	0,25
Неустойчивый снежный покров осенью	0,50
Лес при неустойчивом снежном покрове осенью	0,30
Степь и лес в период между сходом снежного покрова и переходом средней суточной температуры воздуха через 10°	0,13
Тундра в период между сходом снежного покрова и переходом средней суточной температуры воздуха через 10°	0,18
Тундра, степь, лиственный лес в период от весеннего перехода температуры через 10° до появления снежного покрова	0,18
Хвойный лес	0,14
Лес, сбрасывающий листву в сухое время года; саванна, полупустыня в сухое время года	0,24
То же, во влажное время года	0,18
Пустыня	0,28

помощью самолетов, а также в результате других специальных экспедиционных исследований отражательной способности разных покрытий местности. Эти сведения с учетом процентного соотношения различных поверхностей позволяют определить среднее значение и изменение альбедо обширных территорий или даже растительных зон (табл. 14).

Из табл. 14 следует, что альбедо земной поверхности изменяется в весьма широких пределах. Эти изменения происходят в связи со сменой ландшафтных зон, а в умеренных и высоких широтах еще и со сменой сезонов года.

В центральных частях полярных областей земного шара отражательная способность поверхности велика и мало меняется в годовом ходе: в Антарктиде лишь в пределах 80—86%, а в Центральной Арктике — в пределах 70—86%. Уменьшение альбедо в июле в Арктике обусловлено более интенсивным летним таянием снега, чем в ноябре и декабре в Антарктиде (табл. 15).

Таблица 15

Среднее альбедо поверхности снежного покрова (в %)
(по данным Н. Т. Черниговского, М. С. Маршуновой и Н. П. Русина [8, 9])

Полярная область	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Центральная Арктика . .	—	84	84	81	82	77	65	69	83	85	—	—
Антарктида (ст. Пионер- ская)	85	—	—	—	—	—	—	90	86	82	80	82

Альбедо водной поверхности в среднем меньше альбедо большинства естественных поверхностей суши и зависит от угла падения лучей Солнца. Для прямых солнечных лучей оно изменяется от нескольких процентов при большой высоте Солнца и почти до 100% при низком его стоянии. Альбедо водной поверхности для рассеянной радиации равно в среднем 8—10% и мало изменяется, что практически не оказывает влияния на результаты климатологических расчетов количества поглощенной радиации. Считая величину альбедо для рассеянной радиации в среднем равной 0,10 и учитывая соотношение между прямой и рассеянной радиацией на различных широтах, М. И. Будыко [3] нашел, что альбедо водной поверхности для суммарной радиации от летних месяцев к зимним возрастает в высоких широтах (60—70°) от 0,07 до 0,26, в умеренных — от 0,06 (в июне) до 0,20 (в декабре). В тропических широтах альбедо водной поверхности в течение года почти не изменяется и равно 0,06—0,07 (табл. 16).

Величины табл. 16 использовались для климатологических расчетов поглощения солнечной радиации над водными пространствами Северного и Южного полушарий.

Таблица 16

Колебание средних месячных значений альбедо (A) водной поверхности (в %) в различных широтных зонах (по М. И. Будыко [3])

Альбедо, %	Широтные зоны, град.						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
$A_{\text{макс}}$	7	7	9	12	16	21	23
$A_{\text{мин}}$	6	6	6	6	6	6	7

Поглощенная коротковолновая радиация для большей части океанических и континентальных областей соответственно на 6—20% меньше суммарной радиации и меняется в пределах всего земного шара от 15 до 150 ккал/см² год. Разница между суммарной и поглощенной радиацией возрастает для пустынных областей и особенно увеличивается в районах, покрытых снегом и льдом. В Центральном Полярном бассейне Арктики, например, за год поглощается всего около 20 ккал/см² год солнечного тепла. Примерно такую же величину имеет поглощенная радиация в Антарктиде.

Таким образом, высокое альбедо в полярных областях сводит на нет преимущества в поступлении суммарной солнечной радиации по сравнению с другими широтными зонами.

Как в июне, так и в декабре во всех широтных зонах Северного полушария имеются различия в величинах поглощенной радиации на суше и водной поверхности. Поэтому изолинии поглощенной радиации в отличие от изолиний суммарной радиации имеют разрывы и смещения. Эти различия обусловлены скачкообразным изменением альбедо подстилающей поверхности, в особенности на границе суши и моря. Вместе с тем из табл. 17 следует, что во

Таблица 17

Средние широтные значения поглощенной радиации в Северном полушарии (в ккал/см²мес)

Время наблюдения	Широтные зоны, град.								
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90

Суша

Июнь	9,2	11,6	14,4	14,9	13,2	12,0	10,9	—	—
Декабрь	9,5	9,6	7,8	5,0	2,0	0,6	0,2	—	—

Океан

Июнь	11,8	13,9	15,2	13,4	10,5	9,6	9,8	7,2	4,5
Декабрь	11,2	10,1	8,2	5,2	2,4	0,8	0,2	0,0	0,0

многих широтных зонах особенно в декабре поглощенная радиация на океанах более значительна, чем на суше. Это обусловлено существенно меньшей отражательной способностью водной поверхности по сравнению с сушей. Таким образом, разное альbedo океанов и континентов в отдельные месяцы полностью ликвидирует отмечавшееся выше (стр. 29) преимущество последних в поступлении суммарной солнечной радиации.

ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При расчете радиационного баланса необходимо учитывать кроме потери отраженной коротковолновой радиации расход радиационного тепла в результате эффективного излучения подстилающей поверхности.

Величина эффективного излучения определяется в основном температурой подстилающей поверхности, температурной стратификацией атмосферы, влагосодержанием воздуха и облачностью.

Отсутствие систематических наблюдений за длинноволновой радиацией и в данном случае заставляют идти по пути применения косвенных методов расчета с помощью полуэмпирических формул. Для вычисления месячных сумм эффективного излучения применяется формула

$$E^* = E_0^*(1 - cn) + \Delta E,$$

где E_0^* — эффективное излучение при безоблачном небе; c — коэффициент, зависящий от физических свойств облаков и изменяющийся от 0,50 (на экваторе) до 0,82 (на широте 75°); средние широтные значения его приведены в Атласе теплового баланса [1]; n — средняя месячная общая облачность в долях единицы; s — коэффициент, характеризующий излучательную способность поверхности, принимается равным 0,95; ΔE — поправка к эффективному излучению, обусловленная разностью температур подстилающей поверхности и воздуха; она записывается в виде

$$\Delta E = 4s\sigma T^3(T_n - T),$$

где T_n — температура подстилающей поверхности.

E_0^* зависит главным образом от температуры и влажности воздуха и в свою очередь рассчитывается по формуле

$$E_0^* = s\sigma T^4(11,7 - 0,23e) \text{ ккал/см}^2 \text{ мес},$$

где σ — постоянная Стефана-Больцмана, равная $8,14 \cdot 10^{-11}$; T — средняя месячная температура воздуха в абсолютной шкале; e — средняя месячная упругость водяного пара (в мб).

Этот метод применен в Главной геофизической обсерватории [24] для расчета месячных величин эффективного излучения для

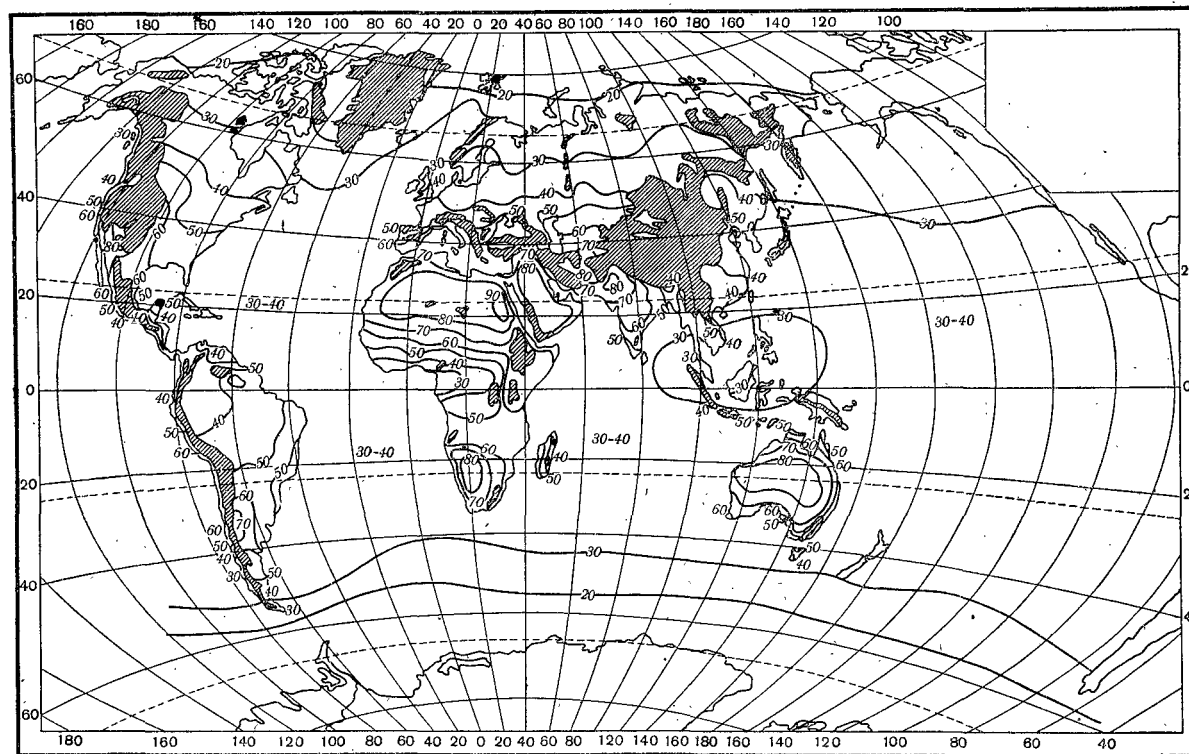


Рис. 8. Эффективное излучение за год (ккал/см²)

1850 пунктов (1600 из них на континентах и 250 — на океанах) земного шара. По месячным значениям вычислены годовые величины, представленные на рис. 8.

Годовые величины эффективного излучения на земном шаре изменяются по сравнению с величинами суммарной радиации значительно меньше (от 20 до 90 ккал/см²). Это обусловлено зависимостью эффективного излучения от температуры и абсолютной влажности и противоположным их влиянием на него. Увеличение температуры хотя и должно способствовать увеличению эффективного излучения, но одновременно оно сопровождается ростом влагосодержания воздуха, которое уменьшает это излучение.

Наибольшие годовые суммы эффективного излучения приурочены к областям тропических пустынь, где оно достигает 80—90 ккал/см². Столь большой расход длинноволновой радиации здесь обусловлен высокой температурой подстилающей поверхности, сухостью воздуха и безоблачным небом.

На тех же широтах, но на океанах в пассатных областях, из-за уменьшения температуры, повышения влажности и увеличения облачности эффективное излучение вдвое меньше и составляет около 40 ккал/см²год. По тем же причинам вблизи экватора эффективное излучение еще меньше. Его годовые значения составляют, например, в районах побережья Гвинейского залива и Больших Зондских островов несколько менее 30 ккал/см². Кроме того, в экваториальной зоне эффективное излучение мало различается на океанах и континентах и не имеет существенных изменений в годовом ходе. В умеренных и субтропических широтах его годовые значения колеблются соответственно в пределах: 20—30 — на океанах, 30—50 — на суше; 30—40 — на океанах и 50—70 ккал/см² — на суше. Для них характерно уменьшение эффективного излучения не только с увеличением широты, но и с увеличением увлажнения климата. Например, в пустынях Средней Азии потеря длинноволновой радиации в среднем достигает 60—70 ккал/см²год, а в морских и влажных муссонных умеренных климатах она снижается до 30—35 ккал/см²год. Кроме того, для субтропических и умеренных широт, особенно на континентах, характерен значительный годовой ход излучения — от 2 (в январе) до 6—8 ккал/см² (в июле).

Наименьшие потери длинноволновой радиации имеют место в полярных странах. Годовые суммы эффективного излучения в Арктике и Антарктике равны около 20 ккал/см². По расчетам Н. Т. Черниговского и М. С. Маршуновой [8] в Арктике и ее периферических морях эффективное излучение уменьшается с увеличением широты от 23—25 до 18—19 ккал/см²год. Его значения колеблются от 1 (в июле—августе) до 2—2,5 ккал/см² (декабрь—январь). По данным Н. П. Русина [9], примерно в тех же пределах изменяются месячные величины эффективного излучения и в Антарктиде.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

Радиационным балансом, или остаточной радиацией, подстилающей поверхности (B) принято называть разность между радиацией поглощенной земной поверхностью и эффективным излучением (E^*), т. е.

$$B = B_k - E^*,$$

где B_k — поглощенная радиация или баланс коротковолновой радиации, рассчитываемая по формуле

$$B_k = Q(1 - A).$$

Радиационный баланс — величина, зависящая от многих факторов, главные из которых: широта местности, влияющая на суммарную радиацию, характер подстилающей поверхности и увлажнение территории, сказывающееся на альбедо и эффективном излучении.

В настоящее время имеется ряд карт, на которых представлено распределение радиационного баланса. Серия мировых карт, характеризующих распределение годовых и месячных величин этого элемента климата, помещена в Атласе теплового баланса [1]. На рис. 9 представлена карта годовых величин радиационного баланса. Эти величины в пределах тропических, умеренных и частично полярных широт Северного и Южного полушарий имеют положительные значения. Но в Центральной Арктике, по расчетам Н. Г. Черниговского и М. С. Маршуновой [8], годовой радиационный баланс отрицательный и равен $-2,6$ ккал/см². Еще более низкое значение он имеет на ледяном куполе внутренней Гренландии и наиболее вероятная его величина $-3, -5$ ккал/см²год. По данным измерений Н. П. Русина [9], в Антарктиде в течение 9—10 месяцев радиационный баланс отрицательный, а его средняя годовая величина изменяется от $-2, -3$ ккал/см² — на побережье до, вероятно, -10 ккал/см² — во внутренних районах (ст. Пионерская и др.). Столь значительный отрицательный радиационный баланс во внутренней Антарктиде является не только следствием климатических условий, но и причиной устойчивости развивающихся здесь погодных процессов и явлений.

Наибольшие величины радиационного баланса ($120—140$ ккал/см²год) приурочены к наиболее жарким океаническим районам, например, север Аравийского моря и Бенгальского залива. По уточненным данным [3], годовая величина радиационного баланса достигает 120 ккал/см² и в тропических широтах Атлантического и Тихого океанов. Здесь баланс мало изменяется и в силу меньшей отражательной способности поверхности воды оказывается больше его величины на суше. Максимальный радиационный баланс на материках не превышает $80—95$ ккал/см²год и наблюдается в районах, отличающихся сравнительно небольшой облачно-

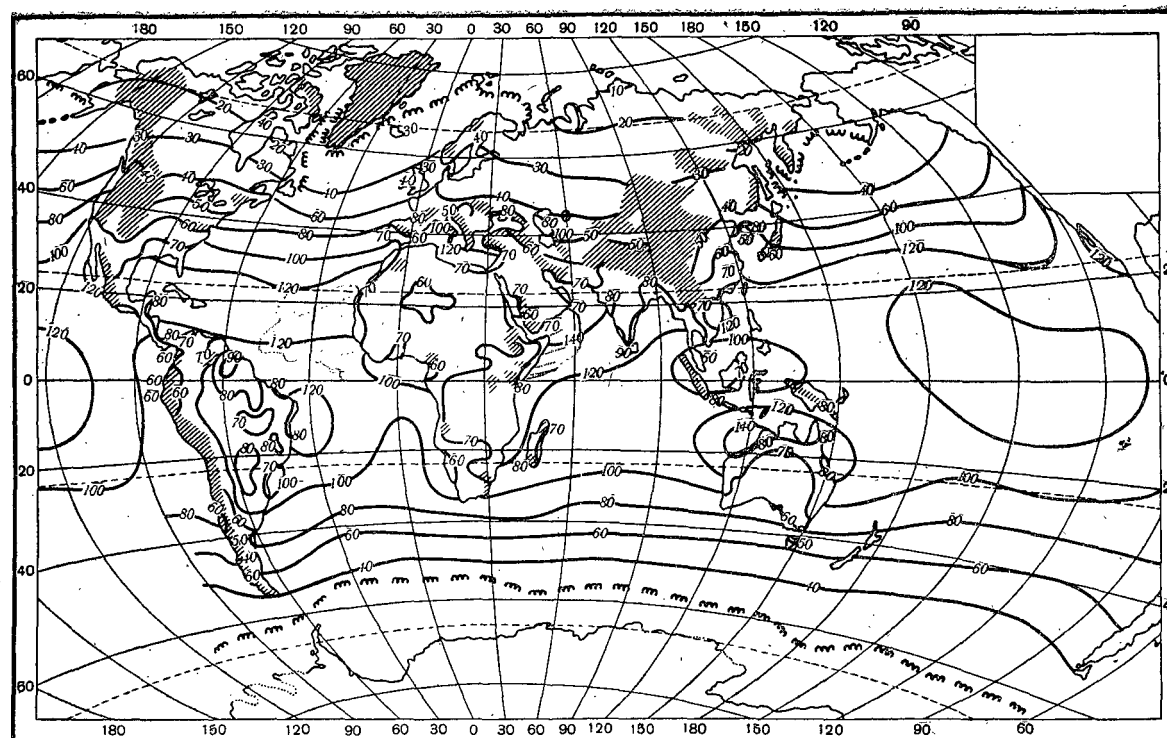


Рис. 9. Радиационный баланс за год (ккал/см²)

стью, большой влажностью (Экваториальная Восточная Африка, устье р. Амазонки, п-ов Индостан).

Наоборот, минимальные величины радиационного баланса на континентах в тропических широтах (60—65 ккал/см²год) характерны как для малооблачных, но очень сухих районов тропических пустынь, так и для районов с большой, плотной облачностью и обилием дождей (камерунское побережье Гвинейского залива, восточное предгорье Анд и др.). В первом случае уменьшение радиационного баланса происходит в условиях поступления больших сумм солнечной радиации под влиянием интенсивной потери тепла путем эффективного излучения и значительного альбедо поверхности пустынь, во втором — прежде всего под влиянием большой облачности, резко уменьшающей инсоляцию.

В соответствии с распределением поглощенной радиации для изолиний радиационного баланса при переходе с моря на сушу характерны разрывы и смещения, в результате которых разница баланса может достигать 20 ккал/см² и более. Это подтверждается также средними значениями радиационного баланса суши и океана по широтным зонам Северного полушария (табл. 18).

Таблица 18
Средние величины радиационного баланса по широтным зонам
(в ккал/см² год)

Поверхность	Широтные зоны, град.							
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80
Суша	72	71	69	60	45	30	20	
Океан	115	119	113	83	51	39	23	

Таким образом, различие в радиационном нагревании поверхности суши и воды — одна из причин, обуславливающих глубокое взаимопроникновение влияний суши и моря; оно характерно для всех широтных зон земного шара.

В отличие от внутритропических широт на океанах вне тропиков годовые величины радиационного баланса имеют более зональное распределение и быстро уменьшаются с увеличением широты от 60—70 ккал/см² у 40° и менее 10—12 ккал/см² — у границы плавающих льдов. Вследствие этого усиливается перенос тепла другими видами теплообмена, например океаническими и атмосферными течениями. На суше в умеренных и высоких широтах годовой радиационный баланс претерпевает меньшие изменения с широтой, чем на морях. Так, в зоне тундры он в среднем равен 15—20, в зоне тайги — 25—30 ккал/см²год, в зонах лиственных и смешанных лесов, лесостепей и степей — 35—50 ккал/см²год. Во всех ландшафтных зонах зональность в распределении баланса более или менее

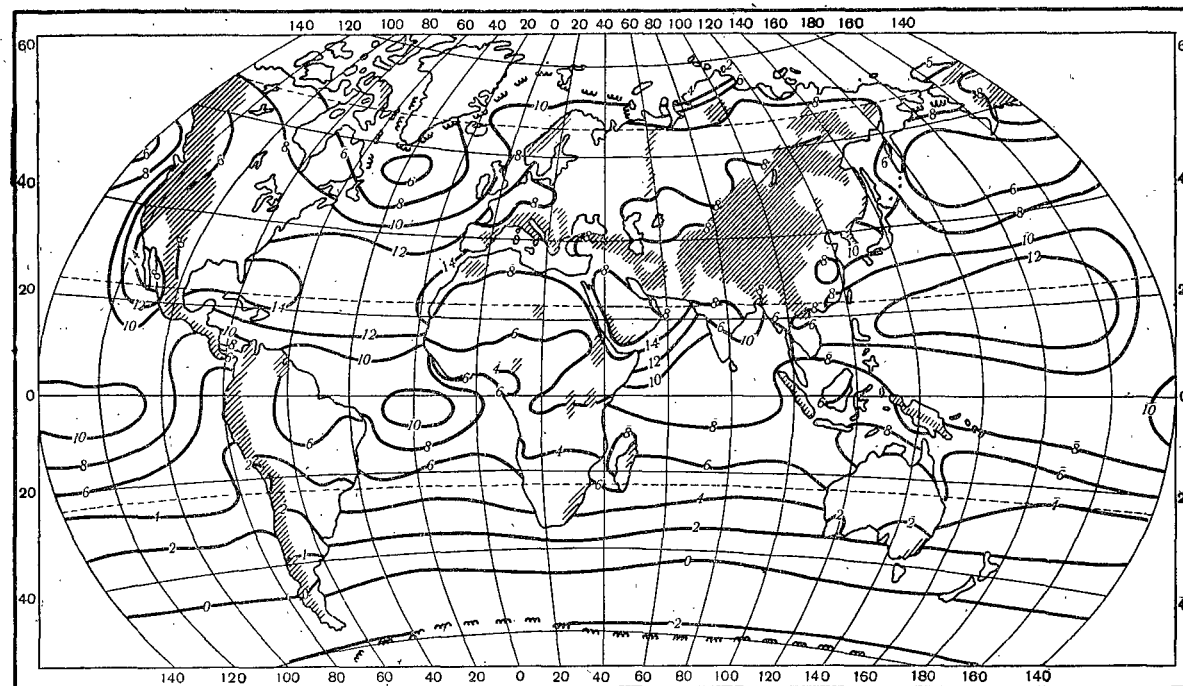


Рис. 10. Радиационный баланс в июне (ккал/см²)

нарушается. Области с достаточным и избыточным увлажнением отличаются большей величиной радиационного баланса. Наоборот, в сухих районах в результате значительного эффективного излучения и альбедо поверхности суши величина его сравнительно невелика. Это подчеркивается общим прогибом к югу изолиний радиационного баланса, в частности во внутренних районах континента Евразии, отличающихся повышенной сухостью климата.

В июне (рис. 10), когда Солнце в Северном полушарии поднимается наиболее высоко, радиационный баланс на земной поверхности изменяется от отрицательных величин (порядка 2 ккал/см^2) на побережье Антарктиды до положительных ($10, 12$ и даже 14 ккал/см^2) — в некоторых океанических районах, лежащих близ северного тропика. На отдельных морях, расположенных среди континентов и отличающихся большой инсоляцией при общей сухости климата, его июньские величины достигают $16—18 \text{ ккал/см}^2$. Даже на акватории Черного и особенно Каспийского морей радиационный баланс в июне увеличивается до $14—16 \text{ ккал/см}^2$. Изолиния с радиационным балансом, равным нулю, проходит примерно вдоль 40° ю. ш. и от нее в обе стороны абсолютные величины баланса увеличиваются. В пределах Южного полушария, в особенности на океанах, распределение баланса хорошо подчиняется зональности.

В Северном полушарии зональность резко нарушается. Широкая полоса больших величин радиационного баланса тянется здесь примерно вдоль северного тропика. Но в ней наряду с балансом, превышающим $10—12$ и даже $14 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$ (север Аравийского моря), имеются области на континентах, где месячные величины радиационного баланса не превышают $8—6 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$ (например, Северная Африка, Аравийский п-ов). Столь существенные изменения радиационного баланса объясняются как различием подстилающей поверхности, так и резкими различиями в увлажнении. По тем же причинам зональность нарушена в умеренных и высоких широтах, где на огромных пространствах, особенно на суше, из-за сравнительно небольшого изменения суммарной радиации величины баланса изменяются очень мало. Так, от южных до северных границ Евразии радиационный баланс изменяется лишь в пределах $8—6 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$. В Арктике его июньские величины изменяются от $4—8$ на островах до 3 ккал/см^2 в центральной ее части.

Таким образом, на обширных пространствах умеренных и частично высоких широт в летнее время остаточная радиация земной поверхности испытывает небольшие изменения, что не может не сказаться на ослаблении общей циркуляции атмосферы в это время года.

Распределение радиационного баланса в декабре в Северном полушарии (рис. 11) примерно аналогично закономерностям его распределения в июне в Южном полушарии. Отрицательный радиационный баланс наблюдается в высоких и умеренных широтах вплоть до 40° с. ш. Изолиния нулевого радиационного баланса в

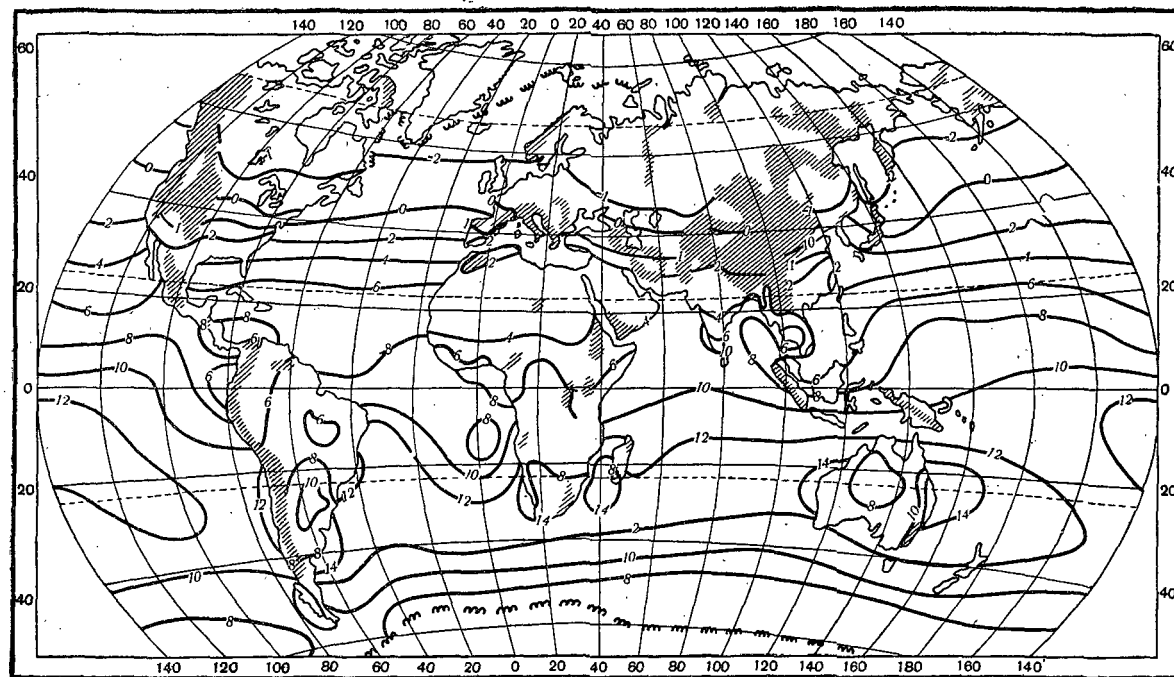


Рис. 11. Радиационный баланс в декабре (kcal/cm^2)

Северном полушарии, в особенности на океанах, проходит несколько севернее 40° . В умеренных и высоких широтах на океанах радиационный баланс уменьшается с широтой значительно быстрее, чем на суше. На широте 60° , например, в Девисовом проливе и в прибрежных водах Гренландии он уменьшается до -4 ккал/см²мес, но в Евразии на той же широте его величина равна немногим менее -1 ккал/см²мес. Таким образом, в зимнее время океан из-за более высокой температуры воды теряет тепло с большей интенсивностью, чем суша.

К югу от 40° с. ш. радиационный баланс довольно быстро увеличивается и широкая, но прерывающаяся полоса его максимальных величин проходит вдоль тропика Южного полушария. В этой полосе его максимальные значения лишь в отдельных местах достигает 12 ккал/см²мес. В тропических и умеренных широтах Южного полушария в декабре радиационный баланс претерпевает сравнительно небольшие изменения с широтой, и его распределение по тем же причинам, что и в июне в Северном полушарии, незонально. Отметим, что в декабре вследствие больших величин суммарной радиации радиационный баланс на ледяном щите Антарктиды положителен и достигает 1—2 ккал/см². В Антарктических же оазисах, лишенных снежного покрова, он увеличивается до 9 ккал/см²мес.

Июньская и декабрьская карты дают крайние величины радиационного баланса для Северного и Южного полушарий, а промежуточные его величины характерны для других месяцев года.

В умеренных и высоких широтах в месяцы переходных сезонов года, особенно в апреле, радиационный баланс на суше наиболее значительно изменяется с широтой. Это обусловлено резким различием отражательной способности подстилающей поверхности в этих широтах: наличием снежного покрова на севере и отсутствием его на юге. На мартовской и апрельской картах распределения радиационного баланса изолинии нулевой его величины проходит над Евразией почти с северо-запада на юго-восток и тем самым подчеркивает большую роль Азиатского антициклона в выхолаживании земной поверхности. Такое направление изолиний объясняется также различием альбедо над юго-западными районами, освободившимися от снежного покрова, и районами Сибири, еще занятыми им.

Радиационный баланс в годовом ходе следует в основном за суммарной радиацией. Вместе с тем большое влияние на его изменения от месяца к месяцу оказывает альбедо подстилающей поверхности и облачность. Влияние первой причины приводит к тому, что, например, в высоких широтах годовая величина баланса составляет всего около 10% от суммарной радиации. Кроме того, сезонными изменениями альбедо, особенно на арктических станциях, обусловлено запаздывание роста радиационного баланса по отношению к суммарной радиации (рис. 12). Преобладание ясного неба в тропических пустынях (Ассуан) и большое эффектив-

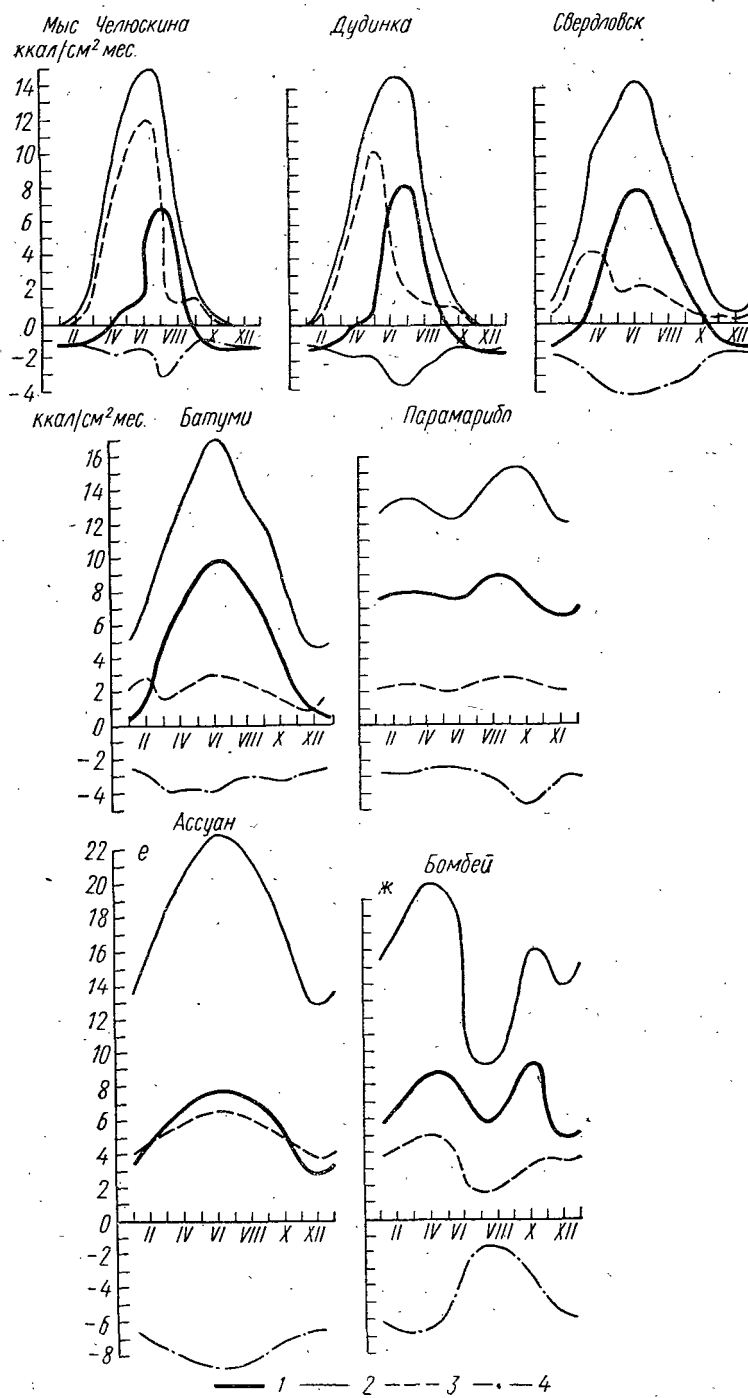


Рис. 12. Годовой ход радиационного баланса и его составляющих:
 1 — радиационный баланс; 2 — суммарная радиация; 3 — отражен-
 ная радиация; 4 — эффективное излучение

ное излучение сильно уменьшает радиационный баланс и его колебания в годовом ходе. В Бомбее основной его максимум приходится не на апрель, когда больше всего поступает радиации, а на октябрь. В это время происходит затухание муссона и наблюдается лишь вторичный максимум радиации, но вместе с тем не так велико и эффективное излучение из-за большей влажности и облачности.

Рассмотренные величины баланса характеризуют средние фоновые его значения. В отдельные годы и месяцы баланс испытывает отклонения в ту или другую сторону от средних величин. Наибольшая временная изменчивость баланса характерна для умеренных и высоких широт. Например, в Центральной Арктике годовой радиационный баланс, по данным дрейфующих станций и расчетам [8], колеблется от -7 (1957—1958 гг.) до $+2$ ккал/см² (1955—1956 гг.). Таким образом, изменчивость годовых величин радиационного баланса отдельных лет в Арктике достигает $\pm 180\%$ от его среднего значения. Наоборот, в тропических широтах как суммарная радиация, так и радиационный баланс являются сравнительно устойчивыми показателями климата и мало изменяются от года к году.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

Радиационный баланс земной поверхности как основной показатель климата местности имеет вполне самостоятельное значение как остаточная радиация. Вместе с тем он является важнейшей составляющей теплового баланса, уравнение которого имеет общий вид

$$\pm B = \pm ZV \pm P \pm A.$$

Таким образом, на земной поверхности происходит преобразование радиационного тепла (B): часть его расходуется на испарение (ZV), часть — на нагревание воздуха путем турбулентного теплообмена (P), часть — на нагревание почвы или воды (A). В соответствии с приходом и расходом тепла по отношению к подстилающей поверхности составляющие теплового баланса могут иметь положительные или отрицательные значения. В многолетнем выводе средняя годовая температура верхних слоев почвы и воды Мирового океана считается постоянной. Поэтому вертикальный и горизонтальный теплообмен в почве и в Мировом океане в целом (A) практически можно приравнять нулю.

Таким образом, в многолетнем выводе годовой тепловой баланс для поверхности суши и Мирового океана складывается из радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. Для отдельных частей океана кроме указанных составляющих теплового баланса нужно учитывать перенос тепла морскими течениями.

Изучением затрат тепла на испарение и турбулентной теплоотдачи занимались многие исследователи. Тем не менее прямые измерения этих элементов теплового баланса не всегда надежны и имеют ограниченное значение для понимания климатообразования на Земле. Поэтому для расчетов средних величин составляющих теплового баланса широкое распространение получили косвенные методы. Они основаны на связях элементов теплового баланса с различными климатическими характеристиками, содержащимися в справочниках и атласах. Так, для климатических расчетов затрат тепла на испарение с водной поверхности (ZV) используют простую зависимость испарения от ветра (u) и дефицита удельной влажности ($q_w - q$) в нижнем слое атмосферы. Эта зависимость имеет вид

$$ZV = Z\chi\rho u (q_w - q),$$

где Z — скрытая теплота испарения, приблизительно равная 0,6 ккал/г; V — величина испарения; χ — безразмерный коэффициент; ρ — плотность воздуха, в ряде исследований было найдено, что $\chi\rho = 2,5 \cdot 10^{-6}$ г/см³; u — скорость ветра; q_w — удельная влажность насыщенного воздуха при температуре испаряющей поверхности; q — удельная влажность воздуха на уровне наблюдений.

Расчет испарения и соответствующих затрат тепла с поверхности суши является более сложной задачей. Для приближенного решения этой задачи в Главной геофизической обсерватории был разработан особый метод, основанный на совместном решении уравнений водного и теплового балансов с использованием фактических данных по динамике влагосодержания в почве [3].

Величина турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и воздухом (P) для океанов определяется по формуле

$$P = kC_p u (t_w - t) \text{ кал/см}^2 \text{ сек},$$

где k — интегральный коэффициент диффузии в приводном слое; C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; u — скорость ветра; $t_w - t$ — разность температуры воды и воздуха.

При расчетах месячных величин турбулентного потока тепла для суши в уравнении теплового баланса учитывается теплооборот в почве и затраты тепла на таяние снега весной. В годовом выводе турбулентный поток тепла определяется как остаточный член уравнения теплового баланса.

Методом «остаточного члена» определяются, кроме того, средние значения переноса тепла океаническими течениями.

Перейдем теперь к рассмотрению географического распределения затрат тепла на испарение (рис. 13, табл. 19).

Из рис. 13 и табл. 19 следует, что затраты тепла на испарение над сушей и океаном существенно различны. Это, очевидно, объясняется прежде всего ограниченностью запасов влаги на суше по сравнению с океаном и, кроме того, различием метеорологи-

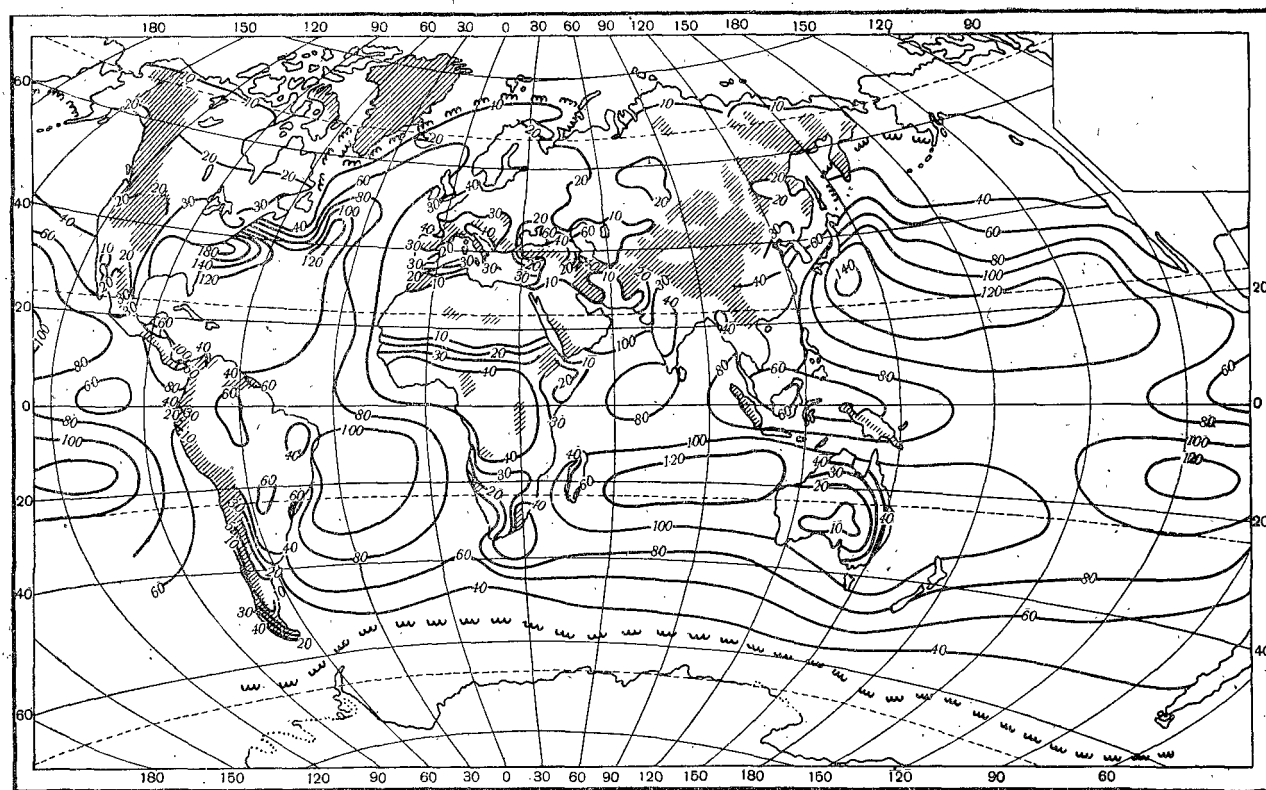


Рис. 13. Затрата тепла на испарение в год (ккал/см²)

Таблица 19

Средние годовые значения затрат тепла на испарение над сушей
и океаном в Северном полушарии (ккал/см²)

Поверхность	Широтная зона, град.						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
Суша	48	29	20	23	24	19	14
Океан	80	99	105	86	53	39	33

ческих условий для потери влаги с этих поверхностей. Различие затрат тепла на испарение на суше и океане имеет большое значение в климатообразовании, в частности в формировании гидро-термического режима воздушных течений океанического и континентального происхождений. Воды океанов, являясь отличным аккумулятором солнечного тепла, в конечном итоге путем испарения отдают это тепло в атмосферу и пополняют ее влагосодержание.

На суше затраты тепла на испарение изменяются от значений близких к нулю до величин около 60 ккал/см²год. Первые имеют место в районах, отличающихся очень большой сухостью и потому недостатком влаги в почве (тропические и субтропические пустыни). Испарение в этих условиях ограничивается мизерным количеством выпадающих атмосферных осадков.

Малы затраты тепла на испарение, кроме того, и в условиях почти постоянной насыщенности воздуха водяным паром из-за низких температур. Это характерно для полярных областей и в особенности для Антарктиды. Более того, по данным Н. П. Русина [9], предполагается, что во внутренних районах Антарктиды затрата тепла на испарение даже с избытком компенсируется сублимацией и конденсацией водяного пара на поверхности снега. Однако в прибрежной зоне Антарктического материка, где часты относительно сухие стоковые ветры, годовая затрата тепла на испарение может достигать 10—15 ккал/см².

Наибольшее количество тепла (несколько более 60 ккал/см²год) затрачивается на испарение с суши в зонах влажных экваториальных и субэкваториальных климатов, в местах без сухих периодов или с небольшой их продолжительностью в году (Зондские острова, Южная Америка). В таких районах испарение лимитируется в основном не запасами влаги в почве, а величиной радиационного баланса и потому может достигать своего верхнего предела — испаряемости.

На океанах годовые затраты тепла на испарение колеблются от величин менее 20 до 160—180 ккал/см² и больше. Меньше всего теряют тепло на испарение океаны в высоких широтах в районах плавающих льдов и холодных океанических течений.

В тропических и субтропических акваториях океанов потери тепла на испарение велики; в ряде мест здесь за год испаряется

слои воды толщиной более 150 см и даже более 2 м. Но больше всего тратится тепла на испарение в районах с теплыми океаническими течениями (Гольфстрим, Куро-Сиво). Это обусловлено высокой температурой испаряющей поверхности теплых течений и интенсивно развитой атмосферной циркуляцией, определяющей большие скорости ветра и дефицит влажности воздуха. Заметим, что в районах с теплыми течениями часто потери тепла на испарение превышают величину радиационного баланса. Создающийся дефицит важнейших составляющих теплового баланса компенсируется притоком тепла с теплыми океаническими водами.

Наличие различных течений и неоднородностей Мирового океана создает внутризональные контрасты температуры поверхности воды и условий испарения. Это является причиной больших различий в затратах тепла на испарение. Так, в Атлантическом океане (на 40° с. ш.) затраты на испарение изменяются более чем в 3 раза.

В годовом ходе наиболее существенные изменения затраты тепла на испарение претерпевают на океанах особенно во внетропических широтах. В зимние месяцы, в частности в декабре в Северном и в июне в Южном полушариях, океан сильно испаряет и теряет много тепла. Непосредственные причины этого — большой дефицит точки росы в приводном слое, а также значительные скорости ветра в зимнее время. Наибольшие величины затрат тепла на испарение в декабре (до 20 ккал/см² и более) наблюдаются в районах теплых океанических течений (Гольфстрим, Куро-Сиво). В июне на океанах во внетропических широтах Северного и в декабре — Южного полушарий испарение и соответствующие затраты тепла резко сокращаются до 4 ккал/см² и менее.

В противоположность океаническим условиям в холодное время года на обширных пространствах суши испарение резко сокращается. Поэтому затраты тепла на испарение во внетропических широтах суши Северного полушария в декабре не превышают 1 ккал/см². В июне здесь в среднем теряется на испарение около 4 ккал/см².

На континентах в тропических широтах годовой ход затрат тепла на испарение, как правило, невелик и изменяется в основном в соответствии с изменениями радиационного баланса и увлажнения климата. С тропических акваторий океанов в декабре теряется тепла на испарение в среднем около 8 ккал/см², и эти потери сравнительно мало меняются от месяца к месяцу.

Таким образом, различие климатических условий испарения как на поверхности Мирового океана, так и на суше обуславливает сложный характер и существенные зональные черты в географическом распределении затрат тепла на испарение, а также в их годовом ходе.

В целом для всего земного шара потери тепла на испарение в среднем за год составляют: 25 ккал/см² — для суши; 59 ккал/см² — для океана.

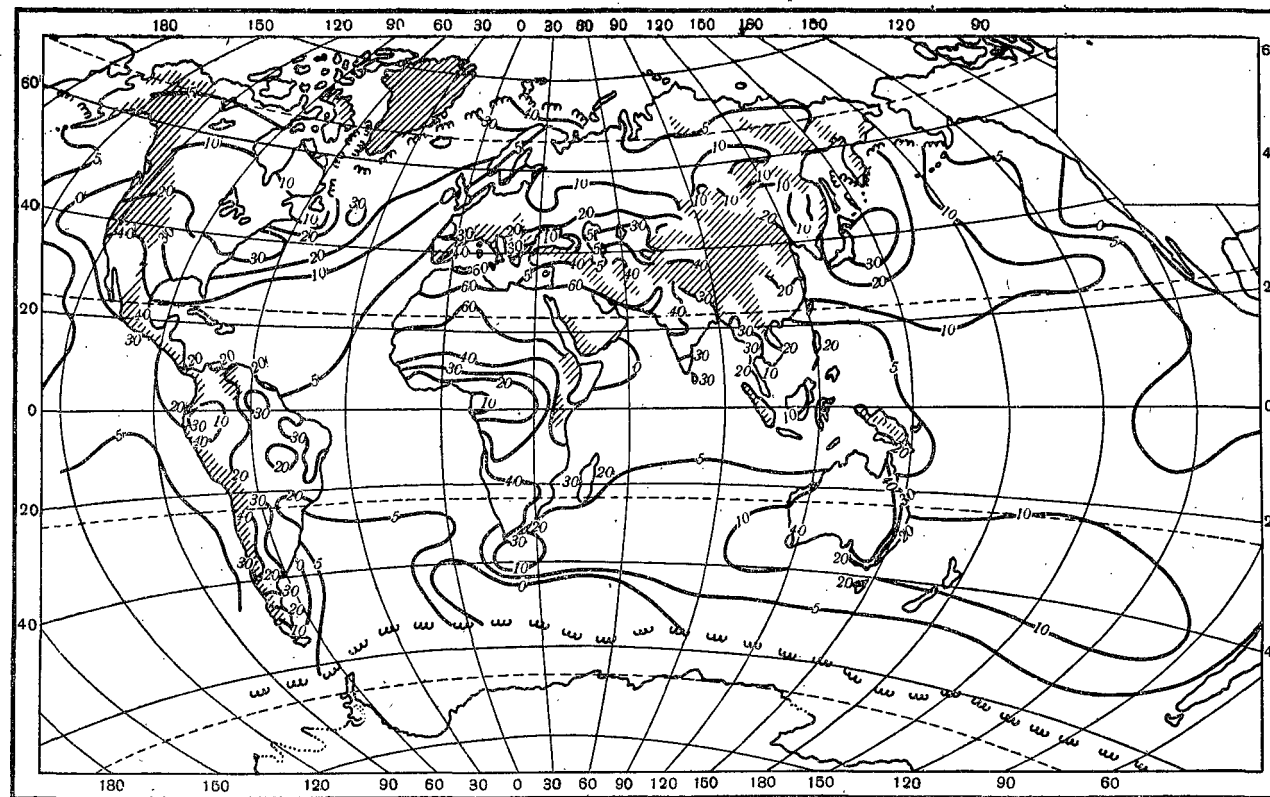


Рис. 14. Турбулентный поток тепла в год (ккал/см²)

Эти потери тепла равны соответственно 51 и 82% от средних значений радиационного баланса суши и океана. Из приведенных величин также следует, что в среднем за год испаряется слой воды толщиной: 41 см с поверхности суши и 100 см с поверхности океана. Первый составляет лишь 57% от средней величины слоя осадков, выпадающих на поверхность всех континентов (72 см). Очевидно, что несоответствие между испарением и осадками на суше устраняется за счет влаги океанического происхождения.

Поверхность Мирового океана и континенты вплоть до высоких широт в среднем за год отдают тепло в атмосферу (рис. 14, табл. 20). На большей части океанической поверхности (до 40°

Таблица 20

Средние зональные величины турбулентного потока тепла на суше и океанах Северного полушария (ккал/см² год)

Поверхность	Широтные зоны, град.						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
Суша . . .	24	42	49	37	21	11	6
Океаны . .	4	6	9	13	14	16	16

с. ш.) турбулентная отдача тепла воздуху сравнительно невелика и составляет менее 15% от величины радиационного баланса. Особенно мал по сравнению с радиационным балансом турбулентный поток тепла в тропических широтах Мирового океана. Это объясняется главным образом отсутствием здесь больших контрастов температуры поверхности воды и воздуха. Наоборот, в районах с теплыми океаническими течениями и климатическими контрастами суши и океана в умеренных и высоких широтах большая разница между температурой воды воздуха способствует увеличению турбулентного потока тепла до 30—40 ккал/см²год (Гольфстрим и Куро-Сиво). Напротив, в зонах холодных океанических течений теплообмен поверхности воды с атмосферой ослабевает или даже приобретает противоположный знак.

Из рис. 14 табл. 20 также следует, что в географическом распределении турбулентного потока тепла на суше замечается в основном обратная тенденция по сравнению с океаном. Если на океанах с увеличением широты турбулентный поток тепла от зоны к зоне растет, то на суше отдача тепла в атмосферу уменьшается.

Наибольший турбулентный поток тепла (более 60 ккал/см²год) отмечается в тропических пустынях. Таким образом, здесь почти все тепло радиационного баланса идет на нагрев воздуха. Наоборот, в Арктической области турбулентная отдача тепла воздуху в годовом выводе близка к нулю. В Антарктиде подстилающая поверхность так выхоложена, что здесь турбулентный поток тепла имеет отрицательный знак и равен —5, —10 ккал/см²год, а в зоне

стоковых ветров даже -15 , -20 ккал/см²год. Таким образом, в условиях Антарктиды турбулентный поток тепла является важнейшей приходной составляющей теплового баланса. Он компенсирует радиационное выхолаживание подстилающей поверхности и тем самым существенно влияет на термический режим.

На суше, как и на океане, климатические различия в увлажнении создают незональные черты в географическом распределении турбулентного потока тепла. Как в тропических широтах, так и за пределами тропиков во влажных климатах турбулентная отдача тепла подстилающей поверхностью в атмосферу уменьшается, в сухих — она растет. Яркие примеры подобных аномалий дают влажные экваториальные климаты всех материков и тропические пустыни. В отличие от пустынь в экваториальных климатах годовое значение турбулентного потока тепла уменьшается до 10 ккал/см² и менее. Таким образом, из-за небольшой разницы температуры подстилающей поверхности и воздуха, а также небольших климатических контрастов между сушей и океаном турбулентный поток тепла в экваториальных климатах составляет всего около $15-20\%$ от величины радиационного баланса.

В среднем поверхность всех континентов отдает тепла в атмосферу 24 ккал/см². Эта величина втрое превышает значение турбулентного потока тепла между поверхностью океанов и воздухом.

На суше и океанах наблюдаются не только пространственные различия величин турбулентного потока тепла, но и существенные различия их годовых ходов. На океанах подстилающая поверхность теряет тепло в основном в холодное время года, когда наиболее велики контрасты температуры вода—воздух. Летом же на обширных пространствах океанов этот теплообмен сокращается или даже наблюдается обратный турбулентный поток тепла — от атмосферы к поверхности океана. Однако амплитуда годовых колебаний турбулентного потока на океанах мала: в тропических широтах она не превышает $1-2$ ккал/см²мес, а в умеренных увеличивается до $5-6$ ккал/см²мес. В противоположность океану и в соответствии с радиационными условиями суша больше всего отдает тепла в атмосферу в теплое время года и меньше — зимой. (Причем, на континентах до 40° с. и ю. ш. во все месяцы года преобладает положительный турбулентный поток тепла — от подстилающей поверхности в атмосферу. Эта потеря тепла имеет наибольшие колебания в тропических пустынях (от 8 и более в июне до $2-4$ ккал/см² в декабре). На широтах более 40° поверхность континентов летом отдает тепло атмосфере, а зимой его получает путем турбулентного обмена. В умеренных и высоких широтах Евразии июньские потери тепла достигают 2 ккал/см². В декабре приток тепла от атмосферы к подстилающей поверхности равен около 1 ккал/см² и отчасти компенсирует значительное радиационное выхолаживание этой поверхности.)

Из анализа временных изменений турбулентного теплообмена следует, что годовые значения этой составляющей теплового ба-

ланса на океанах формируются главным образом в холодную половину года, а на суше — в теплую. Итак, в разных климатических зонах и типах климата соотношение между составляющими теплового баланса изменяется в широких пределах. В засушливых районах, например в пустынях, где испарение близко к нулю, почти весь радиационный баланс идет на прогревание воздуха, т. е. на турбулентный теплообмен. Наоборот, на океанах, а также в условиях влажных тропических лесов годовая величина турбулентного теплообмена, как правило, очень мала, но зато затраты тепла на испарение чрезвычайно велики — почти весь радиационный баланс расходуется на испарение воды. Холодные морские течения, понижающие температуру воды, уменьшают как затраты тепла на испарение, так и турбулентные потоки тепла. Наоборот, теплые течения увеличивают расход тепла на испарение и турбулентную теплоотдачу от океана в атмосферу.

Различные соотношения компонентов теплового баланса имеют, таким образом, определяющее значение в формировании режима тепла и влаги как для суши, так и для океанов.

*

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА

Радиационный баланс земной поверхности определяет запасы тепла в атмосфере и лежит в основе его широтного распределения. Наряду с этим течения общей циркуляции атмосферы создают межширотный обмен воздушных масс и служат причиной разнообразных адвективных влияний. Об этом прежде всего свидетельствует характер расположения средних зимних и летних изотерм на земном шаре, которые во многих местах отклоняются от широтного направления. Исключительно велика роль циркуляции атмосферы в увлажнении материков. В процессе циркуляции атмосферы совершаются: перенос водяного пара с океанов на материки и из одних широтных поясов в другие, конденсация пара в виде облаков и выпадение осадков (рис. 15).

Особенное значение для конденсации атмосферной влаги и орошения земной поверхности осадками имеет циклоническая деятельность, одним из условий которой является наличие достаточного температурного контраста между встречными воздушными течениями. Недостаток осадков, например, на равнинах Средней Азии есть не только результат пониженной влажности воздуха, но и ослабления температурных контрастов под действием интенсивного прогревания атмосферы на больших пространствах.

Недостаток осадков, вызванный ослаблением циклонической деятельности, наблюдается и на плоских берегах Азовского, Каспийского морей и др.

Циркуляция атмосферы усложняет простую на первый взгляд схему широтных изменений климата. На одной и той же широте в силу циркуляционных различий на западных и восточных берегах материков наблюдаются совершенно несходные климатические условия: теплая зима южной Франции и суровая зима Приуралья, сухое лето Сицилии и дождливое лето Японии и др.

Во внутритропическом поясе зональные климатические различия обусловлены главным образом тоже циркуляцией атмосферы. Например, различие в увлажнении Сахары и Экваториальной Африки — результат особенностей циркуляции атмосферы, а не широтных различий в притоке солнечной радиации.

Общее представление о циркуляции атмосферы у земной поверхности дают карты среднего распределения атмосферного дав-

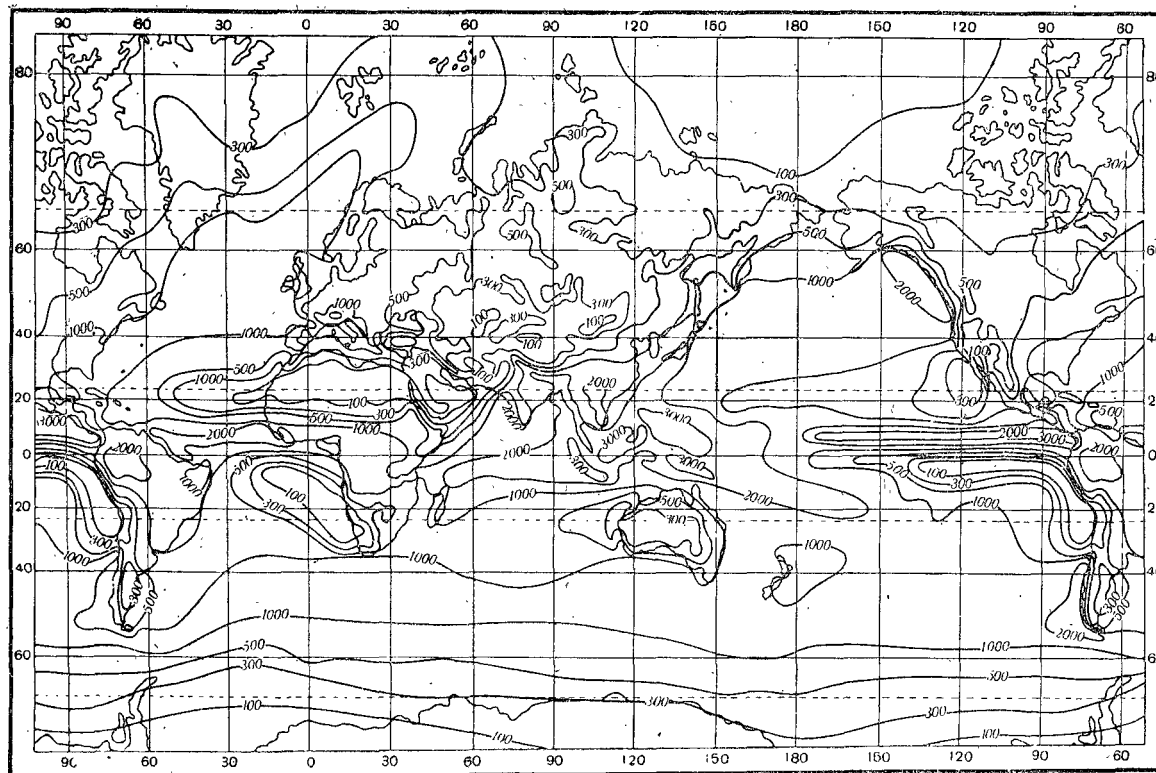


Рис. 15. Среднее распределение годовых сумм осадков (мм)

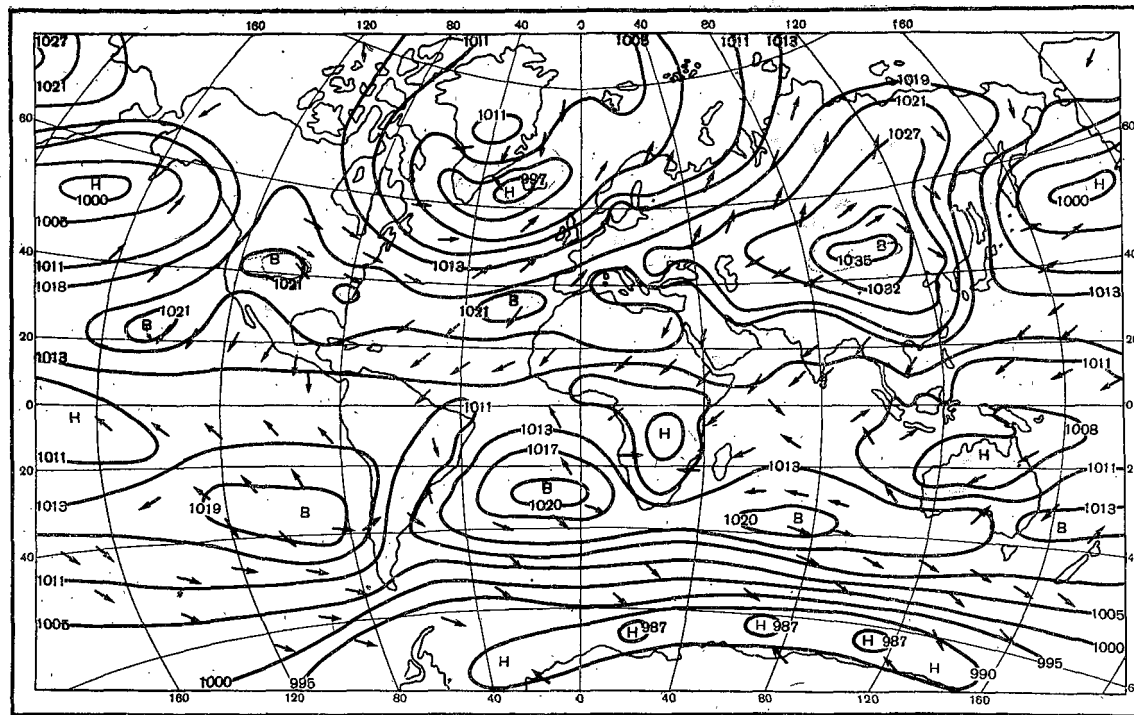
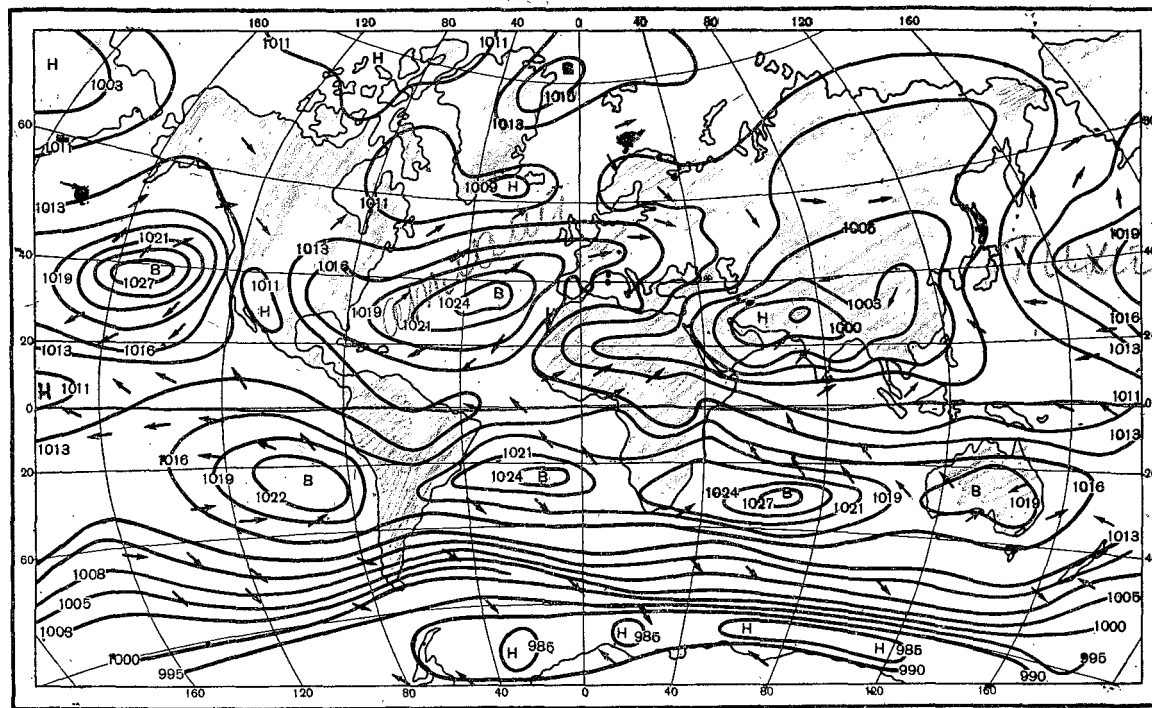


Рис. 16. Среднее распределение атмосферного давления (мб) и ветров на уровне моря в январе



уменьшение
силы ветра

Рис. 17. Среднее распределение атмосферного давления (мб) и ветров на уровне моря в июле

ления и ветров в январе и июле (рис. 16 и 17). Из этих карт видно, что в распределении давления и ветров наблюдается хорошо выраженная зональность.

В низких широтах важнейшей особенностью циркуляции атмосферы, влияющей на климат, является перенос влаги с пасса-

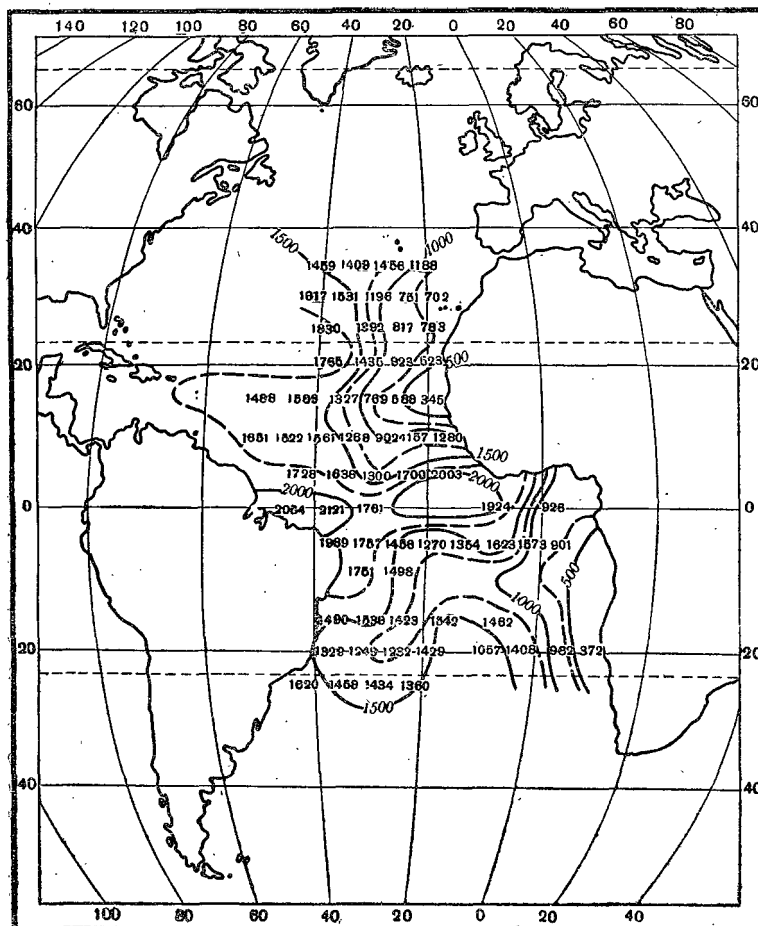


Рис. 18. Высота внутритропической инверсии над Атлантическим океаном (по Фиккеру)

тами от тропиков к экватору, в результате чего в приэкваториальных широтах выпадают обильные дожди.

Как видно из табл. 21, в приэкваториальных широтах (0—10°) осадков выпадает больше, чем поступает в атмосферу путем испарения. Разность пополяется притоком влаги из тропического

пояса (20—30°), где на океанах испарение больше выпадающих осадков.

Таблица 21
Осадки и испарение в экваториальных и тропических широтах (см/год)

Северная широта, град.	Океаны		Материки	
	осадки	испарение	осадки	испарение
0—10	139	133	168	80
20—30	63	175	51	33

Причина, от которой зависит резкое уменьшение осадков в тропическом поясе, заключается в том, что на океанах пассаты на высоте 1—2 км имеют устойчивую стратификацию, затрудняющую развитие восходящих токов и образование осадков. На материках же осадки выпадают очень редко из-за сухости воздуха и высокого в связи с этим положения уровня конденсации. В экваториальных широтах, где пассатная инверсия размывается (рис. 18), происходит мощная конвекция, вызывающая, особенно на материках, выпадение обильных дождей.

Таким образом, пояс пассатов является областью интенсивного испарения на океанах и нагревания воздуха на материках; экваториальные широты — областью увлажнения тропосферы до больших высот и переноса тепла в атмосферу в скрытой форме.

Влияние пассатных воздушных течений отчетливо сказывается на распределении температуры воздуха (рис. 19 и 20). На океанах в области пассатов температура воздуха в восточных районах ниже, чем в западных, так как по восточной периферии антициклонов распространяется относительно холодный воздух субтропических и умеренных широт. Дополнительное влияние оказывают холодные океанические течения, возникающие в основном также под действием циркуляции атмосферы. На широте северного тропика, у западного побережья Сахары, на 5° холоднее, чем у Антильских островов. То же и в Тихом океане, если сравнить побережье Калифорнии и район Филиппин. В тропических широтах Южного полушария эти различия несколько больше, так как морской воздух его умеренных широт холоднее, чем в Северном.

На материках, где воздух прогревается быстрее, чем над океанами, влияние холодной адвекции в тропических широтах мало заметно и температурные различия зависят в основном от высоты над уровнем моря. В равнинной части Сахары, например, нет существенных различий в температуре летних месяцев между западными и восточными районами.

Сезонное перераспределение воздушных течений проявляется в распространении пассатов зимой в более низкие широты, мес-

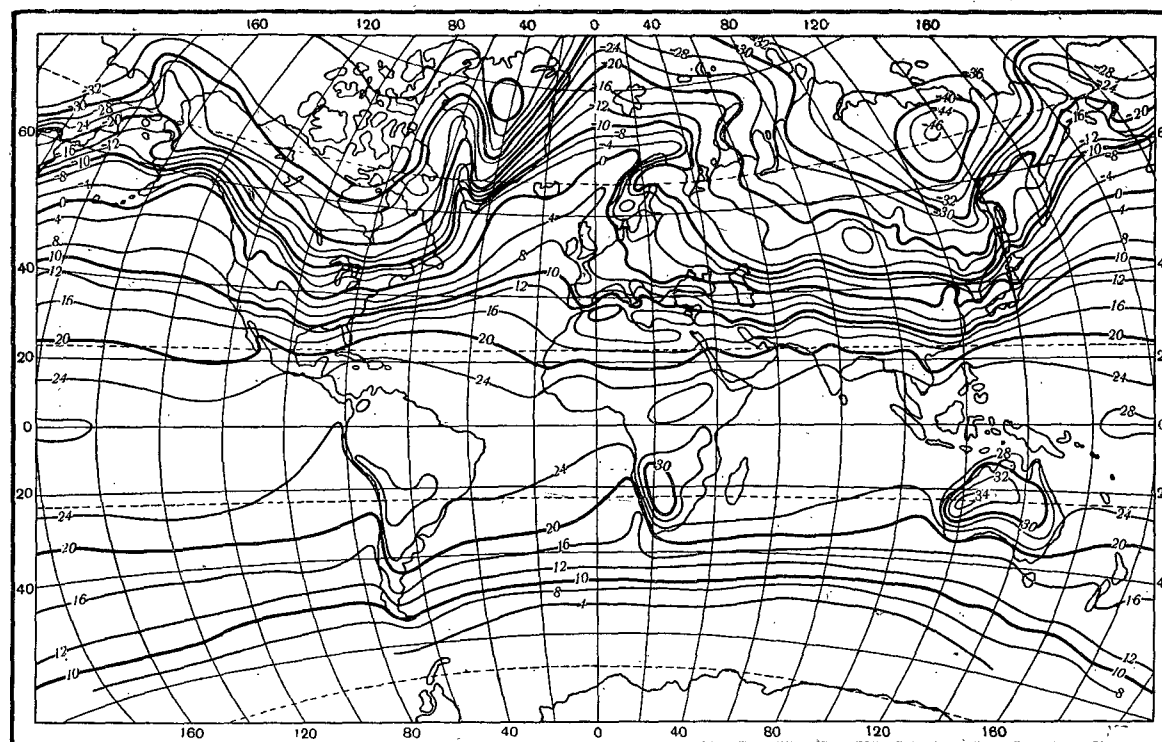


Рис. 19. Средняя температура воздуха в январе

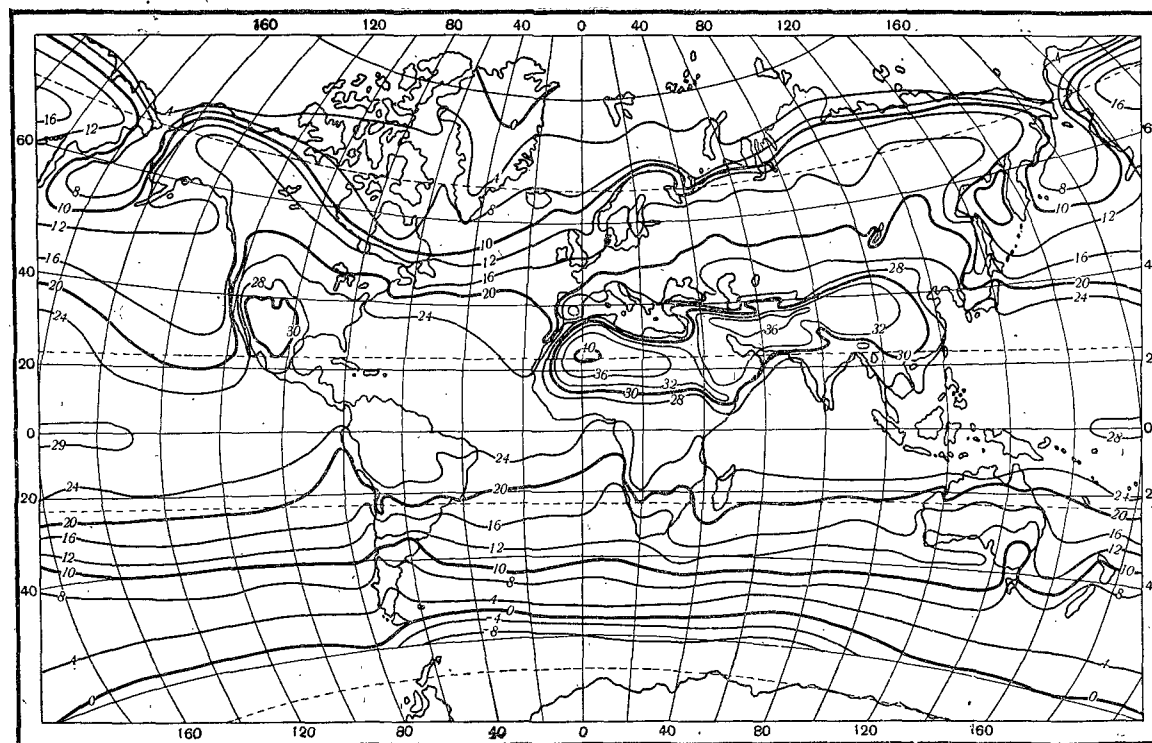


Рис. 20. Средняя температура воздуха в июле

тами вплоть до экватора и даже в другое полушарие. Летом, наоборот, преобладают экваториальные течения, направленные к тропикам. Таким образом, в переходном поясе между экваториальным и тропическим, как в Северном, так и в Южном полушарии летом наблюдается перенос влажного, менее жаркого экваториального воздуха (экваториальный муссон), а зимой — сухого, тропического, что отражается в ходе температуры и осадков.

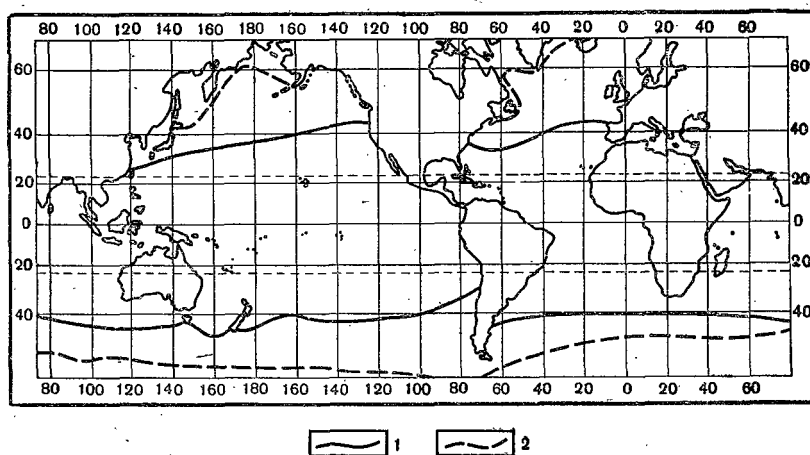


Рис. 21. Экваториальные границы возможных снегопадов (1) и плавучих льдов (2) (по Шотту)

Особенно ярко проявляется сезонная смена основных воздушных течений на восточных берегах материков в субтропических и умеренных широтах: зимой здесь преобладают холодные материковые воздушные течения, летом — влажные океанические.

Субтропические пояса, где преобладает высокое давление, отделяют внутритропические области пассатов от областей преимущественно циклонической циркуляции умеренных широт. Формирование поясов высокого давления связано главным образом с продвижением в этих широтах с запада на восток антициклонов и отрогов высокого давления, замыкающих циклонические серии на фронтах умеренных широт. В этих антициклонах протекает трансформация относительно холодных воздушных масс умеренных широт в тропический воздух.

Пояса высокого давления — это крупнейшие ветроразделы. На их окраинах, обращенных к экватору, преобладают восточные ветры с меридиональной слагающей, направленной к экватору, на внешних границах — западные ветры с слагающей, направленной в умеренные широты. Центральной части антициклонов свойственна тихая, ясная погода. Летом пояса высокого давления расширяются и в них на большом пространстве преобладает устойчи-

вая ясная погода со слабыми ветрами. Зимой, когда циклоническая деятельность из умеренных широт смещается ближе к субтропикам, пояса высокого давления сокращаются, и на полярной их периферии имеют место резкие колебания температуры, сильные ветры, выпадают осадки иногда даже в виде снега.

Очень показательна в оценке эффективности зимних холодных вхождений возможность выпадения снега в субтропических и тропических широтах (рис. 21). На материках (как очень редкое явление) снег возможен даже на широте тропиков.

В умеренных широтах наиболее важными циркуляционными факторами становятся преобладающий во всей тропосфере перенос с запада на восток воздушных масс и циклоническая деятельность, способствующая обмену теплых и холодных масс воздуха и выпадению атмосферных осадков. В отличие от низких широт осадки термической конвекции умеренных широт перестают играть главную роль в орошении континентов, и в районах со слабо развитой циклонической деятельностью возникают пустыни. Усиление циклонической деятельности в умеренном поясе приводит к общему увеличению осадков по сравнению с тропическими широтами: среднее годовое количество осадков в поясе $40-50^\circ$ с. ш. составляет около 600 мм, в поясе же $20-30^\circ$ с. ш. — на 100 мм меньше.

Преобладающие западные ветры транспортируют водяной пар с океанов на материки, выполняя ту же роль, что и восточные ветры в низких широтах.

Летом в Северном полушарии циклоническая деятельность смещается к северу. Субтропические области высокого давления распространяются отчасти в умеренные широты, вызывая здесь уменьшение облачности и осадков, что приводит в отдельные годы в южных районах этого пояса к сильным засухам.

В зависимости от преобладающих ветров и океанических течений температура воздуха в восточной части океанов значительно выше, чем в западной. На западе океанов берега омываются холодными океаническими течениями, на востоке протекают теплые океанические течения. В Атлантическом океане нулевая изотерма воздуха в январе у берегов Америки проходит у 40° с. ш., у берегов Европы — севернее 70° с. ш. В Тихом океане нулевая изотерма у берегов Азии спускается почти к 30° с. ш. в связи с развитием зимой устойчивых антициклонов на материках, по восточной окраине которых холодный воздух продвигается далеко на юг.

В западной части материков расположение изотерм в сильной степени зависит от переноса западными ветрами океанических воздушных масс, что особенно сильно проявляется в Европе. Зимой в Европе изотермы под влиянием преобладающего переноса атлантического воздуха резко отклонены к северу, летом — наоборот, к югу. То же по существу наблюдается и в Северной Америке, но здесь закономерности, обусловленные циркуляцией атмосферы, в значительной степени затушеваны влиянием непрерывной цепи горных хребтов на западном побережье материка.

Развитие устойчивых антициклонов в зимнее время года внутри материков способствует резкому понижению температуры в этих районах. Конечно, полного совпадения в характере расположения изобар и изотерм на средних картах ожидать нельзя, так как охлаждение воздуха зависит не только от повторяемости антициклональной погоды, но и от географической широты. Однако то обстоятельство, что в Азии наиболее холодная область находится в северо-восточной части материка (в Восточной Сибири), а в Америке — в северо-западной части (на Аляске), объясняется главным образом распределением суши и моря в этих частях земного шара.

В умеренных широтах Южного полушария, где водная поверхность океана не прерывается большими пространствами суши, а воздушные и океанические течения направлены приблизительно зонально, распределение температуры воздуха имеет зональный характер: изотермы почти концентрически располагаются вокруг материка Антарктиды.

В высоких широтах давление атмосферы растет к полюсам и преобладают восточные ветры, с которыми выносятся в умеренные широты арктический (антарктический) воздух. В зоне встречи арктических (антарктических) воздушных масс с воздушными течениями умеренных широт развивается циклоническая деятельность, характеризующая циркуляцию атмосферы на периферии полярных областей в Северном и Южном полушариях. Вынос воздуха в направлении умеренных широт способствует сохранению своеобразия климата внутри полярных областей — суровости температурного режима и малому количеству осадков, которые могут быть более или менее значительными только на периферии Арктики и Антарктики.

Непосредственным результатом совместного действия радиационных и циркуляционных факторов является формирование географических типов воздушных масс, играющих важную роль в характере климата различных областей земного шара.

В некоторых областях земного шара движение масс воздуха в нижних слоях атмосферы оказывается замедленным в силу малой величины и неустойчивости направления барических градиентов. К таким областям относятся: экваториальные области неустойчивых ветров, области субтропических антициклонов и летних континентальных депрессий, зимние антициклоны умеренных широт и полярные районы Северного и Южного полушарий. Воздушные массы в результате длительного пребывания воздуха в этих областях в мало изменяющихся условиях радиационного баланса приобретают устойчивые физические характеристики — величину температуры и влагосодержания, характер вертикальной стратификации и др. Указанные выше области служат главными районами формирования географических типов воздушных масс: экваториального, тропического, умеренного, арктического (антарктического) и их морских и континентальных разновидностей. В процессе общей циркуляции атмосферы воздушные массы того или иного типа рас-

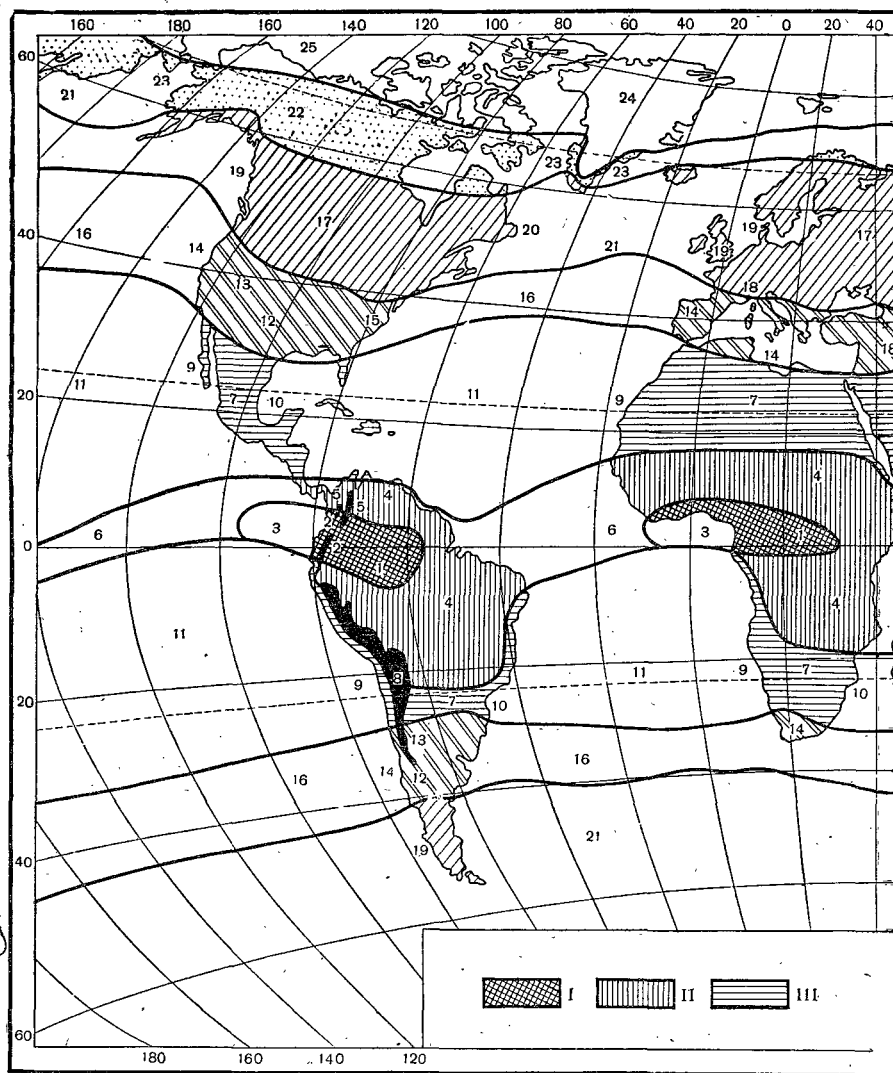
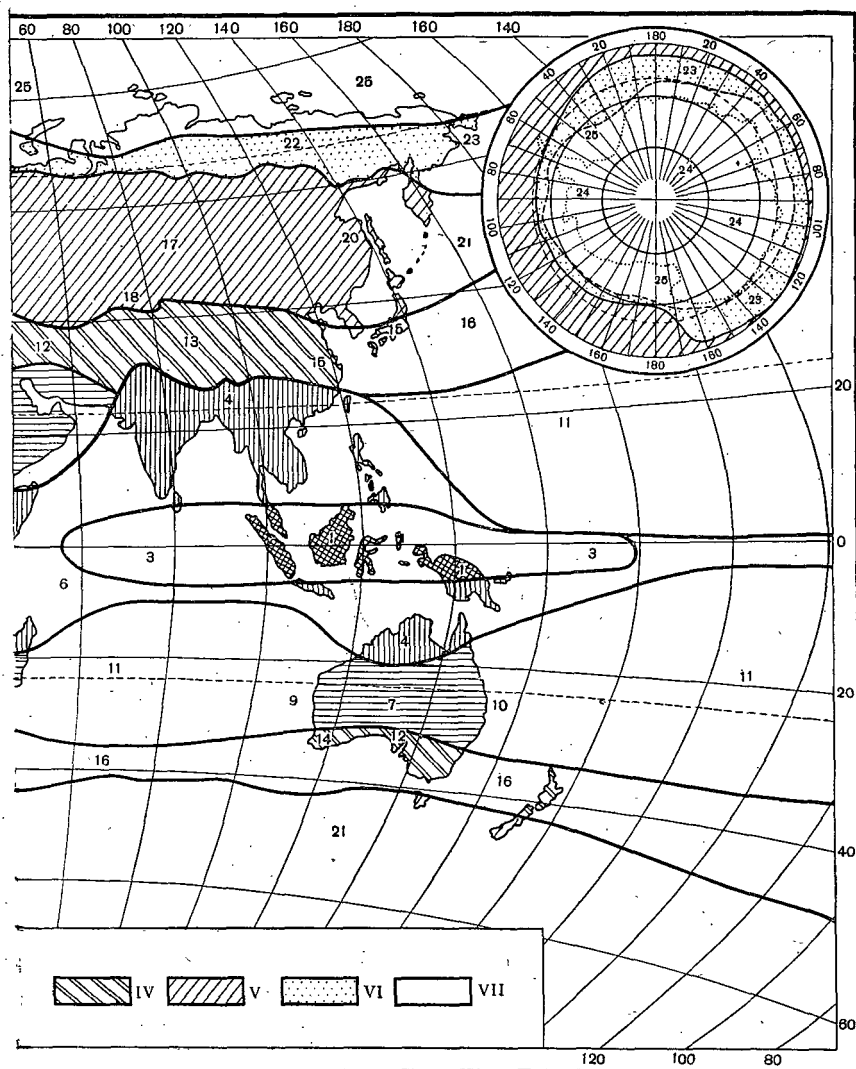


Рис. 22. Климатические пояса и области земного шара:

- I. Экваториальные пояса: 1 — континентальные области, 2 — экваториальные высокогорные, 3 — океанические.
- II. Субэкваториальный пояс: 4 — континентальные области, 5 — субэкваториальные высокогорные, 6 — океанические.
- III. Тропический пояс: 7 — континентальные области, 8 — тропические высокогорные, 9 — западные берега континентов, 10 — восточные наветренные берега континентов и островов, 11 — океанические.
- IV. Субтропический пояс: 12 — континентальные области, 13 — субтропические



высокогорные, 14 — западные части материков, 15 — муссонные восточных берегов материков, 16 — океанические.

V. Умеренный пояс: 17 — континентальные (наблюдаются в Северном полушарии), 18 — высокогорные области умеренного пояса, 19 — западные части материков, 20 — муссонные области восточных берегов материков, 21 — океанические.

VI. Субарктический и субантарктический пояс: 22 — континентальные (наблюдаются в Северном полушарии), 23 — океанические.

VII. Арктический и антарктический пояс: 24 — континентальная область, 25 — океаническая

пространяются из главных областей формирования в другие широтные зоны, сохраняя ранее приобретенные свойства.

Климатическое значение географических типов воздушных масс заключается не только в запасах тепла, влагосодержании и т. д., но и в том, что при встрече друг с другом они образуют атмосферные фронты, являющиеся основным фактором, обеспечивающим орошение земной поверхности осадками.

В зависимости от различий в температуре, влагосодержании и вертикальном строении преобладающих типов воздушных масс, а также в характере их циркуляции в каждом полушарии можно выделить семь климатических поясов (четыре основных и три переходных): экваториальный, экваториальных муссонов, или субэкваториальный, тропический, субтропический, умеренный, субарктический (субантарктический) и арктический (антарктический) (рис. 22).

Летом в Северном полушарии полоса наибольшего нагревания земной поверхности лежит к северу от экватора. В этой полосе происходит встреча экваториальных и тропических воздушных течений, и с ней связано среднее положение тропического фронта. Экваториальные воздушные массы пополняются тропическим воздухом пассатов Южного полушария, который в экваториальных областях теряет свою устойчивую стратификацию и трансформируется в экваториальный воздух. Зимой в Северном полушарии тропические массы воздуха северо-восточного пассата достигают области экватора и тоже трансформируются в экваториальный воздух. Летом и зимой в Южном полушарии аналогичные условия наблюдаются к югу от экватора.

Таким образом, вблизи экватора, в пределах полосы, в которой происходит круглый год трансформация тропических воздушных масс в экваториальные, лежит экваториальный климатический пояс. Как и некоторые другие пояса, он не образует сплошного кольца и имеет большие разрывы.

К северу и к югу от экваториального располагаются пояса экваториальных муссонов, или субэкваториальные. В Северном полушарии в этом поясе летом преобладают южные и юго-западные ветры, несущие экваториальный воздух (экваториальный муссон), зимой — северо-восточные, с которыми распространяется тропический воздух. Северной границей пояса экваториальных муссонов в Северном полушарии является летнее положение тропического фронта.

Подобные условия имеют место и в поясе экваториальных муссонов Южного полушария. Только летний экваториальный муссон имеет здесь северную слагающую, а зимнее тропическое течение — южную. В дальнейшем для краткости будем говорить только о Северном полушарии.

К северу от пояса экваториальных муссонов находится тропический пояс, в котором во все сезоны преобладают тропические воздушные массы. Над океанами они распространяются в

пассатах, оттекающих по экваториальной периферии субтропических антициклонов, на материках циркулируют в размытых барических депрессиях. Южной границей этого пояса служит летнее положение тропического фронта, северной — зимнее положение полярного фронта, отделяющего тропические массы от воздушных масс умеренных широт.

Между поясами тропическим и умеренным располагается переходный субтропический, в котором летом преобладает тропический воздух, зимой — воздух умеренных широт, поступающий главным образом в тылу циклонов. Южной границей субтропического пояса служит: зимнее положение полярного фронта, северной — летнее положение того же фронта.

К северу от субтропического лежит умеренный пояс, где в течение всего года господствуют воздушные массы умеренных широт. Южной границей этого пояса служит летнее положение полярного фронта, северной — зимнее положение арктического фронта.

Между умеренным и арктическим поясами находится субарктический пояс, в котором происходит сезонная смена воздушных масс умеренных и арктических широт. Границами субарктического пояса являются зимнее и летнее положения арктического фронта.

Последний к северу пояс — арктический, в котором формируются арктические воздушные массы. Южная граница арктического пояса — летнее положение арктического фронта, т. е. средний предел распространения к северу воздушных масс умеренных широт в летнее время года.

Все сказанное с соответствующими изменениями относится также к Южному полушарию.

Как видно из рис. 22, расположение поясов только в общем виде подчинено географической широте, в некоторых же местах наблюдаются существенные отклонения и разрывы. В восточной половине Южной Азии в связи с исключительно сильным развитием летнего экваториального муссона разорван тропический пояс; на западе океанов по причине перетекания через экватор пассатов наблюдаются большие разрывы в экваториальном поясе. Отклонения от широтного положения климатических поясов на земной поверхности зависят от распределения суши и моря и связанных с этим условий атмосферной циркуляции.

✱

ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КЛИМАТА

Подстилающая поверхность оказывает большое влияние на все составляющие радиационного и теплового балансов (см. главу 2). Не менее велика ее роль и в общей циркуляции атмосферы, прежде всего в формировании и трансформации географических типов воздушных масс.

Наиболее существенное и весьма различное влияние на климат оказывают два основных вида подстилающей поверхности земного шара — вода и суша. Под воздействием водной поверхности и суши во всех зонах земного шара создаются два совершенно различных типа климата: морской и континентальный. Вместе с тем как водная поверхность, так и поверхность суши сами по себе не однородны. В океанах есть теплые и холодные течения, различия глубин; на поверхности суши имеет место разнообразие форм рельефа, почв, наличие или отсутствие растительности и т. д. В соответствии с этим как водная поверхность, так и суша в одной и той же зоне могут оказывать разнообразное влияние на климат. Среди множества влияний подстилающей поверхности на климат особенно выделяется влияние на метеорологические процессы теплых и холодных океанических течений, поверхностей, покрытых снегом и льдом, особенностей строения рельефа и растительных покровов суши.

ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КЛИМАТ

Большие контрасты термического режима водной поверхности и суши обусловлены прежде всего различием теплопроводности воды и почвы. На суше тепло распространяется в более глубокие слои медленно, главным образом путем молекулярной теплопроводности, и, отчасти, с просачивающейся водой атмосферных осадков. В водной толще морей и океанов, особенно в верхнем 100-метровом слое, теплообмен осуществляется более эффективным способом — турбулентной теплопроводностью, благодаря которой массы воды, а вместе с ней и тепло быстро перераспределяются по вертикали. Участие больших масс воды в этом процессе приводит к тому, что как нагревание, так и охлаждение поверхностного слоя

воды под влиянием притока тепла или его отдачи происходит в десятки раз медленнее по сравнению с поверхностью суши.

Заметную роль в различии термического режима суши и водоема играют разная их теплоемкость. Объемная теплоемкость почвы в среднем равна 0,5—0,6 кал/см³град, что в 2—3 раза меньше соответствующей теплоемкости океанической воды. Отсюда следует, что для повышения температуры почвы на 1° потребуется в соответствующее число раз меньшее количество тепла, чем для воды. Наоборот, при охлаждении на 1° водная масса должна потерять тепла в 2—3 раза больше, чем почва.

Некоторое значение в термическом режиме водоемов имеет и более глубокое проникновение коротковолновой солнечной радиации в воду в сравнении с почвой. На суше коротковолновая радиация поглощается верхним слоем толщиной в доли миллиметра. Исключение представляют лед и снег. В океане коротковолновая радиация проникает до глубины порядка 10—100 м. Правда, доля проникающей в воду солнечной радиации с глубиной быстро уменьшается (табл. 22). Меньше она становится и при уменьшении угла падения солнечных лучей.

Таблица 22

Проникновение солнечной радиации в воду при вертикальном падении лучей (по данным Н. Н. Калитина [58])

Толщина слоя воды	Поверхность	0,1 мм	1 мм	1 см	10 см	1 м	10 м
Радиация, %	100	95	86	73	55	35	18

Отсюда следует, что для тонкого поверхностного слоя воды поглощенная коротковолновая радиация предельно мала. Это означает, что коротковолновая радиация в морях и океанах, в отличие от суши, практически не оказывает прямого влияния на формирование температурного режима подстилающей поверхности. Этот режим зависит преимущественно от непрерывно действующего прихода-расхода длинноволновой радиации и от турбулентного и влаго-, теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой, а также с глубинными массами воды.

Водная поверхность обладает иной отражательной способностью по сравнению с сушей. Кроме того, альбе́до водной поверхности существенно зависит от высоты солнца, что видно из рис. 23, взятого из работы В. С. Самойленко [64].

В средних широтах (40—50°) почти всегда волнующаяся поверхность моря при безоблачном небе в летнее полугодие отражает от 6 до 10% падающей прямой радиации; к середине зимы величина альбе́до увеличивается до 15—20%.

Зависимость альбе́до от высоты солнца и, следовательно, от широты характерна и для суммарной радиации. Отражение сум-

марной радиации с широтой изменяется от нескольких до 20%. Это примерно на 10—20% меньше соответствующих значений альбедо суши без снежного покрова и означает, что при одинаковых условиях облучения водная масса поглощает солнечной радиации больше, чем поверхность суши.

Благодаря большой теплопроводности и теплоемкости почти вся поглощаемая водой солнечная радиация идет на ее нагревание

и только незначительная ее доля (около 0,4%) расходуется на нагревание воздуха над водой. В этом отношении вода как подвижная среда очень сильно отличается от суши: песчаная почва отдает в воздух около 37% поглощенного ею солнечного тепла, песок — 49%, а снег — даже 84%, т. е. в отличие от суши вода почти полностью и на продолжительное время аккумулирует тепло поглощенной солнечной радиации.

Следовательно, огромные размеры, а также физические свойства водной массы Мирового океана делают его важнейшим приемником и аккумулятором солнечной энергии на

Земле. Именно потому, как уже отмечалось выше, на одних и тех же широтах радиационный баланс на океанах больше, чем на суше. Разница между ними обусловлена главным образом различиями в поглощенной радиации. Особенно она велика в тропических широтах, где составляет около 30—35% от величины радиационного баланса океанов.

Контрасты радиационного баланса, а также других составляющих теплового баланса океанической поверхности и суши имеют большое погодо-климатообразующее значение, в частности в развитии муссонной и бризовой циркуляции.

На суше затраты тепла на испарение имеют наибольшее значение в экваториальных климатах и резко уменьшаются в полосе тропических и субтропических пустынь. Далее с увеличением широты и количества выпадающих осадков испарение с суши и соответствующие затраты тепла вновь увеличиваются, но в высоких широтах континентов эта составляющая теплового баланса из-за недостатка тепла опять убывает.

На океанах наибольшие затраты тепла на испарение приурочены к положению субтропических ячеек высокого давления. И эта потеря тепла уменьшается как в направлении к экватору, так и

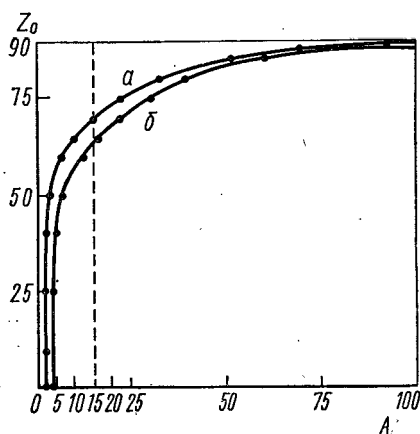


Рис. 23. Зависимость альбедо зеркальной водной поверхности от высоты Солнца:
а — по Френелю, б — по Сивкову

к полюсам. Тем не менее на широтах 60—70°, где происходит выравнивание радиационных балансов океана и суши, затраты тепла на испарение с океанов значительно превосходят таковые на суше. Недостаток тепла радиационного баланса здесь существенно восполняется теплом, переносимым морскими течениями.

Турбулентный поток тепла на океанах закономерно увеличивается с широтой от 4 вблизи экватора до 10—16 ккал/см²год на широтах 60—70°. На суше этот поток имеет наибольшее значение в тропических и субтропических пустынях, несколько понижен вблизи экватора и резко убывает с увеличением широты.

Различные составляющих теплового баланса на океанах и суше определяет процесс трансформации воздушных масс над соответствующими поверхностями. Над океанами воздушные массы преимущественно увлажняются, об этом свидетельствуют большие затраты тепла на испарение, составляющие около 90% от величины радиационного баланса (табл. 23). Над сушей воздушные массы, наоборот, главным образом теряют влагу и в зависимости от знака и величины турбулентного потока тепла в различные сезоны года прогреваются или выхолаживаются.

Таблица 23

Структура теплового баланса континентов и океанов
(ккал/см² год), по Будыко [3]

Составляющие баланса	Континент						Океан		
	Европа	Азия	Африка	Север- ная Амери- ка	Южная Амери- ка	Ав- стралия	Атлан- тиче- ский	Тихий	Индий- ский
<i>B</i>	30	47	68	40	70	70	82	86	85
<i>ZV</i>	24	22	26	23	45	22	72	78	77
<i>P</i>	15	25	42	17	25	48	8	8	7

Наконец, водная поверхность отличается небольшой шероховатостью по сравнению с поверхностью суши. Это вызывает большие скорости ветра над морем. В центре океана средняя скорость ветра в 2—3 раза больше, чем на суше. Однако шероховатость водной поверхности увеличивается вместе с увеличением скорости ветра, что усиливает влияние моря на физические свойства (температуру, влажность и др.) протекающего над ним воздуха.

ВЛИЯНИЕ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ НА РЕЖИМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В результате тепловых и радиационных свойств воды суточные колебания температуры ее поверхности в открытых частях океанов составляют лишь доли градуса: от 0,4 под экватором до 0,1° в высоких широтах. Даже во внутренних морях (Каспийском и Аральском) суточные колебания температуры поверхности воды

равны примерно 1° . В соответствии с этим над океанами и морями невелики также и суточные колебания температуры воздуха. В Атлантике, например, они равны в среднем: на экваторе $1-2^{\circ}$, на 30° с. ш. 2° , на $60-70^{\circ}$ с. ш. 1° .

Таким образом, суточный ход температуры воздуха над обширной водной поверхностью невелик и обусловлен, как установлено еще А. И. Воейковым [4], непосредственным нагреванием воздуха потоком радиации, а не нагреванием его от водной поверхности.

Совершенно иной размах имеют суточные колебания температуры почвы и воздуха в глубоких континентальных районах. Так, в Иркутске суточная амплитуда температуры достигает:

	Июнь	Декабрь
На поверхности почвы	32°	12° (снег)
В воздухе на высоте 2 м	15°	9°

Морские и континентальные районы имеют, кроме того, различную междусуточную изменчивость температуры:

	январь	июль
О-ва Силли (Великобритания, 50° с. ш.)	$1,4^{\circ}$	$0,9^{\circ}$
Омск	$4,1^{\circ}$	$1,9^{\circ}$

Годовые колебания температуры воздуха над морем заметно больше, чем суточные. Так, над Атлантикой годовая амплитуда температуры изменяется с широтой следующим образом:

Субэкваториальные широты	$2-3^{\circ}$
Субтропические широты	$4-6^{\circ}$
Умеренные широты	$8-10^{\circ}$
Субполярные широты ($60-70^{\circ}$ с. ш.)	$10-12^{\circ}$

Сравнительно большая величина годовых колебаний температуры воздуха над океаном в высоких широтах объясняется глубоким проникновением влияния суши на океан в процессе атмосферной циркуляции.

Для характеристики годовых колебаний и изменений температуры приведем средние месячные ее величины в морском и континентальном пунктах (табл. 24). Оба пункта расположены примерно на одной широте, тем не менее величины максимальной и минимальной температуры воздуха резко различны. Годовая амплитуда температуры в условиях океана оказалась в 7 раз меньше, чем в континентальном пункте.

Форма годового хода температуры, как известно, определяется прежде всего количеством радиации, поступающей на Землю. Однако существенное своеобразие в годовой ход температуры вносит также подстилающая поверхность, в первую очередь океаны и материки. На океанах имеет место не только уменьшение амплитуды колебаний температуры, но и запаздывание максимумов и минимумов на 1—2 месяца (см. табл. 24). В соответствии с этим весна

в океанических климатах холоднее осени. Различие тепловых эффектов этих сезонов года, а следовательно, и соответствующая асимметрия годового хода температуры, по исследованиям Е. С. Рубинштейн [63], сохраняется в целом почти и для всего земного шара, что обусловлено преобладанием океанической поверхности над сушей.

В континентальных же районах обычно весна теплее осени. Этот контраст температур особенно велик в континентальных климатах, отличающихся небольшой мощностью снежного покрова; таяние снега сдерживает рост температуры.

Влияние суши и моря различно сказывается и на атмосферном давлении. Известно, что давление над океанами и сушей имеет противоположный годовой ход. Это обусловлено прежде всего различием термического режима этих поверхностей. Основываясь на изучении поля температуры у поверхности Земли и токов воздуха в тропосфере, Х. П. Погосян [62] установил, что зимой над океанами в умеренной зоне расходимости изотерм на уровне моря, наблюдаемой на средних картах, соответствует расходимость линий тока в средней и верхней тропосфере. На суше, наоборот, зимой наблюдается сходимость изотерм; увеличивающаяся по мере углубления в континент (см. рис. 19). Ей соответствует сходимость линий тока в средней и верхней тропосфере. Эти изменения в поле тропосферных ветров над океаном и сушей влияют на барические системы в нижних слоях тропосферы. Зимой расходимость линий тока на высоте

Таблица 24
Средняя температура воздуха в морском и континентальном пунктах (по месяцам и сезонам)

Пункт	Месяцы												Сезоны года		
													Амплитуда	лето	осень
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Леруик 60° с. ш., 1° в. д. (Шетландские о-ва)	4,4	4,1	4,6	5,8	8,0	9,9	12,0	12,4	11,1	8,7	6,9	5,3	7,8	11,1	8,4
Олекминск 60° с. ш., 120° в. д.	-33,5	-28,3	-17,9	-4,7	5,8	14,9	18,5	14,7	6,8	-4,4	-21,1	-31,1	-6,7	16,0	-6,2

над океанами способствует сохранению и углублению барических депрессий в нижних слоях, а сходимость их над сушей усиливает поле повышенного давления.

Летом имеет место обратное явление. Над океанами изотермы и линии тока сходятся, а над сушей — расходятся, т. е. над морем создаются условия для усиления областей повышенного давления и заполнения депрессий; над сушей, наоборот, термические условия способствуют углублению депрессий и разрушению антициклонов.

Сезонная смена давления над морем и сушей в нижней и средней тропосфере столь существенна, что оказывает большое влияние на общую циркуляцию атмосферы и может привести к сезонной смене воздушных течений между морем и сушей — к развитию муссонной циркуляции. Эта циркуляция в круговороте атмосферы занимает второе место после общепланетарных циркуляционных движений, обусловленных разностью температуры между экватором и полюсами.

Продолжительность существования барических систем над морем и сушей зависит от различия в трении. Меньшая шероховатость поверхности океанов приводит к тому, что уже в нижних слоях атмосферы ветер становится почти градиентным и дует вдоль изобар. Следовательно, барические системы над океанами должны быть более устойчивыми, чем над сушей, где ветер в результате увеличения трения в нижних слоях дует, пересекая изобары под более значительным углом.

Океаны являются основным поставщиком влаги в атмосферу. По последним данным, приводимым М. И. Будыко [3], в целом за год с суши испаряется 420 мм, а с поверхности Мирового океана — 1260 мм.

Процесс испарения по-разному протекает в различных широтах земного шара (табл. 25).

Таблица 25

Годовое испарение (мм) в различных широтных зонах

Зона	Географическая широта, град.							Вся Земля
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	

Суша

Северное полушарие . .	800	483	334	384	400	316	233	420
Южное полушарие . .	833	683	466	466	350	334	—	

Мировой океан

Северное полушарие . .	1332	1650	1750	1432	884	651	550	1260
Южное полушарие . .	1400	1735	1668	1333	917	517	—	

Таким образом, в результате большого испарения океаны, особенно в тропической зоне, являются важнейшим источником пополнения запасов влаги в атмосфере.

Водная подстилающая поверхность и суша оказывают влияние и на другие метеорологические элементы и физические характеристики воздуха.

Относительная влажность в океанических районах обычно выше, чем в континентальных. Различия влажности в этих районах велики в летнее время и малы зимой (табл. 26).

Таблица 26

Относительная влажность (в %) в морском и континентальном районах

Пункт	Влажность		Амплитуда
	наибольшая	наименьшая	
Джерси, 49° с. ш., 2° в. д.	82 (XII)	78 (IV, V, VIII)	4
Иргиз, 48° с. ш., 61° в. д.	82 (XII)	41 (VII)	41

Таблица 27

Средняя облачность (в %) и продолжительность солнечного сияния за год в океаническом и континентальном пунктах

Пункт	Облачность			Продолжительность солнечного сияния	
	зима	лето	год	в час	в % от возможной
Глазго, 56° с. ш., 3° в. д.	83	77	78	1086	24
Харьков, 50° с. ш., 36° в. д.	81	51	66	1887	46

Океанические районы отличаются от континентальных более значительной облачностью, особенно летом, большим числом пасмурных дней и дней с туманами, меньшей продолжительностью солнечного сияния (табл. 27).

Туманы на морях чаще бывают летом. Они связаны с адвекцией на относительно холодную водную поверхность прогретого над сушей воздуха и его дальнейшим охлаждением. Особенно велика повторяемость адвективных туманов на границе теплых и холодных морских течений. Так, в районе Ньюфаунлендских банок, где соприкасаются Гольфстрим и Лабрадорское течение, в летние месяцы (июль, август) насчитывается по 22—23 дня с туманом. Зимой над водной поверхностью часто образуются туманы испарения. В континентальных районах туманы в большинстве случаев возникают в результате выхолаживания воздуха в ночное время, а также зимой и, таким образом, являются чаще всего радиационными. В зимнее время на суше нередко также адвективные туманы, сопровождающие вторжения теплых воздушных масс.

В океанических районах осадков выпадает обычно больше, чем на суше, где уменьшение их количества происходит по мере углубления в континент. Соответственно направлению основных течений общей циркуляции атмосферы в низких широтах значительная облачность и осадки наблюдаются в западных частях оке-

Т В → Х. П.

анов и на омываемых ими восточных побережьях континентов. В умеренных широтах наоборот: наибольшее влияние океана сказывается на облачности и осадках западных побережий континентов.

Годовой ход осадков на море и суше различен. В умеренной зоне на океанах и омываемых ими берегах осадки выпадают более или менее равномерно в течение года. Нередко несколько большим их количеством выделяется осенне-зимний и меньшим — летний период. В континентальных районах этой зоны основная часть годовой суммы осадков, как правило, выпадает за летний период. На этот период приходится и месячный максимум осадков в годовом ходе. Своеобразный режим осадков с сухой зимой и дождливым летом складывается в районах, отличающихся муссонной сменой ветров.

Таким образом, влияние моря и суши на режим метеорологических элементов весьма разносторонне и велико. Именно поэтому во всех зонах земного шара в зависимости от характера подстилающей поверхности выделяются морской и континентальный типы климата.

Воздействие суши на весь комплекс метеорологических элементов и их своеобразные суточный и годовой режимы определяют обычно континентальностью климата. Ввиду сложности этого комплекса в настоящее время еще нет единого мнения о количественной оценке континентальности климата. Но литература по этому вопросу дает ряд формул, в основе которых лежит изменение температуры воздуха. Так, В. Горчинский для расчета показателя континентальности климата предложил следующую формулу:

$$K = C \frac{A - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi} = \frac{1,7A}{\sin \varphi} - 20,4,$$

где A — годовая амплитуда температуры, φ — географическая широта; $12 \sin \varphi$ — средняя годовая амплитуда температуры в океанических климатах (в зоне 30 и 60° широты). Таким образом, числитель в формуле дает прирост годовой амплитуды в данном континентальном пункте над некоторой средней океанической амплитудой. Постоянная C подобрана так, что для Верхоянска $K=100\%$.

С. П. Хромов [10] предложил оценивать континентальность климата с помощью формулы

$$K = \frac{A - A_m}{A} = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A},$$

где A — годовая амплитуда температуры; $A_m = 5,4 \sin \varphi$ — годовая амплитуда температуры в океанических условиях, где материковые влияния практически отсутствуют, например, в центральной части южного Тихого океана. Эти формулы отражают лишь одну характеристику континентальности или океаничности климата — величину годовой амплитуды температуры.

Более полно континентальность климата оценивается по формуле Н. Н. Иванова [56]:

$$K = \frac{A_r - A_c + 0,25D_0}{0,36\varphi + 14} 100,$$

где A_r — годовая амплитуда температуры воздуха в данном месте; A_c — суточная амплитуда температуры воздуха; D_0 — недостаток относительной влажности воздуха; $0,36\varphi$ — прямолинейная зависимость планетарной суммы всех трех компонентов от широты, а число 14 — сумма трех компонентов на экваторе. Минимальная величина континентальности на земном шаре оказалась южнее Новой Зеландии (37%); максимальная (250—260%) — в Центральной Азии и в центральной части Сахары.

ВЛИЯНИЕ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ НА КЛИМАТ

Помимо принципиальных различий в формировании климата над морем и сушей большое влияние на него оказывают локальные различия самих этих подстилающих поверхностей.

Применительно к океанам следует прежде всего отметить влияние на климат теплых и холодных морских течений.

Морские течения, возникающие в основном под действием циркуляции атмосферы, играют важную роль в межширотном переносе тепла. Установлено, что около половины общего адвективного переноса тепла из низких широт в высокие осуществляется с морскими течениями, а остальная половина — через атмосферную циркуляцию. В обратном направлении с холодными течениями совершается не менее мощная адвекция холода. Поэтому морские течения оказывают влияние в первую очередь на температуру воздуха и ее распределение. В соответствии с направлением воздушных и морских течений изотермы в низких широтах, особенно июльские, в восточных частях океанов Северного и Южного полушарий приближаются к экватору. Это происходит, например, в районах Канарского и Бенгельского течений Атлантического океана, Калифорнийского и Перуанского течений Тихого океана и в других местах. Наиболее мощное из холодных течений — Перуанское (или Гумбольдтово) доходит до самого экватора и даже здесь снижает температуру на 3—4° по сравнению с его средней температурой (в июле 26,4°). Вблизи берега Южной Америки (30° ю. ш.) температура воды этого течения и летом и зимой на 10° ниже температуры воды открытого океана на той же широте. Кроме того, все холодные течения в большей или меньшей мере усиливают бездожде климата как на акватории, так и на ближайших восточных побережьях континента, играют немаловажную роль в образовании таких береговых пустынь, как Атакама, Намиб и в других районах тропических побережий материков. Вместе с тем эти течения и примыкающие к ним пустынные побережья отличаются высокой относительной влажностью и частыми туманами «гаруа».

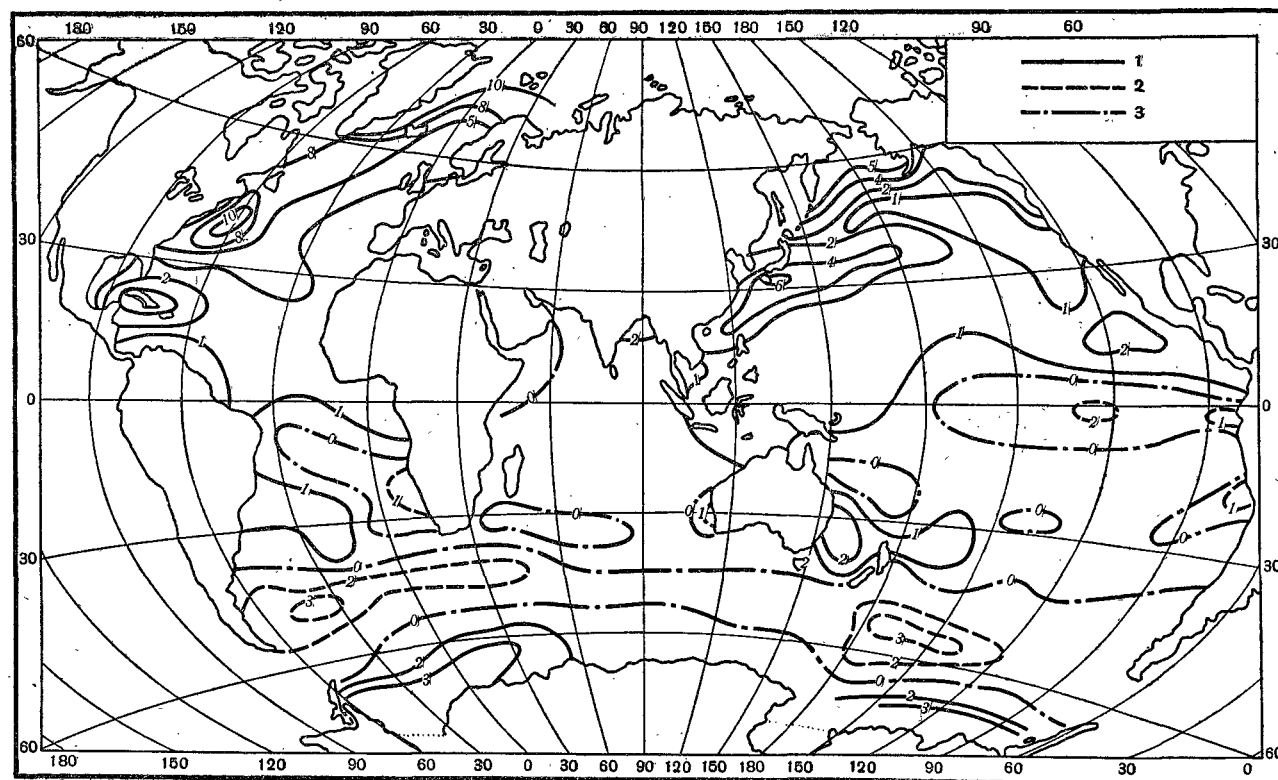


Рис. 24. Средние разности температуры воды и воздуха в феврале:
1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые

В низких широтах западных частей океанов, где лежат истоки теплых океанических течений, изотермы в обоих полушариях удаляются от экватора. Здесь в зимние месяцы аномалия температуры воздуха становится положительной: над Бразильским течением, например, в июле она достигает $+3^{\circ}$.

Таким образом, во всех зонах земного шара теплые и холодные морские течения поддерживают температурные различия между западными и восточными районами океанов, создают заметные термические аномалии. Например, средняя температура вод Калифорнийского течения равна всего $12-13^{\circ}$, что на $6-8^{\circ}$ ниже средней широтной температуры вод Тихого океана (на широте 40° с. ш.). У восточных берегов континентов в низких широтах и у западных в умеренной зоне совместным действием воздушных и океанических течений создаются наиболее благоприятные условия для образования теплых и влажных климатов на материках. Особенно ярко обогревающая роль течений проявляется зимой на западных побережьях в умеренной зоне.

Океанические течения оказывают влияние и на стратификацию пронесшихся над ними воздушных масс. Холодные течения как в низких, так и в умеренных широтах усиливают устойчивость стратификации атмосферы и тем самым ослабляют вертикальный обмен воздуха и водяных паров. Теплые течения, наоборот, способствуют развитию конвекции, а следовательно, увлажнению воздуха до значительных высот. Особенно велика неустойчивость стратификации воздуха над теплыми течениями в зимнее время года, что приводит нередко к зимней грозовой деятельности даже в таких северных районах, как побережье Норвегии.

Наибольшие разности температуры вода — воздух отмечаются зимой в западных районах океанов на $30-40^{\circ}$ с. ш. в местах, где теплые течения еще не отошли от восточных берегов континентов (рис. 24). В Атлантическом и Тихом океанах зимой разность температуры вода — воздух достигает $10-6^{\circ}$ и обусловлена не только наличием теплых океанических течений, но и переносом на океан холодных масс воздуха с континента. В летнее время она уменьшается, приобретает обратный знак и равняется около $-1-2^{\circ}$, т. е. воздух становится теплее воды на $0,5-1^{\circ}$ (рис. 25).

Морские течения, как, например, Гольфстрим, Куро-Сиво и другие, располагаются в зонах преобладания определенного результирующего атмосферного переноса и активной циклонической деятельности на ветвях полярного фронта. Поэтому эти течения становятся как бы почти постоянным ложем для полярно-фронтальных циклонических образований. Зимой здесь резко увеличивается туманообразование и облачность, а также вероятность ненастной погоды. Вследствие этого, а также в результате влияния на вертикальную стратификацию воздушных масс морские течения выступают как важный фактор в географическом распределении осадков. К теплым океаническим течениям обычно приурочены зоны

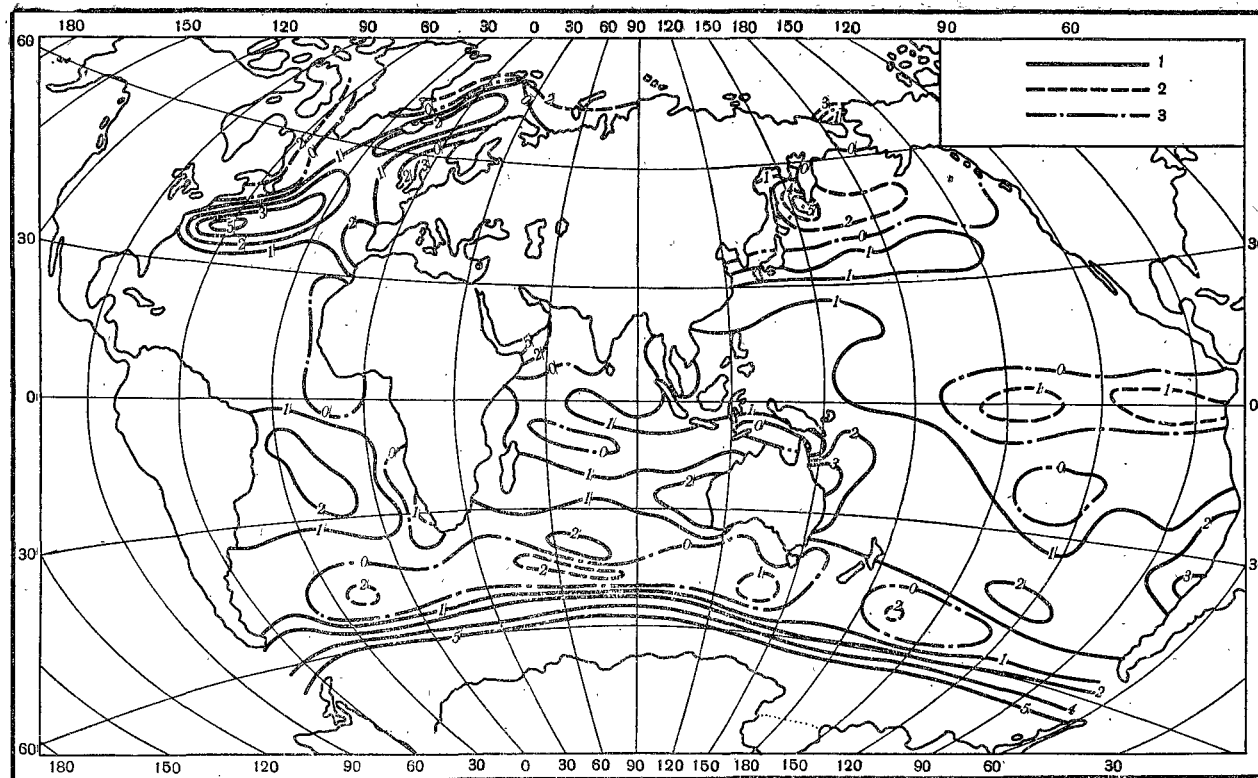


Рис. 25. Средние разности температуры вода — воздух в августе:
1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые

повышенного количества осадков. Наоборот, в акваториях с холодными течениями осадки резко сокращаются.

Наконец, теплые и холодные океанические акватории резко различаются в отношении испарения (см. главу 2).

ВЛИЯНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ, СНЕЖНОГО И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВОВ НА КЛИМАТ

Суша отличается от океанов гораздо большим разнообразием подстилающей поверхности. Физические свойства воздуха над сушей существенно зависят от изменения высоты над уровнем моря, от экспозиции склонов и форм рельефа. Этим вопросам посвящена глава 5.

Кроме рельефа на режим метеорологических элементов в приземном слое воздуха над сушей, особенно в теплую половину года, влияет тип почвы, ее влагосодержание, растительность, отличающаяся пестротой, густотой и высотой покрова. Все эти, а также многие другие разновидности подстилающей поверхности суши, создают контрасты климатов и многообразие микроклиматов, являющихся предметом исследования микроклиматологии.

Микроклиматы суши в настоящее время изучены недостаточно, но влияние некоторых разновидностей подстилающей поверхности континентов на климат известно уже давно и изучено более или менее полно. Например, хорошо известно, влияние растительности, особенно лесной, на режим метеорологических элементов, влияние снежного покрова на климат и др.

Растительность прежде всего изменяет деятельную поверхность, превращая ее в деятельный слой. Она усложняет условия тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха. Условиями поглощения солнечной энергии в этом слое определяется радиационно-тепловой режим земной поверхности и приземного слоя атмосферы, а также влагообмен в нем.

Альбедо травянистой и кустарниковой растительности изменяется от 15 до 30%. Значительная часть солнечной радиации поглощается растениями, и к почве проникает лишь небольшая ее доля. Например, густой травяной покров тимopheевки пропускает к почве менее 20% падающей радиации. Поэтому в припочвенном воздухе среди растительности температура обычно ниже, чем над оголенным местом. Максимум ее наблюдается на некоторой высоте над поверхностью земли. В ночное время большая суммарная поверхность растительности увеличивает эффективное излучение, поэтому минимальная температура также наблюдается среди растений на некоторой высоте над землей. В приземном же слое воздуха, защищенном растительностью, ночная температура оказывается более высокой, чем над оголенным участком.

Велико испарение с поверхности травянистой растительности при достаточной влажности почвы. Оно приближается или даже превышает испарение со свободной водной поверхности большого

мелкого водоема. Непосредственно же с поверхности почвы при наличии растительности влаги испаряется меньше, чем с оголенной поверхности. Испарение с растительности и почвы вместе с уменьшением перемешивания воздуха вследствие ослабления скорости ветра приводит к значительному повышению влажности среды растений. Например, в дневные часы относительная влажность на поле среди ржи на 10—20% превышает ее величину на пару.

Микроклиматическое влияние леса во многом сходно с влиянием травянистой растительности. Оно отличается большим масштабом воздействий древесной растительности на нижние слои воздуха, что приводит к возникновению ряда новых погодных явлений. Поэтому микроклиматические условия значительных районов в большой мере зависят от степени их облесенности.

В лесу деятельный слой находится на уровне крон. Именно здесь происходит поглощение и излучение радиации, поступление влаги в атмосферу и ослабление скорости ветра. Лесная растительность поглощает от 80 до 95% солнечной радиации. Основная часть этой радиации задерживается деятельным слоем леса и сравнительно небольшая часть проникает в подкронное пространство. Соотношение между этими частями общего потока радиации изменяется от нескольких до десятков раз и существенно зависит от характера растительности. Так, если радиацию вне леса принять за 100, то в сосновых древостоях 65 лет при полноте 0,9 она составляет 34%, а в сосняках с густым еловым вторым ярусом — всего около 5%.

Сходные изменения в лесу происходят и с величиной радиационного баланса. Так, по данным А. А. Молчанова [61], средняя величина радиационного баланса за летний период в середине дня оказалась: 0,62 кал/см²мин над лесом; 0,02 кал/см²мин под кронами на уровне 2 м над почвой.

Лес задерживает не только поступление радиационного тепла в подкронное пространство, но и его потерю в ночное время. Поэтому под пологом леса как суточные, так и годовые колебания температуры сглажены. Суточные амплитуды температуры поверхности почвы в лесу на 30—40% меньше, чем вне леса, и в значительной степени зависят от породы деревьев. Согласно Р. Гейгеру [5], суточные колебания температуры воздуха в буковом лесу, имеющем большую густоту крон, снижаются по сравнению с открытой местностью в основном на 3°. Это уменьшение амплитуд обязано сглаживанию лесом главным образом дневных и летних максимумов температуры.

Наиболее характерной чертой микроклимата леса является высокая влажность воздуха. Влага поступает преимущественно с поверхности листьев крон и сохраняется под пологом леса в результате застоя воздуха. Однако на уровне деятельной поверхности, имеющей высокую дневную температуру, относительная влажность может быть понижена.

В литературе приводятся аргументы как в пользу большой испаряющей роли леса, так и противоположные. Противоречивость получаемых результатов объясняется не только сложностью явления, но и недостатком надежных прямых измерений испарения в лесу и вне его. Вместе с тем есть достаточные основания полагать, что лес испаряет значительно меньше, чем хорошо развитая луговая растительность или злаковые культуры.

Не менее сложно и противоречиво влияние леса на осадки. С. И. Костин [59], например, пишет, что в условиях Воронежской области на территории, занимаемой лесом, осадки за летние месяцы увеличиваются на 10—15% по сравнению с открытой местностью. По расчетам Г. П. Калинина [57] и О. А. Дроздова [55], на территории Московской и соседних с ней областей годовая сумма осадков под влиянием лесистости увеличивается на 7—8% (или на 40—50 мм). Это увеличение осадков объясняют влиянием шероховатости лесных массивов, которая сравнима с шероховатостью рельефа. Но из-за несовершенства методики измерения осадков (в связи с влиянием ветра и испарения на показание осадкомера) реальность различий в осадках между лесом и открытым местом все же остается невыясненной. Нужно учитывать еще и то, что осадки, выпадающие над лесом, не полностью идут на увлажнение почвы. Кроны деревьев аналогично травянистой растительности задерживают на себе некоторое количество. Задерживающая роль леса зависит как от силы дождя, так и от рода леса. Слабые осадки (до 3 мм) почти полностью идут на смачивание крон деревьев. Даже при сильных дождях $\frac{1}{5}$ часть осадков не попадает внутрь леса. Особенно сильно задерживается на деревьях влажный снег. Под тяжестью его отложений при обильном и длительном снегопаде деревья не только гнутся, но и ломаются. В умеренных широтах леса задерживают в среднем около 25% осадков, тропические многоярусные леса — свыше 65%.

В зимнее время года в умеренных и высоких широтах образуется снежный покров, который создает сравнительное однообразие подстилающей поверхности на больших пространствах.

Снежный покров, являясь продуктом климата, в свою очередь оказывает большое влияние на климат. Прежде всего он играет значительную роль в тепловом режиме почвы и воздуха. Обладая плохой теплопроводностью, снег существенно влияет на суточный и годовой ход температуры почвы и резко уменьшает ее колебания, предохраняет почву от глубокого и длительного промерзания.

При наличии снежного покрова высотой 20—30 см междусуточная изменчивость температуры в суглинистой почве, по данным Метеорологической обсерватории МГУ, затухает уже на глубине 20 см. Если же снежный покров отсутствует, то эта изменчивость прослеживается до глубины 80—100 см. Резко различается также глубина промерзания почвы под снегом и без снега. При высоте снежного покрова около 30 см почва оказывается промерзшей до

глубины 25—30 см. На оголенном от снега участке промерзание распространяется до 100 см и более. В отдельные периоды глубина промерзания почвы под снегом оказывается в 4—5, а иногда и в 9 раз меньшей, чем почвы, обнаженной от снега. Все это делает снежный покров надежным защитником озимых культур от вымерзания даже при весьма сильных морозах, когда разница температуры поверхности почвы и снега может достигать до 30°.

Снежный покров, препятствуя проникновению тепла из почвы в воздух, обладая большой отражательной способностью для солнечных лучей, излучая, как абсолютно черное тело длинноволновую радиацию, способствует выхолаживанию воздуха и образованию радиационных инверсий температуры. Это свойство снежного покрова оказывает особенно большое влияние на температуру воздуха в пониженных формах рельефа (котловинах, широких и узких долинах), в результате чего здесь часто наблюдаются более или менее мощные зимние инверсии температуры. Охлаждение воздуха над снегом приводит к тому, что во многих местах над снежными равнинными пространствами европейской территории СССР вертикальный градиент температуры в нижнем километровом слое в январе и в феврале по средним данным составляет всего лишь 0,12—0,15° на 100 м вместо средней его величины 0,6—0,7°.

Радиационное выхолаживание воздуха над снегом сопровождается нередко образованием инея и изморози, от чего уменьшается влагосодержание воздуха. Этот вид осадения атмосферной влаги имеет особенно большое значение для роста снежного покрова в субполярных и полярных областях.

В весеннее время таяние снега требует больших затрат тепла, что задерживает нагревание почвы, воздуха и наступление весны.

Велико значение снежного покрова в балансе влаги, в особенности для почвы. При весеннем снеготаянии почва пополняется водой, которая в снежных районах создает основной резерв влаги, идущей в дальнейшем в большой мере для питания растений и для увлажнения воздуха посредством транспирации и испарения.

Наиболее обстоятельное исследование влияния снежного покрова на климат принадлежит А. И. Воейкову [4]. Он глубоко и всесторонне рассмотрел влияние снежного покрова на температуру почвы и воздуха, влажность воздуха, ветер, облачность, образование антициклонов и другие явления.

В умеренных широтах снежный покров оказывает существенное влияние на климат главным образом в течение зимнего времени, продолжающегося в некоторых районах до 6 месяцев. В полярных же областях влияние снежного, а также ледяного покрова на климат продолжается непрерывно.

Вечный снег и лед покрывают около 16 млн. км², т. е. примерно 11% всей суши. Из этой площади 13,9 млн. км² приходится на ледник в Антарктиде и 1,7 млн. км² — в Гренландии.

Современное оледенение земной поверхности является следствием главным образом климатических условий. Это видно из

того, что оледенению подвержены преимущественно холодные полярные страны и в особенности районы с частой адвекцией влажного воздуха. В северной полярной области, например, основная масса ледников расположена или примыкает к атлантическому сектору Арктики, отличающемуся морскими свойствами климата. В азиатском секторе с его большой континентальностью и сухостью воздушных масс оледенение ослаблено.

Вне пределов полярных областей оледенение также обусловлено климатическими условиями, но, возможно, только при большем или меньшем возвышении рельефа земной поверхности.

Ледяной покров обладает большой отражательной и излучательной способностью; он выступает в роли своеобразного «холодильника» для воздуха и создает на Земле целые ландшафтные зоны «вечного мороза». Понижая температуру воздуха, ледяной покров приводит к выпадению из него влаги в виде изморози и тем самым иссушает воздух. Все это приводит к образованию в полярных областях климатов, отличающихся исключительной суровостью и сухостью. Так, на снежно-ледяном плато Антарктиды, на высоте более 2000 м, средние месячные температуры даже в период полярного дня равны примерно -30° , холодные же месяцы имеют среднюю температуру около -70° , а в отдельных случаях морозы достигают -88° (на ст. Восток в августе 1960 г. наблюдалась температура $-88,3^{\circ}$). Упругость водяного пара, содержащегося в воздухе, измеряется лишь тысячными долями миллибара. На ст. Пионерская, например, даже средняя годовая упругость равна всего 0,15 мб.

ВЗАИМОПРОНИКНОВЕНИЕ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВЛИЯНИЙ

В результате переноса воздуха в общей циркуляции атмосферы ареал морских климатов не замыкается пределами океанов, а более или менее глубоко распространяется на сушу. Влияние континентов тоже проникает за их пределы и вносит черты континентальности в климаты океанических районов. Поэтому переход от морских климатов к континентальным, и наоборот, осуществляется чаще всего постепенно.

Глубокое распространение влияний океана на сушу и суши на океаны особенно характерно для Северного полушария и менее выражено в Южном полушарии. Причина этого — процентное соотношение площади суши и океанов по полушариям:

	Океаны	Суша
Северное полушарие	39,3	60,7
Южное полушарие	80,9	19,1

Яркое представление о взаимопроникновении климатических влияний океанов и суши дают карты изаномал температуры воз-

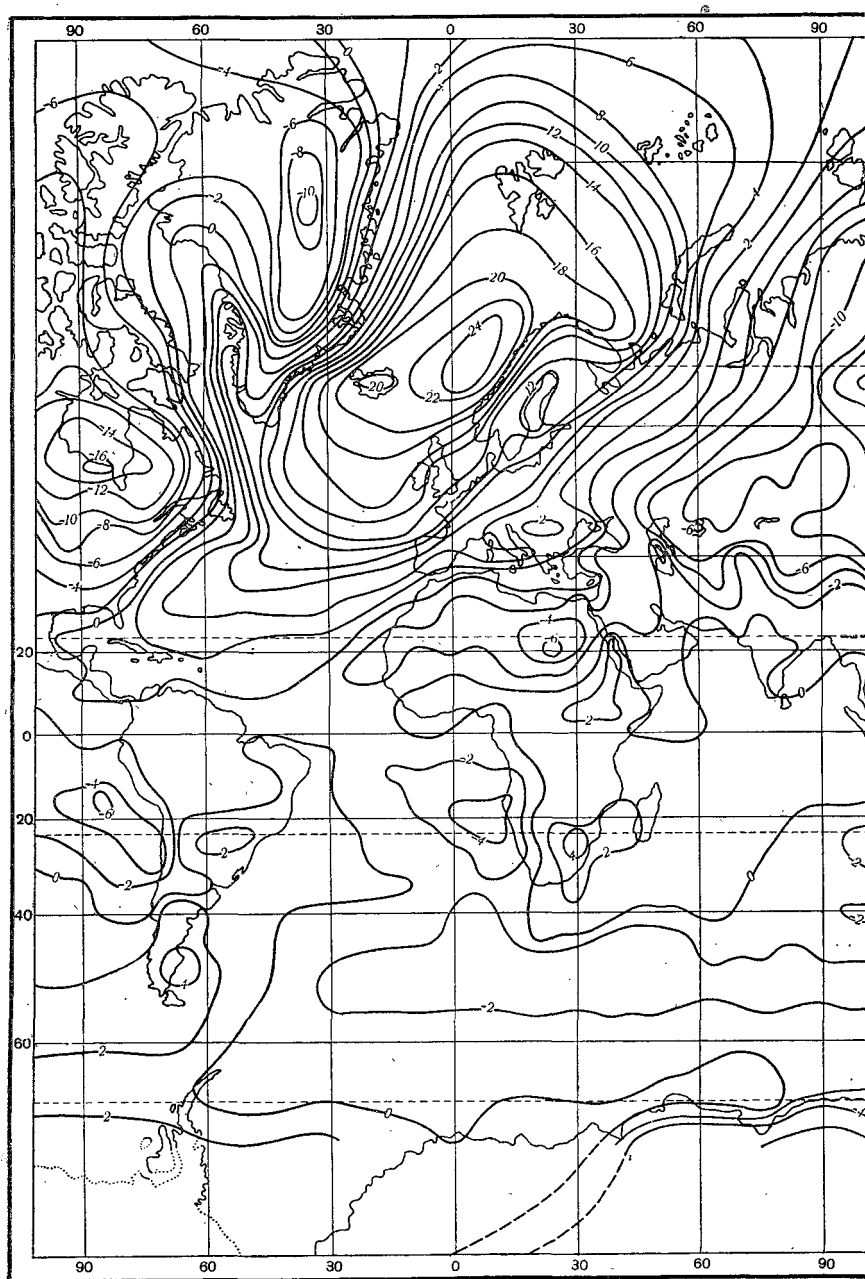
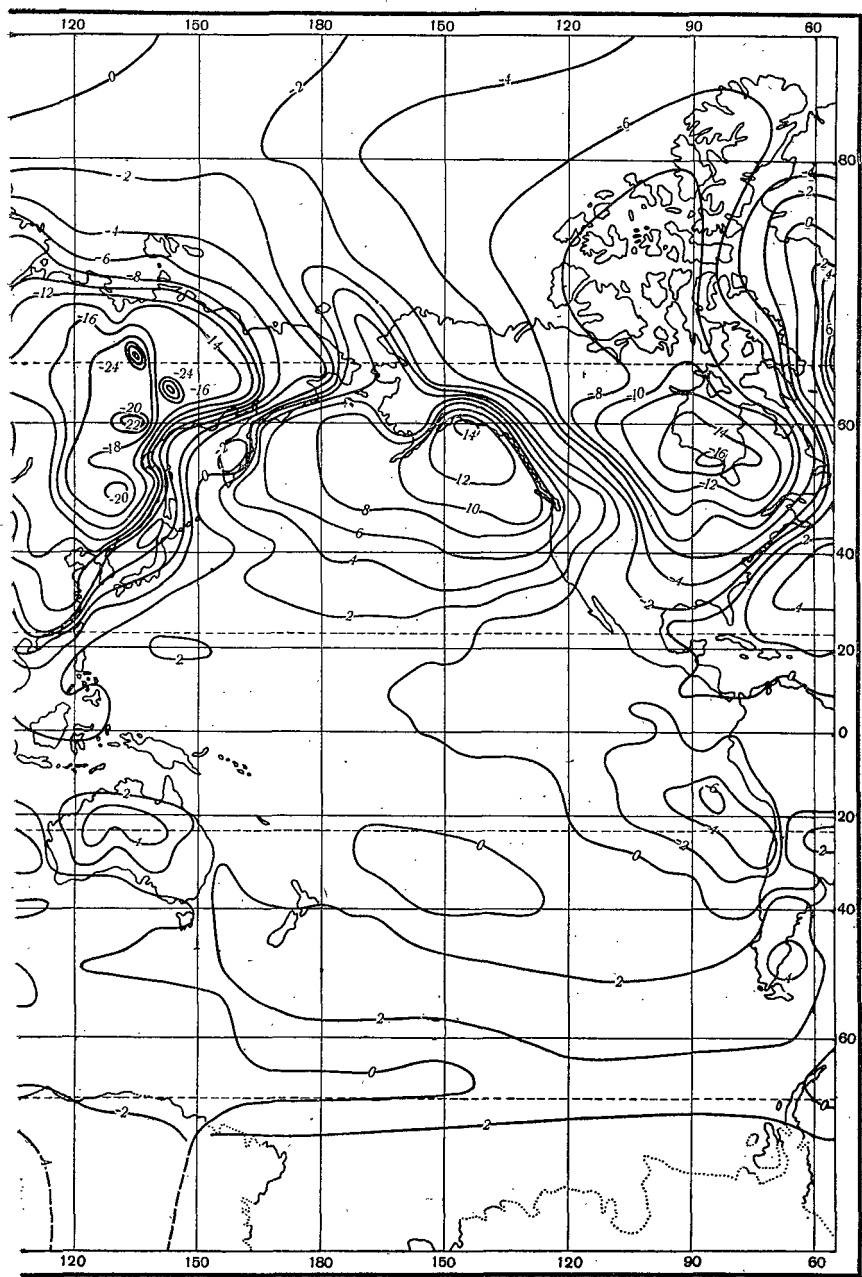


Рис. 26. Изаномалы средней месячной



температуры воздуха в январе

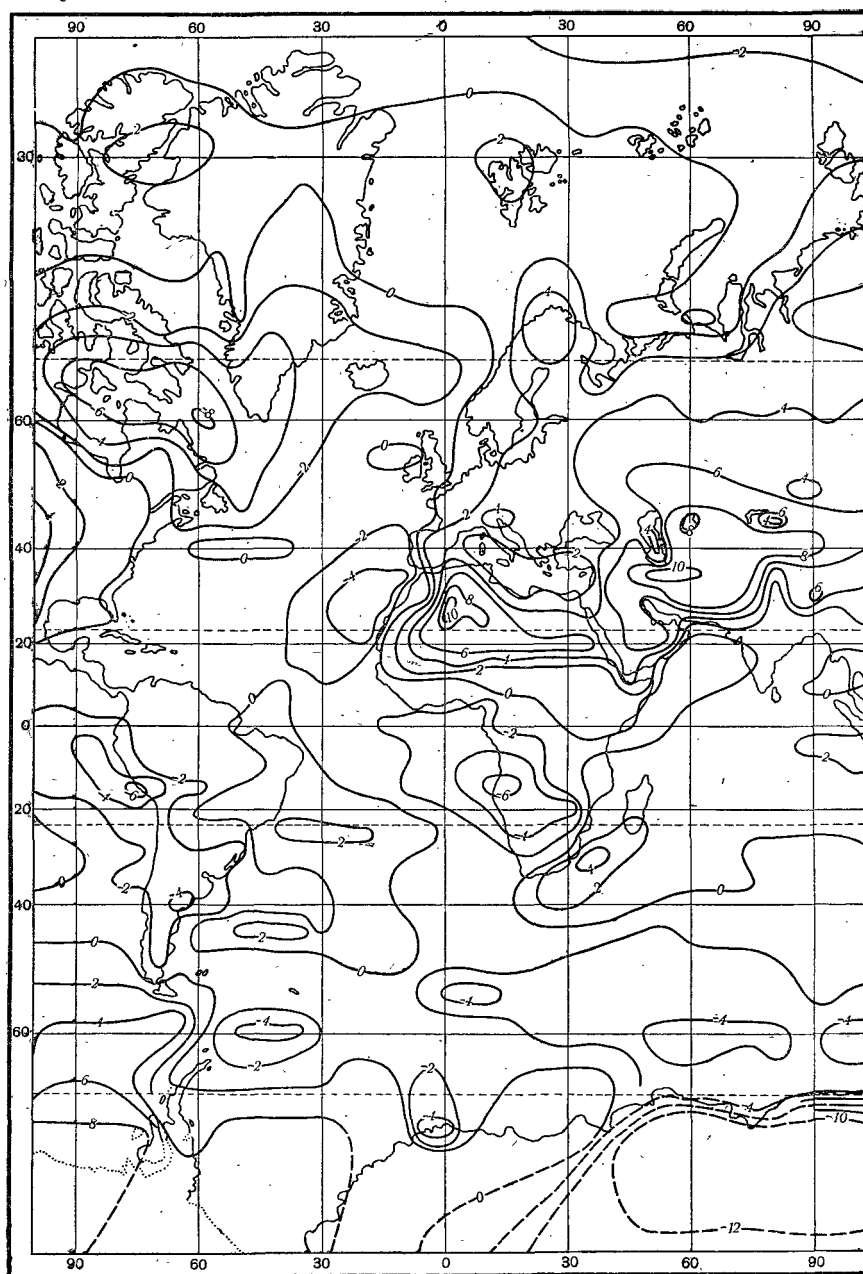
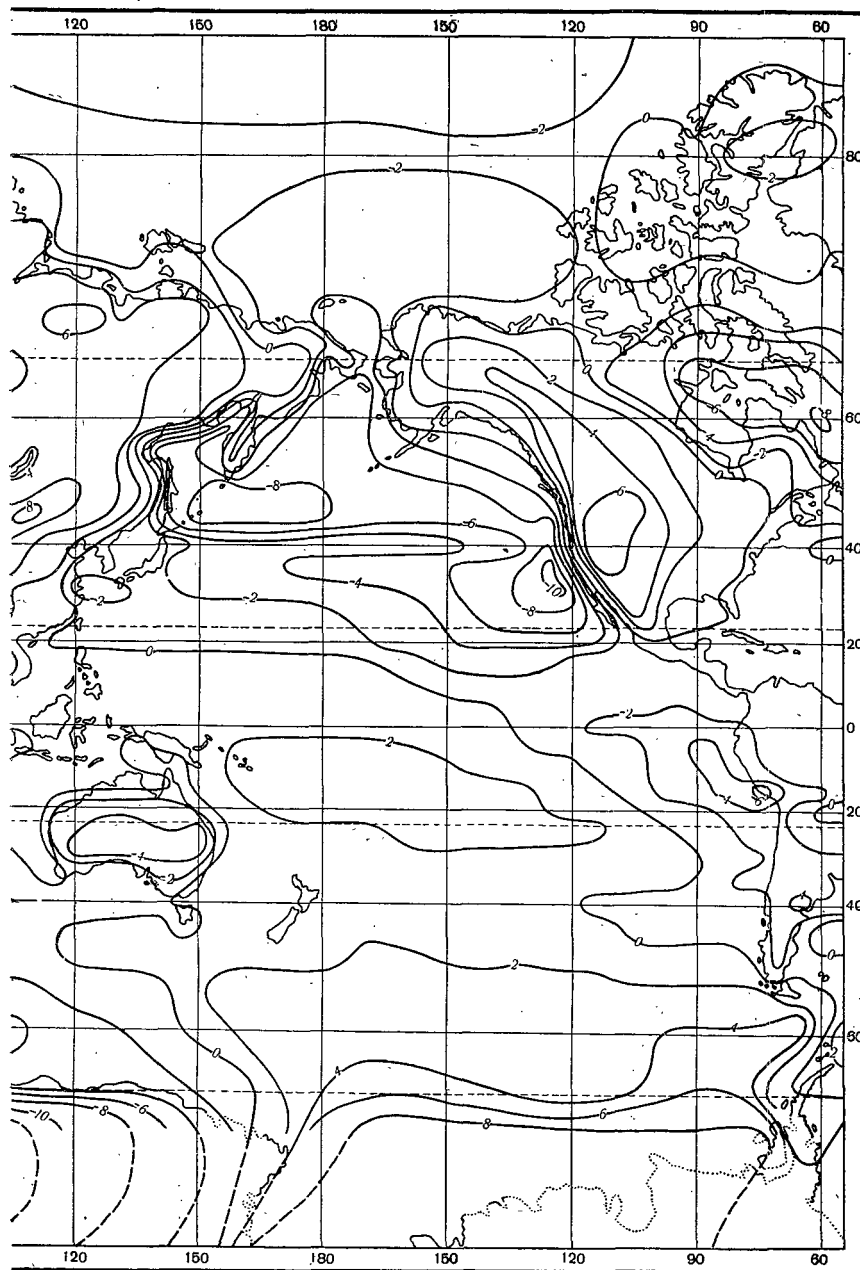


Рис. 27. Изаномалы средней месячной



температуры воздуха в июле

духа (рис. 26 и 27), построенные Е. С. Рубинштейн [63], где показано распределение на земном шаре отклонений температуры воздуха от средней температуры широтных кругов.

Рассматривая изаномалы января (см. рис. 26), можно видеть, что в Северном полушарии над Северной Америкой, Гренландией и Азией имеет место отрицательная аномалия температуры, соответственно достигающая -16 , -10 и -24° . Наоборот, над Тихим и особенно Атлантическим океанами наблюдается резкая положительная аномалия температуры, достигающая $+14$ и $+24^{\circ}$. Положительная аномалия охватывает не только океаны, но и значительные пространства суши, в частности все западное побережье Северной Америки и почти все пространство Европы (исключая ее юго-восток). Однако влияние океанов не ограничивается положением нулевой изаномалы на континентах. Судя по изгибу отрицательных изаномал, направленному на севере умеренной зоны над Азией в глубь континента, влияние Атлантики в этих широтах распространяется вплоть до Верхоянского хребта. Влияние континентов на температуру воздуха также не ограничивается их пределами. Отрицательная аномалия температуры в январе имеет место и над западными районами океанов, в особенности над большими морскими пространствами запада Тихого океана, куда зимой очень часто проникает северо-западный изгиб положительных изаномал, направленный у восточных побережий континентов в глубь океанов.

Июльская карта изаномал (см. рис. 27) показывает, что суша Северного полушария почти полностью занята областями с положительной аномалией температуры, а океаны — с отрицательной. Проникновения океанических влияний на континент и континентальных — на океан в июле сравнительно неглубоки, что связано с общим ослаблением циркуляции атмосферы и с усилением трансформации воздушных масс, в особенности над сушей.

В Южном полушарии как в январе (летний месяц), так и в июле (зимний месяц) различия температуры между сушей и океанами не так велики, как в Северном полушарии. Это объясняется большой океаничностью Южного полушария. Над обширными водными пространствами тропических и умеренных широт здесь температурная аномалия близка к нулю. Влияние суши на этом общем фоне проявляется лишь в небольших и локальных положительных (в январе) и отрицательных (в июле) аномалиях температуры над континентами.

*

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА СУШИ НА КЛИМАТ

Изучение влияния рельефа на климат представляет собой весьма существенную и вполне самостоятельную часть проблемы — влияния подстилающей поверхности на климат. Воздействие гор на климат велико и многосторонне. Оно ярко проявляется в изменении с высотой всех метеорологических элементов, приводит к формированию особого, так называемого «горного климата» и находит наглядное выражение в вертикальной поясности почв и растительности горных стран. Кроме того, воздействие гор на климат не ограничивается пределами самой горной страны, а распространяется более или менее далеко на прилегающие равнины.

Масштабы и характер воздействий рельефа на климат отличаются большим разнообразием, что является следствием, во-первых, различной приподнятости гор над уровнем моря, разнообразия самих форм горного рельефа, крутизны склонов и ориентации их по отношению к лучам солнца и воздушным течениям, а, во-вторых, следствием сложного взаимодействия различных метеорологических процессов и пространственного изменения их активности. Все это создает многообразное сочетание климатических особенностей, а также контрастность климатов в горах, что и является предметом изучения горной климатологии.

Горная климатология, несмотря на большую историю, разработана все еще весьма неполно, что объясняется рядом различных причин.

1. Большой сложностью горных климатов, пестротой и мозаичностью их как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

2. Крайне недостаточной сетью действующих метеорологических станций в горных странах. К тому же станции размещены в более или менее обжитых районах и преимущественно в долинах; лишь некоторые из них расположены в труднодоступных местах.

3. Кратковременностью экспедиционных наблюдений в горах, а также узостью их тематики (чаще всего изучения динамики ледников); к тому же эти наблюдения в большинстве случаев кратковременны, а иногда эпизодичны.

4. Неприменимостью имеющихся расчетных методов для получения климатических характеристик в горных условиях. Эти методы разработаны в основном применительно к равнинным территориям.

Между тем развитие горной климатологии имеет большое практическое и научное значение. Ведь горы занимают значительную площадь суши земного шара. Согласно гипсографической кривой [87] только около половины площади суши имеет высотные отметки до 500 м; выше 1000 м расположено 28% и выше 2000 м — около 13% общей площади суши.

В горах имеются огромные и разнообразные минеральные богатства, велики энергетические ресурсы, значительны лесные и сельскохозяйственные угодья — прежде всего пастбища. Однако из-за труднодоступности местности все это используется человеком в ограниченных масштабах.

Проблема освоения горных богатств и ставит задачу всестороннего изучения климатического режима горных стран. Научное же значение этой задачи вытекает из большой роли рельефа — в погодо- и климатообразовании на Земле.

Рассмотрим влияние рельефа на отдельные метеорологические элементы. Необходимо, однако, иметь в виду, что горы действуют одновременно на весь комплекс метеорологических элементов и на характер погоды в целом.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ПРИХОДО-РАСХОД РАДИАЦИИ

Рельеф весьма существенно влияет на радиационный режим. Приходо-расход радиации в горах зависит как от изменения высоты, так и от изменения крутизны, экспозиции склонов, от закрытости горизонта и характера подстилающей поверхности склонов. Все это обуславливает различие радиационного баланса внутри горных стран и вне гор, в свободной атмосфере, на соответствующем уровне.

В настоящее время накоплен и содержится в справочниках [110, 111] значительный материал наблюдений за отдельными составляющими радиационного баланса в горных условиях. Эти наблюдения дают возможность получить некоторые общие закономерности в изменении элементов радиационного режима под влиянием высоты рельефа, а также в зависимости от его общегеографического положения.

Рассмотрим влияние высоты рельефа на прямую солнечную радиацию.

Интенсивность прямой солнечной радиации (S) находится под влиянием ряда факторов, важнейшими из которых являются величина оптической массы атмосферы (m), пронизываемой солнечными лучами и зависящей от высоты Солнца, а

также степень прозрачности атмосферы (p). Эта зависимость выражается формулой Буге:

$$S = S_0 p^m,$$

где S_0 — солнечная постоянная, равная 1,98 кал/см²мин.

Отсюда следует, что с увеличением высоты как вне гор, так и в горах путь солнечных лучей через атмосферу уменьшается. Уменьшается также плотность воздуха и его запыленность, поэтому на больших высотах солнечные лучи оказываются менее ослабленными и интенсивность прямой солнечной радиации с увеличением высоты растет. Наиболее существенные изменения радиации происходят в нижней половине тропосферы. Это связано с быстрым уменьшением концентрации водяного пара и аэрозольных примесей. Далее темп увеличения интенсивности прямой солнечной радиации уменьшается. В качестве примера приводим экспериментальные значения интенсивности прямой солнечной радиации (S), полученные во время подъема аэростата в околополуденные часы при высоте Солнца около 50° и приведенные к среднему расстоянию между Землей и Солнцем (по данным К. Я. Кондратьева и др., 1969):

Высота, м	S , кал/см ² мин	Высота, м	S , кал/см ² мин
0	1,087	9 000	1,735
500	1,185	10 000	1,752
1 000	1,275	11 000	1,762
2 000	1,454	12 000	1,774
3 000	1,516	13 000	1,778
4 000	1,563	14 000	1,780
5 000	1,590	15 000	1,792
6 000	1,645	20 000	1,817
7 000	1,681	25 000	1,825
8 000	1,717	29 000	1,838

Подобное увеличение прямой солнечной радиации с высотой имеет место и в горах. Оно подтверждается результатами как стационарных, так и экспедиционных наблюдений во многих горных системах и отмечается во все сезоны года (табл. 28).

Темп увеличения интенсивности солнечной радиации характеризуют с помощью вертикального градиента — изменение величины солнечной радиации на 100 м подъема. Величина градиента в горах Средней Азии равна в среднем около 0,01 кал/см²мин на 100 м высоты. По данным И. Н. Ярославцева [125], она несколько больше на нижних ступенях высот и уменьшается на верхних уровнях гор, где воздух более прозрачен.

Средние градиенты интенсивности прямой солнечной радиации, вычисленные И. Н. Ярославцевым, имеют величину порядка 0,03—0,01 кал/см²мин на каждые 100 м поднятия и уменьшаются с высотой.

Таблица 28

**Средние величины интенсивности прямой солнечной радиации при ясном небе
в 12 час. 30 мин. в Средней Азии (кал/см² мин)**

Станция	Высота, м	Месяц			
		январь	апрель	июль	ок- тябрь
Ледник Федченко	4169	1,61	1,64	1,56	1,57
Каракуль	3950	1,58	1,60	1,55	1,57
Тянь-Шань	3600	1,56	1,52	1,49	1,55
Большое алма-атинское озеро . .	2516	1,48	1,40	1,35	1,42
Кызылча	2075	1,57	1,59	1,38	1,45
Алма-Атинская селестоковая . . .	1711	1,49	1,37	1,33	1,38
Душанбе	803	1,26	1,34	1,22	1,28
Ташкент	478	1,24	1,32	1,25	1,19
Ашхабад	227	1,27	0,29	1,18	1,22
Градиент, кал/см ² мин на 1000 м высоты					
Ледник Федченко — Ашхабад . .		0,086	0,089	0,096	0,089

Средние величины вертикальных градиентов интенсивности около 0,01—0,02 кал/см²мин на 100 м высоты в поясе гор 500—2000 м характерны и для Кавказа (табл. 29), а также для Альп.

Таблица 29

**Средние вертикальные градиенты интегральной и широкополосной
спектральной интенсивности (λ) прямой солнечной радиации при различных
высотах Солнца в летнее время на Северном Кавказе
(в кал/см² мин на 1000 м)**

Поток радиации	Высота солнца, град.					Сред- ний гра- диент
	до полудня		68—69	после полу- дня		
	19	30		30	19	
Интегральный	0,16	0,15	0,13	0,12	0,10	0,13
$\lambda \leq 0,525$ мк	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05
$\lambda = 0,38-0,71$ мк	0,08	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07
$\lambda \geq 0,71$ мк	0,08	0,08	0,06	0,06	0,05	0,07
$\lambda \geq 0,90$ мк	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01

Из табл. 29 следует, что наибольшие градиенты радиации наблюдаются в утреннее время, когда атмосфера более всего рас-слоена в отношении прозрачности. В послеполуденной, весьма перемешанной, атмосфере вертикальные градиенты интенсивности интегрального потока радиации уменьшаются в среднем на 30% по сравнению с дополуденными.

Кроме того, из табл. 29 видно, что с высотой изменяется ин-тенсивность не только интегрального потока радиации, но и ее спектральный состав. В видимой области солнечного спектра

(0,04—0,75 мк) увеличение радиации обязано главным образом росту ее в области длин волн 0,38—0,71 мк. Эта часть интегрального потока радиации наиболее действенна в фотосинтетическом жизненно биологическом процессе и потому называется фотосинтетически активной радиацией (ФАР). Быстро изменяется с высотой также ультрафиолетовая и эритемная радиация. Это подтверждается как совершенно очевидными косвенными признаками — сильным загаром кожи в горах, так и инструментальными наблюдениями. В Альпах, например, на высоте 2000 м приток ультрафиолетовой радиации зимой в 4, а летом в 2 раза больше, чем на равнине.

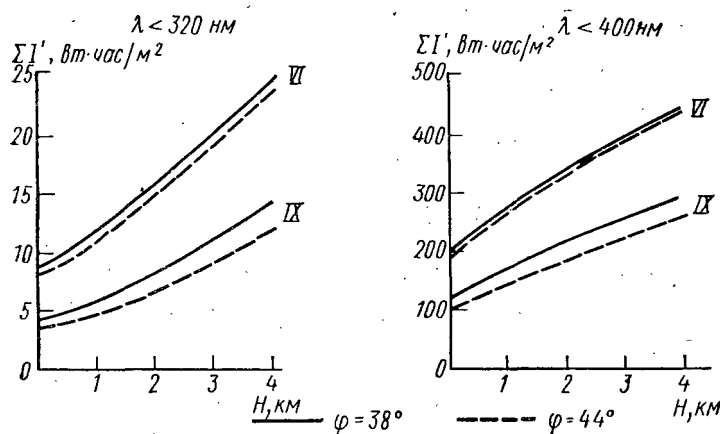


Рис. 28. Зависимость возможных сумм прямой ультрафиолетовой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, от высоты местности (по Е. И. Незваль)

Примерно такое же увеличение с высотой прямой ультрафиолетовой радиации получено Е. И. Незваль [104] в горах Армении и Средней Азии (рис. 28).

Суточный ход интенсивности солнечной радиации в горах, как и на равнинах, следует прежде всего за изменением высоты Солнца. Однако наряду с этим под влиянием высоты рельефа и климатических особенностей ход солнечной радиации в горах может испытывать различные деформации. Чаще всего в суточном ходе появляются асимметрии, при которой дополуденные величины интенсивности солнечной радиации превышают соответственные послеполуденные величины. Подобную асимметрию наблюдал Н. Н. Калитин [90] в безоблачные дни на Эльбрусе на высоте 3200 м (табл. 30). Она четко прослеживается и на всех других уровнях Кавказских гор. Такой тип суточного хода особенно характерен для гор, находящихся во влажных климатах, и объясняется уменьшением прозрачности атмосферы в послеполуденные

часы вследствие развития конвекции, поставляющей водяной пар и другие примеси вплоть до средней и верхней тропосферы.

Таблица 30

Интенсивность солнечной радиации (в кал/см² мин) на Эльбрусе (высота 3200 м) до (1) и после (2) полудня

Дата		Высота Солнца, град.								
		2,5	5	10	15	20	30	40	50	60
17/VIII 1926 г.	1	0,62	0,84	1,01	1,18	1,24	1,34	1,42	1,50	1,54
	2	0,49	0,70	0,90	1,06	1,15	1,32	1,42	1,47	1,54
Разница		0,13	0,14	0,11	0,12	0,09	0,02	0,00	0,03	0,00
18/VIII 1926 г.	1	0,72	0,93	1,06	1,18	1,26	1,39	1,47	1,50	1,52
	2	0,49	0,66	0,90	1,01	1,10	1,37	1,40	1,47	1,52
Разница		0,23	0,27	0,16	0,17	0,16	0,02	0,07	0,03	0,00

Асимметрия в суточном ходе прямой солнечной радиации усиливается развитием горно-долинной циркуляции и вызывается другими местными особенностями изменения прозрачности атмосферы. Например, на Восточном Памире в долине Кош-Агыл, на высоте 3710 м из-за более частой повторяемости мглы в первой половине дня дополуденные величины интенсивности прямой солнечной радиации обычно меньше послеполуденных. В Алайской же долине на высоте 3153 м, по данным Ф. А. Мумилова [101], суточный ход прямой солнечной радиации такой же, как в Ташкенте, и в основном симметричен относительно полудня.

В годовом ходе прямой солнечной радиации в горах, также как и на равнинах, наибольшие интенсивности приходятся на зимние и весенние месяцы, отличающиеся малой мутностью атмосферы, и наименьшие — на летнее время (см. табл. 29). Однако с увеличением высоты межсезонные различия околополуденных величин солнечной радиации сокращаются.

Согласно И. Н. Ярославцеву [125] высокогорные районы имеют значительную интенсивность прямой солнечной радиации на протяжении всего года. Причем величина прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность в ясные дни в предгорьях ниже, чем в горах на 15—20%, а в примыкающих к горам пустынях еще ниже (примерно на 10%). Близкое к этому (зимой на 50 и летом на 30%) увеличение интенсивности прямой солнечной радиации с увеличением высоты от 200 до 3000 м получено и в Альпах.

Суточные суммы прямой солнечной радиации в горах, также как и на равнинах, можно подразделять на возможные (при отсутствии облачности) и действительные (при реальных условиях погоды). Первые определяются астрономическими факторами и прозрачностью атмосферы. Вторые, кроме того, зависят еще и от

облачности, нередко полностью экранирующей земную поверхность от прямых лучей, а также от закрытости горизонта.

Возможные суточные суммы могут иметь вполне реальное значение в тех случаях, когда они получены при отсутствии облачности и полной открытости горизонта, например на вершинах, гребнях хребтов, на обширных горных плато или на приподнятых пологих склонах.

И. И. Борзенкова [73], обобщив материал наблюдений за радиационным режимом в горах Кавказа, Средней Азии, а также литературные данные по другим горным системам, получила следующие возможные величины суточных сумм солнечной радиации.

Таблица 31

Средние суточные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (в кал/см²) при ясном небе на 15 число каждого месяца для широт 38—44°

Высота, м	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
500	190	295	425	518	606	635	605	530	435	320	231	185	419
1500	230	337	490	598	685	715	650	580	485	363	260	215	468
2000	263	367	515	634	740	750	713	620	520	395	295	240	505
3500	290	425	547	690	795	829	783	697	563	445	320	254	555
4200	305	444	574	736	815	844	810	735	612	476	337	283	582
$\Delta\Sigma'_{4200-500}, \%$	61	51	35	42	34	33	34	39	38	49	46	54	39

Из табл. 31 следует, что при увеличении высоты с 500 до 4200 м возможные суточные суммы солнечной радиации на горизонтальную поверхность увеличиваются в среднем на 40%.

В соответствии с изменением интенсивности радиации это увеличение суточных сумм происходит с градиентом, равным в среднем для года на нижних уровнях 10 и на верхних — около 3—4 кал/см² на каждые 100 м подъема. Величина градиента изменяется в течение года: наибольшая — летом, особенно на нижних ступенях высот, где атмосфера больше замутнена и наименьшая — зимой:

Превышение уровней	1500—500	2000—1500	3500—2000	4200—3500
$\Delta\Sigma'$, кал/см ² сут на 100 м высоты:				
летом	12	9	5	4
зимой	7	6	2	3

Большое влияние на суточные суммы прямой солнечной радиации оказывает закрытость горизонта, уменьшающая продолжительность солнечного сияния. Так, на горных станциях Алма-Атинская селестокская (1711 м) и Большое алма-атинское озеро (2516 м)

закрытость горизонта изменяется для восьми основных сторон горизонта соответственно от 3 до 33 и от 7 до 22°. Вследствие этого, средние месячные потери прямой радиации на этих станциях достигают 47—27% и распределяются следующим образом (табл. 32).

Таблица 32

Уменьшение прямой радиации за счет закрытости горизонта
(в % от месячной суммы при открытом горизонте)
(Справочник по климату СССР [111])

Станция	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Алма-Атинская, селесток- овая	47	36	24	18	12	9	12	16	18	31	33	—
Большое алма-атинское озеро	18	19	10	5	7	6	6	7	6	14	17	27

Согласно расчетам Дирмхирн [73] во всех без исключения случаях рост закрытости горизонта обуславливает потери в приходе прямой солнечной радиации (табл. 33). В отдельных же формах

Таблица 33

Приход солнечной радиации при различных углах закрытости горизонта
в условиях безоблачного неба на широте 47° (в % от величины радиации
при свободном горизонте)

Сезон	Закрытость горизонта, град.										Рельеф
	5	10	15	20	25	30	35	40	45		
Зима	97	90	76	0	0	0	0	0	0	котловина	
Весна—осень	98	96	92	86	77	67	51	25	0		
Лето	99	97	95	92	88	84	79	73	65		
Зима	98	94	90	84	77	70	63	57	50	долина, направлен-	
Весна—осень	98	96	93	88	83	78	71	64	57	ная с севера на	
Лето	99	98	95	92	89	84	79	73	66	юг	
Зима	98	94	85	0	0	0	0	0	0	долина, направлен-	
Весна—осень	100	100	100	100	100	100	100	0	0	ная с запада на	
Лето	100	99	98	98	97	96	95	94	93	восток	
Зима	98	95	86	72	45	31	18	10	7	долина, направлен-	
Весна—осень	99	98	95	91	86	80	72	64	55	ная с Ю-З на	
Лето	100	99	98	96	94	91	88	83	77	С-З или на- оборот	

рельефа (котловины, долины широтного простирания) приход радиации зимой и даже в переходные сезоны уменьшается до нуля.

Во многом решающее влияние на действительные суточные суммы прямой солнечной радиации оказывает облачность, нередко полностью экранирующая земную поверхность от прямых лучей.

Под влиянием облачности изменение солнечной радиации с высотой в горах становится многообразным и в среднем выводе существенно отлично от изменения возможных сумм (см. табл. 31). Средние многолетние суточные суммы солнечной радиации обычно увеличиваются с высотой лишь в холодную половину года и уменьшаются в летнее полугодие, отличающееся большей облачностью. Это подтверждается, в частности, многолетними данными ряда станций Большого Кавказа (табл. 34).

Таблица 34

Действительные средние суточные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (в кал/см²)

Станция	Высота, м	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Сухуми, агрометеостанция	116	56	82	145	200	260	345	329	319	263	161	89	59	192
Тбилиси, ГМО	403	62	92	149	212	285	361	348	329	238	156	71	54	196
Цалка	1457	99	128	161	191	237	299	306	273	197	145	86	79	183
Казбеги, высокогорная	3653	122	161	237	266	289	280	299	266	204	227	135	122	217
Разница														
Казбеги — Сухуми, кал/см ² сут на 1000 м		19	22	54	19	8	—18	—8	—15	—16	19	13	18	7

В среднем годовом выводе действительные суточные суммы прямой радиации с увеличением высоты в данной горной стране практически мало меняются. В условиях Большого Кавказа на 1000 м высоты средняя за год суточная сумма радиации увеличивается всего на 7 кал/см². В Закавказье — от Еревана (940 м) к оз. Севану (1940 м) — она наоборот уменьшается примерно с таким же темпом.

Многие горные станции Средней Азии также подтверждают отмеченные закономерности в изменении солнечной радиации с высотой при действительной облачности. Исключение составляет Ледник Федченко, где почти во все месяцы года средние суточные суммы прямой радиации превышают соответствующие суммы на равнинных и предгорных станциях (табл. 35).

Вероятно, это исключение обусловлено двумя факторами: глубоким внутриконтинентальным положением ст. Ледник Федченко в области сухих климатов, а также многорядным обрамлением Горно-Бадагшанской автономной области высокими периферическими хребтами, перехватывающими влагонесущие ветры.

Однако действительные суммы прямой радиации и на ст. Ледник Федченко (см. табл. 35) далеко не достигают возможных сумм на данной высоте (см. табл. 31).

Таблица 35

Действительные средние суточные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность в Средней Азии
(в кал/см²)

Станция	Высота, м	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Ашхабад	227	92	122	178	250	391	447	457	451	345	243	122	79	265
Ташкент	477	76	102	168	266	401	490	536	484	359	211	109	66	272
Тянь-Шань	3610	161	201	247	306	332	359	342	339	293	243	161	135	260
Ледник Федченко	4169	102	125	171	286	336	534	543	533	421	230	109	72	289

Градиент, кал/см²сут на 1000 м

Тянь-Шань — Ашхабад	+20	23	20	17	-17	-26	-34	-33	-15	0	12	17	-1
Ледник Федченко — Ашхабад	3	1	-2	9	-14	22	22	20	19	-3	-3	-2	6

Разница между ними составляет:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$\Sigma S'_{\text{возм}} - \Sigma S'_{\text{действ}}$	203	319	403	450	479	310	267	202	191	246	228	211	293
% от $\Sigma S'_{\text{возм}}$	66	72	70	61	59	37	33	28	31	51	68	75	50

Таким образом, даже в столь труднодоступном для влажных ветров горном месте, каким является район метеорологической ст. Ледник Федченко, облачность в среднем на 50% уменьшает суточные суммы прямой солнечной радиации по сравнению с суточным приходом возможной радиации.

Интенсивность рассеянной радиации с увеличением высоты и обеднением атмосферы рассеивающими частицами обычно уменьшается. Наиболее ярко это можно иллюстрировать околорассеянной (12 час 30 мин) величинами рассеянной радиации при ясном небе (табл. 36).

Таблица 36

Средние околорассеянные величины рассеянной радиации при ясном небе в Средней Азии (в кал/см²мин)

Станция	Высота, м	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Ледник Федченко	4169	0,10	0,16	0,12	0,10
Тянь-Шань	3600	0,10	0,17	0,11	0,10
Большое алма-атинское озеро	2516	0,10	0,21	0,14	0,11
Кызылча	2075	0,15	0,17	0,19	0,13
Алма-Атинская, солестоковая	1711	0,09	0,16	0,15	0,11
Алма-Ата, ГМО	847	0,15	0,22	0,19	0,17
Душанбе, агрометеостанция	803	0,14	0,18	0,24	0,18
Ташкент	478	0,13	0,18	0,19	0,18
Ашхабад	227	0,12	0,19	0,21	0,18
Разница, % (Предгорье — Ледник Федченко)		20	16	40	44

Отсюда следует, что на высоте 4 км околорассеянная величина рассеянной радиации уменьшается на 20—40% по сравнению с радиацией предгорья; разница сокращается в зимне-весеннее время, когда воздух наиболее прозрачен, и увеличивается вдвое летом и осенью.

Некоторые нарушения отмеченной общей закономерности в изменении рассеянной радиации при ясном небе с высотой дают станции, расположенные в условиях большого города (Алма-Ата, ГМО), а также пункты наблюдений, относящиеся к обширным снежникам. Так, по данным А. П. Волошиной [77], полуденные значения рассеянной радиации на Эльбрусе увеличиваются почти на 40% (от 0,11 до 0,18 кал/см²мин) при увеличении высоты с 3700 до 5300 м.

Таблица 37

Средние суточные суммы рассеянной радиации (в кал/см²) при ясном небе в горах Кавказа и Средней Азии, по Борзенковой [73]

Высота, м	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
500	60	70	87	112	114	115	125	110	90	70	54	40	87
1500	50	63	80	97	97	100	110	100	85	62	50	35	77
2000	45	53	75	86	85	90	97	90	70	55	45	30	73
3500	40	45	68	70	75	75	77	73	57	45	40	26	58
4200	35	40	60	64	65	66	70	65	52	40	33	25	51
$\frac{D_{4200}}{D_{500}} \%$	58	57	69	57	57	57	56	59	58	57	61	62	59

В годовом ходе наибольшие величины рассеянной радиации при ясном небе на равнинах и в предгорьях приходятся на июнь—июль. В горах максимум рассеянной радиации смещается на весеннее время, чаще всего на апрель. В это время высота Солнца уже велика и горы повсеместно еще заснежены и потому отличаются большой отражательной способностью, стимулирующей увеличение радиации через вторичное рассеяние.

В соответствии с уменьшением интенсивности рассеянной радиации изменяются с высотой и ее суточные суммы при ясном небе (табл. 37).

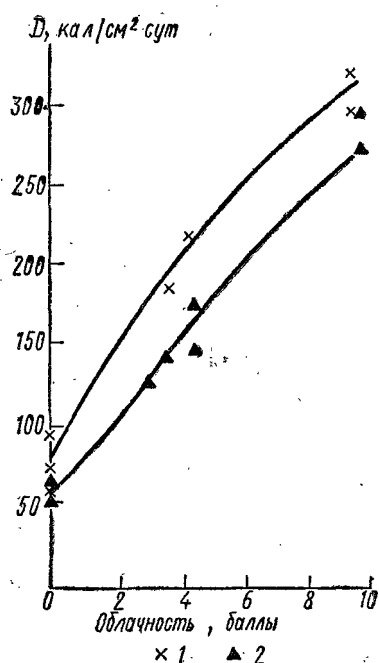


Рис. 29. Зависимость суточных сумм рассеянной радиации от облачности в зоне ледников Средней Азии:

1 — в зонах открытого льда ледников Федченко, Зеравшанского и Парах (3600 м); 2 — в фирновой зоне ледника Парах (4000 м)

Отсюда следует, что возможные при ясном небе суточные суммы рассеянной радиации при увеличении высоты почти на 4 км уменьшаются в среднем на 30—40%. Примерно также уменьшаются суточные суммы рассеянной радиации при ясном небе в

Альпах [7]. И здесь темп уменьшения рассеянной радиации с высотой зимой оказывается более медленным, чем летом. Особенно это относится к высотам более 500 м и обусловлено большой прозрачностью зимнего воздуха на этих высотах и сравнительно небольшим его влагосодержанием.

Действительные суточные суммы рассеянной радиации, как правило, с высотой увеличиваются. Это увеличение обязано прежде всего облачности, которая в горах хотя и значительна, но разрежена и тонка и потому, в отличие от равнин (исключая полярные области), увеличивает рассеяние радиации даже при 10-балльном покрытии неба (рис. 29).

Кроме того, увеличение рассеянной радиации в горах происходит из-за заснеженности их вершин и склонов через многократность отражения и рассеяния.

Увеличение прихода рассеянной радиации с высотой сравнительно невелико в зимние месяцы и резко возрастает в весенне-летнее время (табл. 38).

Таблица 38

Средние суточные суммы рассеянной радиации в горах Кавказа и Средней Азии при фактических условиях облачности (в кал/см²)

Станция	Высота, м	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Казбеги	3653	102	141	224	286	372	316	276	210	178	125	109	86	202
Тбилиси, ГМО	403	79	99	151	171	191	181	191	164	128	105	76	66	133
Разница, в %		29	42	48	67	95	75	44	28	39	19	43	30	52
Ледник Федченко	4169	132	168	266	316	355	227	197	135	118	148	132	132	194
Тянь-Шань	3600	102	132	253	286	329	276	240	194	161	135	112	95	193
Ашхабад	227	89	112	155	184	197	187	191	158	141	115	92	79	142
Разница, % (Тянь-Шань — Ашхабад)		15	18	63	55	67	48	26	23	17	22	20	36	

Таким образом, даже в условиях сухого климата Средней Азии горы стимулируют образование облаков и тем самым обуславливают увеличение рассеянной радиации с высотой на 30—40%.

По данным Дирмхирн [73], в Альпах на высоте 3000 м под влиянием облачности суточные суммы рассеянной радиации увеличиваются в 2,5—2,7 раза по сравнению с равниной.

Суммарная коротковолновая радиация в горах является результатом противоречивых воздействий высоты на прямую и рассеянную солнечную радиацию.

Возможные величины и суммы суммарной радиации зависят преимущественно от прихода прямой солнечной радиации. Эти суммы неуклонно увеличиваются с высотой во всех горных странах (табл. 39).

Таблица 39

Средние суточные суммы возможной суммарной радиации (Q , кал/см²)
и вертикальный градиент для широт 38—44° с. ш., (по И. И. Борзенковой [73])

Высота, м	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
500	250	365	510	630	720	750	730	640	525	390	285	225	500
1500	280	400	570	695	785	815	760	680	570	425	310	250	545
2000	308	420	590	720	825	840	810	710	590	450	340	270	573
3500	330	470	615	760	870	904	860	770	620	490	360	280	613
4200	340	484	634	800	880	910	880	800	664	516	370	308	633
Разница: $Q_{4200-500}$ %	36	33	24	27	22	21	21	25	27	32	30	37	26
кал/см ² сут на 1 км	24	30	34	46	43	43	41	43	38	34	23	22	36

В среднем за год суточные суммы возможной общей радиации увеличиваются на 26% при подъеме местности почти на 4 км.

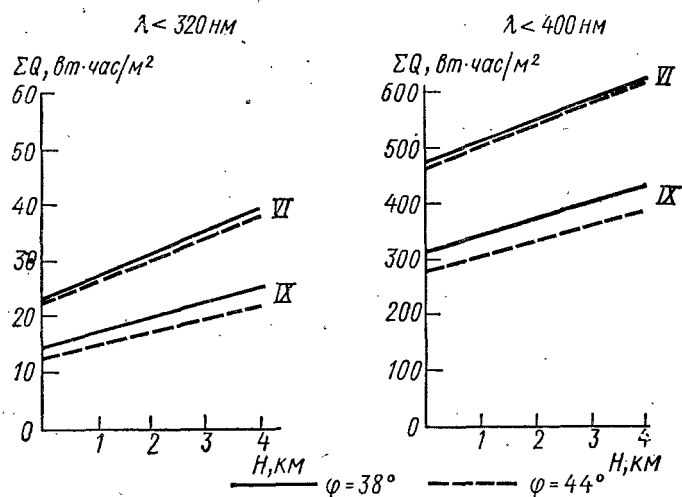


Рис. 30. Зависимость возможных сумм суммарной ультрафиолетовой радиации от высоты местности (по Е. И. Незваль)

Абсолютное увеличение больше летом, чем зимой, и обязано главным образом продолжительному солнечному сиянию в это время; относительное увеличение больше зимой и обусловлено преимущественно увеличением интенсивности прямой солнечной радиации с высотой.

Суммарная ультрафиолетовая радиация (рис. 30) возрастает с высотой медленнее, чем прямая (см. рис. 28). В горах на широтах 38—44° часовые суммы суммарной радиации в летние месяцы увеличиваются на 35—37% при подъеме от уровня моря до высоты 4 км.

В предгорьях Альп суммарная радиация составляет за год 95 ккал/см², а на высоте 3000 м (Цугшпитце) — около 122 ккал/см². В других высокогорных районах Альп, например, в Давосе, она превышает 130 ккал/см². Таким образом, в Альпах на высотах 2000—3000 м суммарная радиация увеличивается на 20—30% по сравнению с радиацией у подножия гор.

На уровне снежных и ледяных вершин она увеличивается по сравнению с нижерасположенными уровнями не только за счет прямой радиации, но и рассеянной. Поэтому величины суммарной радиации на этом уровне особенно велики. Так, на Эльбрусе 3 августа 1959 г. на высоте 5300 м полуденная величина суммарной радиации достигала 1,74 ккал/см²мин; в то же время на высоте 3700 м она была равна 1,61 ккал/см²мин. Ее увеличение на уровне снежных вершин в горах имеет большое значение в летнем радиационном таянии снега и льда.

Суммарная радиация при действительных условиях облачности также, как правило, увеличивается с высотой в горах. Однако увеличение ее на этот раз обязано в основном росту рассеянной радиации и характерно для многих горных систем (табл. 40).

Из табл. 40 следует, что для различных горных местностей градиенты суммарной солнечной радиации с высотой изменяются в зависимости от времени года в весьма широких пределах. Летом они чаще всего уменьшаются и приобретают даже отрицательные значения; зимой же, как правило, увеличиваются. В среднем годовом выводе градиенты суммарной радиации колеблются от 20 до 60 ккал/см²сут на каждые 1000 м поднятия. Величина градиента относительно мала в горах, расположенных во влажных климатах (Альпы), и увеличивается с ростом аридности горной местности (Тянь-Шань, Скалистые горы).

Доля прямой и рассеянной радиации в общем ее приходе в горах существенно изменяется и в зависимости от облачности и высоты. При безоблачном небе рассеянная радиация, например в Альпах и на Кавказе, на высоте 2000 м составляет 9—10%, а в Гималаях на высоте 4000 м — всего 8% от величины суммарной солнечной радиации.

Под влиянием облачности происходит существенное изменение в соотношении прямой и рассеянной радиаций; роль первой резко уменьшается, а второй — увеличивается в 5—6 раз по сравнению с ясным небом (табл. 41).

В годовом выводе вклад прямой радиации в общий ее приход уменьшается в горах на высоте 3—4 км в среднем на 10% по сравнению с предгорьями. Наоборот, приход рассеянной радиации возрастает. Эта средняя закономерность определяется климатиче-

Таблица 40

Средние суточные величины суммарной радиации (в кал/см²) и вертикальный градиент (в кал/см²сут на 1000 м подъема) при действительных условиях облачности

Горная система	Станция	Высота, м	Месяцы												Год
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Большой Кавказ	Тбилиси	404	141	184	303	382	480	539	546	500	362	266	145	122	331
	Қазбеги	3650	224	303	461	553	661	595	576	477	382	552	243	207	419
	верт. градиент		26	36	49	53	56	17	9	—7	6	26	30	26	27
Малый Кавказ	Ереван	942	155	224	342	454	609	668	658	612	477	362	191	125	406
	Мартуни	2000	247	293	421	480	562	664	668	582	454	339	243	201	429
	верт. градиент		87	65	75	33	—44	—23	9	—28	—22	—22	49	79	22
Памир	Ташкент	478	151	191	296	414	566	628	661	595	461	309	181	132	382
	Ледник Федченко	4169	234	293	438	602	691	766	740	668	539	378	240	204	483
	верт. градиент		22	28	38	51	34	36	21	20	21	19	16	20	27
Тянь-Шань	Алма-Ата	847	155	204	293	391	500	536	576	507	401	273	159	125	343
	Тянь-Шань	3600	263	332	500	592	661	635	582	533	454	378	273	230	453
	верт. градиент		39	46	75	73	58	36	2	9	19	38	41	38	40
Альпы	Инсбрук	581	91	163	272	423	485	526	512	433	308	201	108	74	300
	Зоннблик	3106	149	237	355	474	543	570	525	436	368	270	168	124	341
	верт. градиент		63	29	33	20	23	17	7	1	24	27	24	20	16
Высокие Татры	Скальное Плесо	1783	145	211	322	388	425	393	358	337	301	217	136	103	278
	Ломнический Пик	3638	135	217	342	443	475	435	425	400	355	268	152	106	313
	верт. градиент		—1	7	23	64	58	49	78	74	63	60	19	4	41
Скалистые горы	Солт-Лейк	1329	156	250	346	477	550	495	481	407	344	252	154	124	336
	Гранд-Лейк	2565	209	311	425	514	631	620	570	475	460	332	218	157	410
	верт. градиент		43	49	64	30	66	101	72	55	94	65	52	27	60

Таблица 41

Доля прямой (S') и рассеянной (D) радиации в среднем общем ее приходе на горизонтальную поверхность (в %)

Станция	Высота, м	Январь		Апрель		Июль		Октябрь		Год	
		S'	D	S'	D	S'	D	S'	D	S'	D
Казбегн	3653	56	46	48	52	52	48	64	36	52	48
Тбилиси	403	46	56	55	45	65	35	60	40	60	40
Ледник Федченко	4169	44	56	48	52	73	27	61	39	60	40
Тянь-Шань	3600	61	39	52	48	59	41	63	37	57	43
Ташкент	478	50	50	64	36	81	19	68	32	71	29

скими условиями теплого полугодия. Зимой же при увеличении высоты соотношение между прямой и рассеянной радиацией изменяется на противоположное: доля прямой радиации с высотой увеличивается, а рассеянной — убывает.

Суммы солнечной радиации в горах существенно зависят от экспозиции и крутизны склонов. К сожалению, данные инструментальных наблюдений для характеристики этой зависимости крайне ограничены, а расчетные методы все еще несовершенны.

Достаточно удобную приближенную полуэмпирическую формулу для расчета суточных сумм суммарной радиации, приходящей на склоны при действительных условиях облачности, предложила И. П. Беляева [70]:

$$\frac{\Sigma Q_c}{\Sigma Q_r} = \left(\frac{\Sigma Q_c}{\Sigma Q_r} \right)_{\text{ячн}} \cdot \frac{l}{l_b} + \left(\cos^2 \frac{\alpha}{2} + A \sin^2 \frac{\alpha}{2} \right) \left(1 - \frac{l}{l_b} \right),$$

где $\frac{\Sigma Q_c}{\Sigma Q_r}$ — отношение суммарной радиации, приходящей на склон, к суммарной радиации на горизонтальную поверхность при действительных условиях облачности; $\left(\frac{\Sigma Q_c}{\Sigma Q_r} \right)_{\text{ячн}}$ — то же для безоблачного неба; $\frac{l}{l_b}$ — отношение действительной продолжительности солнечного сияния к возможной, учитывающее влияние облачности на приход радиации; A — альбеда поверхности; α — угол наклона; $\cos^2 \frac{\alpha}{2} + A \sin^2 \frac{\alpha}{2}$ — приход рассеянной и отраженной радиации к склону.

В свою очередь

$$\left(\frac{\Sigma Q_c}{\Sigma Q_r} \right)_{\text{ячн}} = \frac{\sin h_c}{\sin h_{\odot}} \cdot \frac{\tau_c}{\tau_r} 0,9 + b,$$

где $h_{\odot}$ и h_c — высота Солнца в истинный полдень и максимальная высота Солнца над склоном; τ_c и τ_r — продолжительность облуче-

ния склона и горизонтальной поверхности солнечной радиацией; b — эмпирический коэффициент, который учитывает приход к склону рассеянной и отраженной радиации и зависит от крутизны склона, его ориентировки и альbedo поверхности. Величина коэффициента колеблется от 0,12 до 0,26 [69].

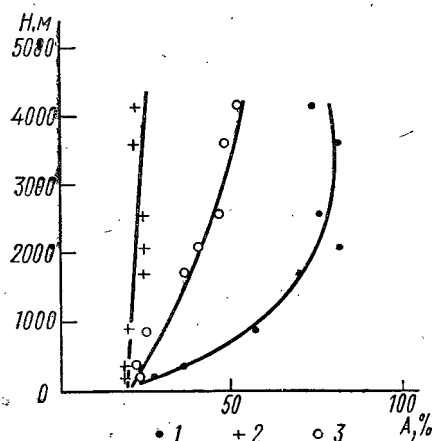


Рис. 31. Изменение с высотой альbedo подстилающей поверхности в горах Средней Азии: 1 — в январе, 2 — в июле, 3 — за год

Расчетная методика И. П. Беляевой разработана на материалах многолетних наблюдений в Средней Азии. Проверка этой методики в условиях Кавказа, произведенная И. И. Борзенковой [73], дала также вполне удовлетворительные результаты.

Оказалось, что северные склоны 10-градусной крутизны летом получают радиации на 10—15% меньше, чем горизонтальная поверхность. Летнее облучение южных склонов такой крутизны мало отличается от поступления радиации на горизонтальную поверхность при тех же условиях облачности. Весной приход суммарной радиации на южный склон на 15—20% больше, чем ее суммы на горизонтальной поверхности.

Южные склоны с большой крутизной (например, 30°) в условиях Кавказа получают радиации в летние месяцы на 5—8% меньше, чем горизонтальная поверхность. Наоборот, в зимние месяцы облучение этих склонов вдвое превышает приход радиации на горизонтальную поверхность.

Северные склоны крутизной в 30° в летний период получают радиации на 15—20% меньше, чем горизонтальная поверхность, а в зимнее время облучение этих склонов приближается к нулю. В Южном полушарии наблюдается обратное соотношение сумм радиации на северном и южном склонах.

Поглощенная коротковолновая радиация в горах зависит от отражательной способности поверхности. Последняя во всех достаточно высоких горных системах увеличивается с высотой (рис. 31). В Средней Азии, например, величина альbedo в годовом выводе изменяется от 20—25 (Ташкент, Ашхабад) до 52% (Ледник Федченко), на Кавказе от 18 (Тбилиси) до 55% (Казбеги) и значительно колеблется в течение года.

Летом на актинометрических площадках в горах снег обычно исчезает. Альbedo подстилающей поверхности в этом случае мало

меняется с высотой, колеблясь в пределах 20—25%. Но в горах, покрытых снегом, альbedo велико. Даже средние месячные его величины в этом случае зимой и весной превышают 70—80% и на высотах более 3 км сохраняются с ноября по апрель. Летом альbedo фирна, по данным А. П. Волошиной [77], в среднем равно 58%, но колеблется в зависимости от условий погоды от 40 до 80%.

В результате баланс коротковолновой радиации или поглощенная солнечная радиация с высотой в среднем уменьшается. На уровне снежных вершин, например, Кавказа (3000—4000 м) поглощенная радиация уменьшается на 30—40% по сравнению с предгорными равнинами; в Средней Азии на Леднике Федченко — на 25%. Уменьшение поглощенной радиации с высотой происходит во все сезоны, за исключением лета, когда она мало меняется или даже в некоторых случаях увеличивается на вышерасположенных уровнях.

Наряду с отражением части солнечной радиации горы непрерывно теряют тепловую энергию путем излучения. Эффективное излучение на больших высотах оказывается несколько больше, чем внизу. Увеличение его с высотой обусловлено быстрым уменьшением встречной радиации атмосферы главным образом вследствие уменьшения содержания в воздухе водяного пара. В Альпах с поднятием примерно на 3000 м эффективное излучение в ясные ночи возрастает с 0,13—0,15 до 0,20 кал/см²мин. В Калифорнии при увеличении высоты от 1150 до 2500 м оно увеличивается от 0,175 до 0,185 кал/см²мин. Эффективное излучение, действуя в течение всех суток, приводит к большой радиационной потере тепла в горах. Увеличение с высотой этой потери еще более характерно для гор Средней Азии, Памира и других, расположенных в условиях засушливых климатов. Наибольшие величины эффективного излучения в горах приходятся на высоту пояса вечных снегов и объясняются большой излучательной способностью снега. Так, на снежной седловине Эльбруса на высоте 5300 м в дневные часы 3 августа 1959 г. оно достигало 0,20—0,30 кал/см²мин; на высоте же 3700 м в этот день его значение колебалось в пределах 0,06—0,11 кал/см²мин.

В соответствии с изложенным радиационный баланс в горах обычно постепенно уменьшается с высотой (табл. 42). Этому в определенной мере способствуют увеличение облачности в горах днем и летом и уменьшение ее ночью и зимой. Первое уменьшает приходную часть радиационного баланса, а второе увеличивает его расходную часть.

Отсюда следует, что в Средней Азии уже на высоте 2 км величина радиационного баланса составляет всего 38% от его значения в предгорном районе. Кроме того, в Ташкенте период с отрицательным балансом в среднем отсутствует. В горах же он продолжается четыре месяца (с ноября по февраль) и на него приходится 15% годового радиационного баланса. Именно в это

Таблица 42

**Годовой ход радиационного баланса в предгорных и горных районах
Средней Азии (в ккал/см²сут)**

Станция	Высота, м	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Кызылча	2075	-59	-23	26	138	230	247	259	220	89	36	-23	-62	90
Ташкент	478	10	53	125	201	286	289	289	230	158	79	23	3	145
Разница, % (Ташкент — Кызылча)		690	143	79	31	20	15	10	4	44	54	200	217	38

время происходят наиболее контрастные изменения радиационного баланса с высотой.

По данным И. И. Борзенковой [73], на территории Кавказа от предгорных равнин до высот около 2000 м годовые значения радиационного баланса изменяются всего от 60—65 до 55—60 ккал/см². Но по мере дальнейшего поднятия баланс быстро уменьшается и на высотах 3000 м становится равным 35 ккал/см²год; в зоне вечных снегов годовые суммы его близки к нулю.

В отдельных горных системах, расположенных в климатических условиях с большим количеством ясных дней, в летнее время года возможно постоянство или даже увеличение радиационного баланса с высотой.

Это характерно для горных стран, расположенных в сухих климатах. Например, на Восточном Памире, в долине Кош-Агыл на высоте 3715 м радиационный баланс в летние месяцы превысил средние месячные его величины в Ташкенте в среднем на 18, а в сентябре — даже на 38% (табл. 43). Такое увеличение радиационного баланса объясняется тем, что в условиях небольшой облачности поглощенная коротковолновая радиация с высотой увеличивается быстрее, чем потери тепла путем эффективного излучения. В таких случаях обширные горные плато играют особенно существенную роль в повышении температуры воздуха на больших высотах.

В горных странах величина радиационного баланса оказывается обычно больше, чем в свободной атмосфере на соответствующем уровне и отличается более значительными колебаниями в суточном и годовом ходе. Эти колебания особенно велики на плоскогорьях. Однако горные вершины, покрытые снегом, имеют пониженный радиационный баланс по сравнению с его величиной на этой же высоте в свободной атмосфере. Объясняется это большой отражательной и излучательной способностью снежных вершин, в результате чего велики потери коротковолновой радиации и длинноволнового излучения. Колебания радиационного баланса на снежных вершинах сравнительно невелики.

Т а б л и ц а 43

Месячные суммы радиационного баланса и его компонентов
(в ккал/см²) на Восточном Памире (1957 г.) и Ташкенте
(1950—1953 гг.)

Месяц	Составляющие радиационного баланса	Памир (H=3715 м)	Ташкент (H=479 м)
Июль	суммарная радиация	21,0	20,1
	поглощенная радиация	15,9	14,1
	эффективное излучение	9,3	7,7
	радиационный баланс	6,6	6,4
Август	суммарная радиация	18,7	18,2
	поглощенная радиация	14,5	12,8
	эффективное излучение	8,9	7,9
	радиационный баланс	5,6	4,9
Сентябрь	суммарная радиация	15,6	13,5
	поглощенная радиация	11,4	9,5
	эффективное излучение	7,0	6,3
	радиационный баланс	4,4	3,2

Радиационный баланс в горах, так же, как и на равнинах, в среднем многолетнем выводе в основном расходуется на испарение, а также на нагревание воздуха подстилающей поверхностью. Кроме того, в зоне снегов и льдов радиационное тепло идет частично на абляцию.

К сожалению, структура теплового баланса в горных странах в настоящее время изучена слабо.

По приближенным расчетам И. И. Борзенковой [73], для южного склона Большого Кавказа годовые величины затрат тепла на испарение с увеличением высоты растут и достигают максимума на уровне 2000—2500 м (41 ккал/см²). Эти высоты частично заняты лесной и субальпийской растительностью. Здесь при значительных величинах баланса и большом количестве осадков создаются оптимальные условия для испарения. По мере дальнейшего поднятия затраты тепла на испарение уменьшаются и достигают минимума на высоте 3500—4000 м (21 ккал/см²год).

Турбулентный поток тепла от предгорных степей (33 ккал/см²год) постепенно уменьшается, достигая нулевых или даже отрицательных значений в области вечных снегов.

Ледники вносят существенные особенности в структуру теплового баланса. В период абляции приходными составляющими теплового баланса часто является не только радиационное тепло, но и приток тепла от воздуха в результате турбулентного обмена в приледниковом слое и конденсации водяного пара на деятельной поверхности ледника. Расходными же составляющими теплового

баланса являются затраты тепла на таяние льда и снега, а также на испарение. Соотношение между этими составляющими сильно изменяется в зависимости от местных и погодных условий, а также от положения горной страны в системе воздушных течений. В сухих климатах, отличающихся большим притоком солнечного тепла, основную роль в тепловом балансе ледников и их эволюции играет приток радиационного тепла на деятельную поверхность. В климатах с большой облачностью и интенсивным переносом воздуха повышается роль турбулентного тепло- и влагообмена в балансе льда и снега.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ЦИРКУЛЯЦИЮ АТМОСФЕРЫ

Прежде всего следует отметить хорошо известный факт уменьшения давления воздуха с увеличением высоты. При этом уже на высоте около 5—5,5 км давление оказывается в среднем вдвое меньше по сравнению с его величиной на уровне моря. Однако темп уменьшения атмосферного давления с увеличением высоты в горах под влиянием форм рельефа и различия температуры может быть отличным от изменения давления в свободной атмосфере. Следствием этого является различие атмосферного давления на одном и том же уровне над различными формами рельефа (склоном, вершиной, долиной) и их частями. Это нередко приводит к возникновению соответствующей местной циркуляции атмосферы.

Особенности подстилающей поверхности в горных районах порождают несколько разновидностей горно-долинной циркуляции атмосферы. На склонах горных хребтов и боковых склонах обширных долин под влиянием термических причин — различия в нагревании верхних и нижних частей склонов, а также различия температуры воздуха вблизи склона и в удалении от него — возникают так называемые ветры склонов. Это воздушные течения сравнительно небольшого горизонтального протяжения, выраженные дневным движением воздуха вверх по нагретому склону, а ночью стеканием холодного воздуха вниз. В вышележащих слоях атмосферы над потоком склоновых ветров возникают обратные воздушные течения.

В горных долинах развивается горно-долинная циркуляция, при которой днем ветер дует по долине вверх, а ночью — вниз. Эта циркуляция имеет большое горизонтальное протяжение, охватывает всю долину по высоте и является нередко одним из мощных циркуляционных звеньев, посредством которого осуществляется воздухообмен между горным районом и прилегающей к нему равниной. Предполагают, например, что ночные ветры горно-долинной циркуляции Ферганской и Ангренской долин в Средней Азии проникают в глубь равнин на 70—100 км [80]. Значительно развита горно-долинная циркуляция и по высоте. В районах Кавказского хребта она наблюдается приблизительно до высоты

3000 м. С этого уровня суточная периодичность в направлении ветра здесь уже не отмечается и преобладающими становятся западные ветры.

Горно-долинная циркуляция обусловлена термическими причинами и прежде всего различиями температуры воздушных слоев у ложа долины и в атмосфере на соответствующей высоте. Различия же температуры, как указывает А. Х. Хргиан [118], в свою очередь являются следствием различий радиационного и теплового балансов в нижней и верхней частях долины, а также в атмосфере. Днем при малооблачной погоде почва и воздух в верхних частях хорошо обогреваемых долин сильно нагреваются, и давление здесь несколько понижается. Возникает дневной долинный ветер, скорость которого в приземном слое достигает максимума в первые послеполуденные часы (3—5 м/сек). В пределах долины над долинным ветром выше «высоты обращения» создается обратное компенсационное течение. Уровень «высоты обращения», т. е. положение верхней границы долинного ветра, зависит от стратификации атмосферы и повышается с ростом ее неустойчивости. В Цейском ущелье на Северном Кавказе днем высота этого уровня в среднем равна 1,12 км. В других долинах уровень «высоты обращения» может быть ниже, например в Баксанском ущелье, по данным Е. С. Селезневой [109], он находится на высоте около 0,72 км.

Зависимость между «высотой обращения» и стратификацией атмосферы часто выражают эмпирической формулой

$$H = a\gamma + c,$$

где H — высота уровня обращения; γ — вертикальный градиент температуры воздуха в слое до 1 км; a и c — величины, зависящие от особенностей долины и ее положения в горной системе.

Например, для Цейского ущелья эти величины оказались равными соответственно 1,6 и 0,08 км; для долины р. Азау, по П. А. Воронцову [78], — 0,6 и 0,04 км. Сходная зависимость мощности долинного ветра от стратификации атмосферы получена и Н. Ф. Гельмгольцем [81] для предгорной зоны Тянь-Шаня.

Противотечение, начинающееся с уровня обращения, не всегда противоположно основному нижнему течению. Оно воздействует с общециркуляционным переносом воздуха и нередко им не только отклоняется от оси долины, но и полностью маскируется.

Структура долинного ветра сложнее склонового. Поднимающийся по долине поток воздуха одновременно является расходящимся, так как он частично восходит по боковым склонам долины. Над этими течениями имеются обычно компенсирующие токи воздуха противоположных направлений, сливающиеся в один общий, довольно сильный поток нисходящего ветра. Таким образом, дневная циркуляция над долиной отличается большой массой вовлекаемого в нее воздуха, довольно резкими изменениями направле-

ния ветра и его скорости с высотой, что заметно усложняет воздухоплавание в горах.

Ночью верхние части долин в результате интенсивного радиационного выхолаживания быстро теряют тепло и холодный воздух от верховий долин стекает вниз; скорость движения воздуха ночью обычно меньше, чем днем, и у земной поверхности в среднем равна 2 м/сек. Однако в ряде горных долин, в особенности в их средних частях, пролегающих среди горных теснин, ночной ветер играет решающую роль в образовании аномалии суточного хода скорости ветра. Это отмечает, в частности, Н. С. Темникова [113] для долин рек Нальчика, Ардона и Терека, скорость горных ветров в которых иногда вдвое превышает скорость долинных ветров. По выходу рек на равнины уже на расстоянии 3—4 км от гор аномалия суточного хода скорости ветра исчезает.

Горный ветер, как и долинный, является сложным, так как он образуется в результате слияния самостоятельных течений воздуха, стекающих со склонов и боковых долин. Кроме того, над горным ветром часто возникает обратное компенсирующее течение. Мощность горного ветра также зависит от температурной стратификации атмосферы; обычно она меньше мощности долинного ветра и в среднем достигает 0,5 км.

Горно-долинная система ветров возникает не только в долинах, соединяющих горную систему с прилегающей к ней равниной,

но и в высокогорных относительно замкнутых вытянутых котловинах. Подобную циркуляцию воздуха наблюдала в летние месяцы 1957 и 1958 гг. экспедиция МГУ на Восточном Памире в обширной и плоской долине Кош-Агыл, на высоте около 3700 м (табл. 44).

Из табл. 44 следует, что мощность долинного юго-юго-западного и юго-западного ветра на Восточном Памире в среднем превышает 1 км. Выше этого слоя обратное компенсирующее течение явно не прослеживается, и долинный ветер постепенно сливается общим

Таблица 44 -
Средняя скорость и направление долинного и горного ветров в долине Кош-Агыл ($H = 4700$ м) за первую половину сентября 1958 г.

Высота на ур. моря, км	Скорость ветра, м/сек		Направление ветра, град.	
	долинный	горный	долинный	горный
3,71	4	2	201	63
4,0	9	6	234	146
5,0	7	7	250	182
6,0	7	9	262	256
7,0	9	11	274	260
Общий перенос				
8,0	14	16	277	266
9,0	20	—	274	—

переносом воздуха на больших высотах. Однако косвенным доказательством существования компенсирующего течения может служить уменьшение скорости ветра на высоте 5—6 км над ур. моря. Горные ветры восточной четверти, наблюдающиеся в долине Кош-Агыл в ночное время, менее развиты по вертикали. Их мощ-

ность находится в линейной зависимости от высоты инверсионного слоя и в среднем равна около 500 м, а скорость у Земли в различные часы колеблется от 2 до 3 м/сек.

Горные и особенно долинные ветры наибольшего развития достигают в теплое время года, в дни с хорошей погодой. Однако в горных районах, расположенных в субтропических, более низких широтах, отличающихся сравнительно небольшой облачностью, эти ветры могут наблюдаться в любой сезон года. В. Н. Колесни-

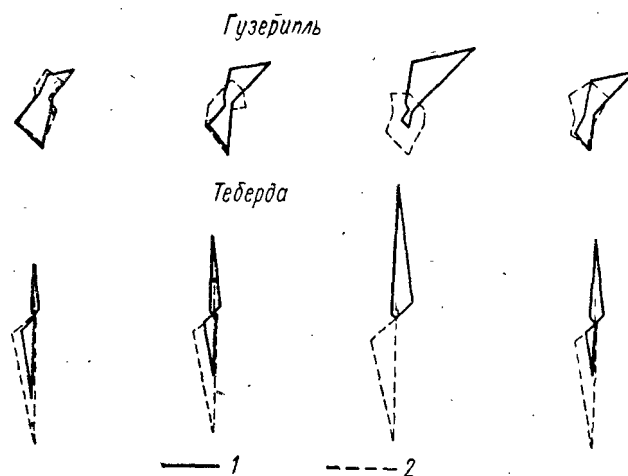


Рис. 32. Розы горно-долинных ветров соответственно в январе, апреле, июле и октябре:
1 — долинные ветры (13 час), 2 — горные ветры (1 час)

кова [91], например, указывает, что горно-долинная смена ветров имеет место в Ангренской долине даже в зимнее время года, но выражена она слабее, чем летом.

По Э. А. Бурману [76], в долинах Украинских Карпат на долю горно-долинной циркуляции приходится в летние месяцы 40—50%, а в зимние — 10—20% всех ветров. На Северном Кавказе, в долине Теберды, за год насчитывается около 150 дней с горно-долинной циркуляцией. Из них 86% приходится на летне-осеннее время и лишь 3% — на зимнее. Высокая повторяемость горно-долинных ветров в летнее время (40—70%) характерна также для многих горных систем Европы, Азии, Америки и других континентов. Отсюда следует, что горно-долинная циркуляция является важным погодо- и климатообразующим фактором в гористой местности. Она создает не только резкую смену направления ветра в долине в течение суток (рис. 32), но и способствует адвекции тепла и влаги, оказывает влияние на суточный ход температуры и влажности воздуха, а также на облачность, атмосферные явления и осадки.

Ночной горный ветер заполняет долины холодным воздухом. Но наиболее резкое падение температуры происходит вечером в начальной стадии развития горного ветра. Ночью, когда горный поток усиливается и приобретает большую мощность, его опускание по долине может вызвать прекращение падения температуры или даже сопровождаться фёновым эффектом. Этот эффект особенно заметно проявляется на относительной влажности воздуха. Так, в предгорьях Заилийского Алатау, как отмечает Н. Ф. Гельмгольц [81], относительная влажность ночью на 20—30% ниже, чем на равнине.

Утром, при смене горного ветра на долинный и установлении периода затишья, температура воздуха быстро растет. Далее, по мере усиления долинного ветра и общего перемешивания воздуха рост температуры несколько ослабевает. Одновременно происходит перенос водяного пара, который сопровождается понижением влагосодержания нижних слоев воздуха и повышением его в верховьях долин.

Однако, как указывает Н. Ф. Гельмгольц [81], в горах наблюдается суточный ход влажности, при котором в дневные часы отмечается вторичный минимум не только относительной, но и абсолютной влажности, что объясняется образованием облачности. Таким образом, долинны ветры усиливают процесс локального облакообразования в горах. И при благоприятных условиях этот процесс завершается послеполуденными местными ливнями и грозами.

Наряду с нормальным развитием горно-долинной циркуляции, характеризующейся четкой сменой направления переноса воздуха в суточном ходе, многообразие местных и погодных условий в горах создает режим ветров, более или менее сильно отличающихся от классического образца.

Так, в широких долинах различие радиационного нагревания противоположных склонов может вызывать резкую смену направления ветра среди дня. Такое явление наблюдается, например, в долине р. Каинды в Тянь-Шане [85, 86]. В котловинных же формах рельефа с относительно пологими склонами в ряде горных стран неодинаковое нагревание склонов в течение дня обуславливает постепенную смену направления ветра за Солнцем.

Широко известен аномальный долинный ветер, наблюдаемый в Альпах у перевала Малоджа. Этот ветер дует круглые сутки с перевала вниз по долине. Причины, обуславливающие постоянство этого потока, еще не вполне ясны. Предполагается, что ветер «малоджа» связан с различием в нагревании долин по обе стороны от перевала. Возникающий при этом температурный контраст способствует перетеканию относительно холодного воздуха с одной стороны перевала на другую, прогреваемую сторону. Явление «малоджа» характерно для многих перевалов горных стран.

К аномальным склоновым и долинным ветрам относятся также ледниковый ветер, дующий в течение суток постоянно

в одном направлении. Своим возникновением этот ветер обязан выхолаживанию воздуха непосредственно над льдом и стеканию его по течению ледника. Мощность этого холодного относительно свободной атмосферы потока воздуха сравнительно невелика; над ледниками Кавказа она достигает 45—125 м, а скорость движения воздуха колеблется от 3 до 7 м/сек и зависит от крутизны ледника, а также времени суток. Наибольшей силы этот ветер достигает обычно днем, когда контраст температуры воздуха над ледником и в свободной атмосфере особенно велик. Вечером и утром он ослабевает, но ночью снова усиливается. Максимальная скорость наблюдается на высоте около 2 м над поверхностью льда. Ниже и выше этого уровня его скорость обычно убывает.

В потоке ледникового ветра всегда сохраняется инверсионное распределение температуры, обусловленное охлаждением воздуха, притекающего к леднику из окружающей атмосферы и усиливающееся при увеличении скорости ветра. Инверсионный скачок температуры в 2-метровом приледниковом слое воздуха достигает 10° и сохраняется (даже усиливается) при ветрах в 4—5 м/сек в ясную и в пасмурную погоду. Поэтому из воздуха к поверхности ледника почти непрерывно поступает тепловая энергия. По подсчетам А. Х. Хргиана [119], величина теплоотдачи воздуха леднику составляет около 250 кал/см² в сутки. Это обеспечивает таяние слоя льда толщиной более 3 см.

Влагосодержание воздуха с увеличением высоты над ледником также увеличивается. Такое распределение влаги является следствием конденсации ее непосредственно на поверхности льда.

Таким образом, ледниковый ветер имеет существенное значение как в передаче тепла, так и в передаче влаги от воздуха к леднику; первое способствует таянию льда, а второе — увеличению его массы.

Наиболее сильные и устойчивые ледниковые (стоковые) ветры наблюдаются на побережье Гренландии и в Антарктиде. Скорость их на крутых участках ледникового склона достигает 30—40, а в отдельных местах — даже 80—90 м/сек. Вертикальная мощность стекающего воздуха не превышает 200—300 м. Стоковые ветры Антарктиды в результате 700—800-километрового пробега по склону к побережью приобретают хорошо выраженный фёновый характер. Это особенно проявляется на относительной влажности воздуха, которая на побережье на 15—20% ниже, чем на островах вне зоны стоковых влияний.

Своеобразными и весьма распространенными непериодическими ветрами горных районов являются фёны — сухие и теплые, а иногда жаркие ветры, спускающиеся по склонам горных хребтов к их подножиям. Фёны, как известно, чаще всего обусловлены различием атмосферного давления по обе стороны хребта и связаны поэтому с переваливанием воздуха через горы. Их развитие характерно особенно для ряда горных систем, выступающих в виде

достаточно мощных препятствий на пути воздушных течений не только в нижней, но и в средней и даже в верхней тропосфере.

Часто наблюдаются и хорошо изученные фёны в Альпах. В Инсбруке, например, за год насчитывается до 80 дней с фёном. Велика повторяемость фёнов на Северном Кавказе. По нашим данным [106], на Кавказе и в долине р. Белой в Гузерипле за год бывает до 90 дней с фёном; в Архызе и Теберде их соответственно 137 и 149 дней, а на платообразной горе Ачишхо — 125 дней, но в Красной Поляне — только 50 дней. В Закавказье, например в Кутаиси, по подсчётам И. В. Фигуровского [116], в году насчитывается 114 дней с фёном и 75 из них приходится на период с ноября по апрель. Сравнительно велика повторяемость фёнов в горах Средней Азии. Так, например, в районе Ташкента с фёном наблюдается до 49 дней в году.

Скорость ветра при фёне может колебаться в больших пределах: иногда от самых малых значений до 20 м/сек, а в отдельных случаях до 30 м/сек и почти всегда отличается порывистостью, свидетельствующей о наличии вихреобразования в воздухе, стекающем по склону. Большая повторяемость и продолжительность (в среднем 1 сут., а иногда до 10—15 сут.) фёнов в некоторых горных районах приводят к тому, что климат этих районов отличается своеобразием и резкими непериодическими изменениями температуры (табл. 45) и влажности воздуха, облачности и осадков.

Таблица 45

Повышение температуры воздуха при фёне (по данным Н. С. Темниковой)

Дата	Станция	Температура			Станция	Температура		
		до фёна	при фёне	разность		до фёна	при фёне	разность
1—5/IV 1938 г.	г. Бермамыт	—9,4	4,1	13,5	Ачишхо	—6,4	3,7	10,1
	Орджоникидзе	5,5	21,9	16,4	Гузерипль	2,2	16,1	13,9
24—27/XII 1939 г.	г. Бермамыт	—6,5	—0,8	5,7	Ачишхо	—9,3	—2,6	8,7
	Орджоникидзе	—3,0	8,6	11,6	Гузерипль	—3,2	7,4	10,6
27—31/III 1940 г.	г. Бермамыт	—4,4	9,6	13,6	Ачишхо	0,0	11,0	11,0
	Орджоникидзе	8,6	27,2	18,6	Гузерипль	8,9	22,9	14,0

Скачок относительной влажности при фёне может быть различным. Нередко влажность понижается до 20—30%, а в отдельных случаях, например на Северном Кавказе, отмечалось ее падение до 10% и менее. Пример подобного фёна представлен на рис. 33. Облачность при фёне обычно размывается и устанавливается ясная погода. Во многих случаях отмечается большая прозрачность атмосферы, свидетельствующая о чистоте и сухости опускающегося воздуха.

Наряду с общим уменьшением облачности иногда фёны сопровождаются отдельными облаками чечевицеобразного типа или

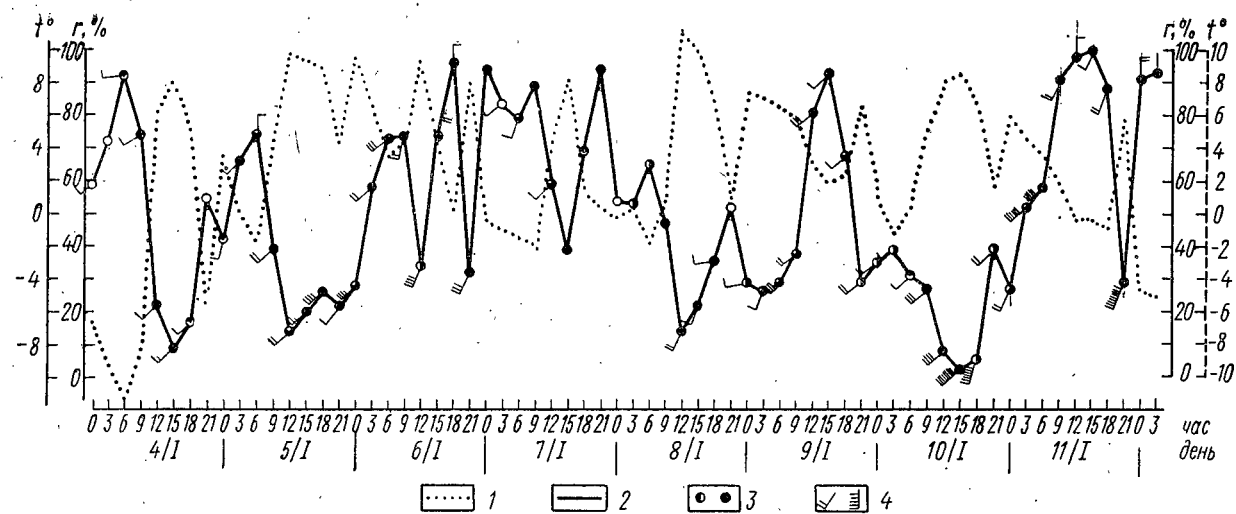


Рис. 33. Изменчивость основных метеорологических элементов при фёне в период с 4 по 12 января 1967 г. (Теберда):
 1 — температура воздуха, 2 — относительная влажность, 3 — общая облачность (соответственно 5 и 10 баллов),
 4 — ветер (соответственно юго-западный со скоростью 3 м/сек, южный — 10 м/сек)

даже облачными системами, образующимися в результате переваливания воздуха через хребет. В последнем случае облачность, возникающая на наветренной стороне хребта, отчасти распространяется и на подветренную сторону в виде мощного облачного вала, называемого фёновым валом. Возможно и сочетание этих типов облачности.

Фёны возможны в горах во всех широтных зонах земного шара и образуются в результате воздействия рельефа на воздушные течения общей циркуляции атмосферы в этих зонах. Поэтому в равной мере они могут рассматриваться одновременно и общециркуляционным и местным явлениями. Однако проявляются они в разных зонах по-разному.

В холодных климатах полярных и субполярных областей фёны вызывают наибольшие изменения в температуре воздуха, достигающие $20-30^{\circ}$ в час; велики здесь также перепады относительной влажности воздуха. Наоборот, в экваториальных климатах на Зондских островах температурный эффект фёнов невелик (не более 5°), и мало они снижают влажность воздуха (она редко опускается ниже 30%). В умеренных климатах наиболее ярко проявляются фёны в отношении температуры и влажности воздуха в зимнее время и менее эффективны они летом. Более того, летний фён, образующийся в условиях горного района с наличием оледенения, может проявляться только в падении влажности воздуха. Таким образом, в проявлениях фёнов хорошо прослеживаются зональные и сезонные особенности.

Непериодические изменения погоды, обусловленные фёнами, летом оказывают вредное, иссушающее влияние на растительность и приводят к преждевременному созреванию фруктов, винограда, зерновых культур (например, кукурузы), за что в Тирольских Альпах его называют «кукурузным ветром».

Зимой и весной фёны способствуют таянию снега и даже вызывают паводки на горных реках. Паводки могут быть усилены и осадками, выпадение которых возможно при фёнах, связанных с переваливанием облачных систем теплового фронта через горный хребет.

В ряде мест земного шара фёны получили различные местные названия. Так, фён, наблюдающийся на восточном берегу о. Суматры, носит название «бохорок». На восточных склонах Скалистых гор в Северной Америке часто создается крайняя неустойчивость температурного режима зимних месяцев, обусловленная западным и юго-западным ветром — «чинук». Это индейское название фёна, в переводе означающее «пожиратель снега». Иногда зимой чинук несет столь сухой и теплый воздух, что снежный покров высотой до 30 см под его влиянием испаряется, не превращаясь в воду. Вызывая быстрое таяние снега и освобождая от него горные пастбища, «чинук» благоприятствует развитию скотоводства на восточных склонах Скалистых гор.

Полезную роль играет и «урсатьевский ветер», или «чирчикский фён» (район Ташкента). Он ускоряет весеннее созревание почвы для обработки и посева; озимая пшеница иногда начинает вегетировать здесь в январе и даже в декабре. Осенью фёновая погода способствует уборке хлопка.

Распространенным ветром в горной местности, граничащей с теплым водоемом, является бора-холодный, штормовой, резко порывистый ветер. Он наблюдается обычно в холодное время года, когда над континентом устанавливается область повышенного давления, а над теплой водной поверхностью — область низкого давления. Такое распределение давления обуславливает переваливание устойчиво стратифицированного холодного воздуха через невысокие хребты и перевалы; скорость ветра при этом достигает 40 м/сек и более. Большая сила этого ветра обязана прежде всего величине барического градиента в районе перевала, а также действию силы тяжести на движение холодного воздуха по склону — гравитационному стоку. Именно последний в основном и придает явлению локальный характер.

Классическим примером подобных ветров является бора в районе Новороссийска, отличающаяся большой повторяемостью и жестокостью. В среднем за год здесь бывает 45—50 дней с борой, большинство из них (65—70%) приходится на холодное полугодие. Ежегодно скорость ветра при боре достигает 34 м/сек, а в четырех годах из 10 — превышает 40 м/сек и в отдельных случаях — 60 м/сек. Резкие порывы ураганного ветра опрокидывают автомобили и железнодорожные вагоны, срывают крыши с домов и выбрасывают на берег современные суда. Температура воздуха при боре может упасть до 20° мороза. При этом водяные брызги, поднимаемые ветром, быстро замерзают и все предметы покрываются слоем льда в 2—4 м. Все это нарушает нормальную жизнь порта и города в среднем на 1,5 месяца в году и наносит огромный материальный ущерб хозяйственной деятельности.

Адвекция холодного воздуха при боре сопровождается понижением влажности (абсолютной и относительной) и сказывается на режиме облачности. Облака локализуются над горами и перевалами и представлены обычно чечевицеобразными формами или в виде сплошной облачной стены.

Бора и подобные ей ветры наблюдаются во многих районах земного шара. Широкую известность получила бора в районе Триеста на Адриатическом море, на западном и восточном берегах Новой Земли, на оз. Иссык-Куль в Восточном Казахстане и во многих других районах. Так же, как и фён, бора в различных районах имеет свои местные названия: новороссийский норд-ост, бакинский норд, сарма и харахайка на Байкале, мистраль в долине р. Роны и др.

Рельеф горных районов оказывает влияние не только на местные движения воздуха, но и на течения общей циркуляции атмосферы. Встречая на своем пути препятствия в виде гор, эти течения

деформируются, вынуждены их обходить и одновременно в виде сильных ветров устремляются в горные проходы и через перевалы (например, урсатьевский ветер, дующий из Ферганской долины над юго-восточной частью Голодной степи). Даже невысокие, плоские горы, расположенные среди равнины, деформируют линии тока воздушных течений до средней тропосферы. Так Исполиновые горы в Европе высотой 1500 м вызывают волновые движения в слое атмосферы до 6 км, а горы Сьерра-Невада в Северной Америке высотой 4000 м деформируют линии тока даже на высоте 13 км.

Согласно исследованиям М. Л. Петросянца, О. И. Субботиной, С. Ч. Чанышевой [105], над Памиром и Западным Тянь-Шанем деформация воздушных течений должна распространяться не менее чем до 16 км, т. е. влияние рельефа на ветер прослеживается до 3—4-кратной высоты гор.

Сильная изрезанность местности в горных районах, влияя на течения общей циркуляции атмосферы, создает большую пестроту скоростей ветра: резкое усиление его на перевалах, в горных проходах, на выпуклых формах рельефа и ослабление на подветренных склонах и в вогнутых формах рельефа. Под влиянием вытянутых долин и при благоприятном их расположении частично может быть изменено направление переноса воздуха, и в господствующих ветрах резкое преобладание получает долинная составляющая (см. рис. 32 — Теберда).

Все горные хребты активизируют циклоническую деятельность, вызывают интенсивный вынужденный подъем воздуха вдоль склонов, усиливают процессы облакообразования и формирования осадков на наветренных склонах. На подветренных же склонах гор фронтальные облачные системы размываются и затем вновь восстанавливаются на некотором удалении от гор. Горные хребты нередко являются естественными границами распространения воздушных масс. Особенно велика задерживающая роль гор для холодного воздуха. Холодные фронты переваливают лишь через невысокие возвышенности. Высокие горы обычно огибаются линией холодного фронта. При этом возможно образование орографической окклюзии, с которой связаны периоды продолжительной ненастной погоды в горах. Мощным препятствием для холодного воздуха является Кавказский хребет. Аналогичную роль выполняют также Альпы, Карпаты, Крымские горы.

В результате большого влияния рельефа на течение общей циркуляции атмосферы горы нередко обостряют климатические различия (Кордильеры и Анды в Америке, Уральский хребет) и являются иногда решающим фактором в климатическом расчленении территории (Кавказ, Альпы и др.).

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОЧВЫ И ВОЗДУХА

Режим температуры почвы в горах зависит от комплекса факторов, главнейшими из которых являются радиационные

и циркуляционные условия, экспозиция склонов и формы рельефа, а также физические свойства самой почвы (ее механический состав, цвет, влажность и др.).

Разнообразие и множество сочетаний этих факторов создают весьма пестрое распределение температуры по территории вообще и в горных странах в особенности.

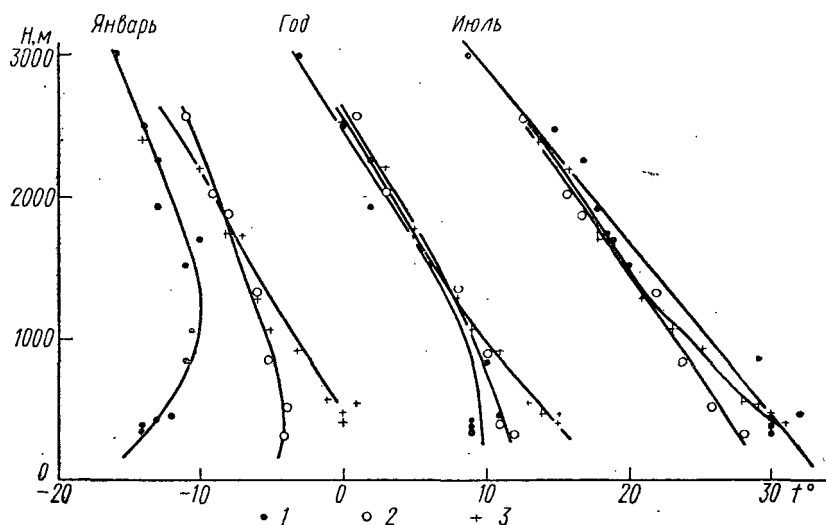


Рис. 34. Изменение средней месячной (январь, июль) и годовой температуры поверхности почвы с высотой:
1 — на северном склоне Зайлийского Алатау, 2 — на северном склоне Большого Кавказа, 3 — на южном склоне Большого Кавказа

Прежде всего рассмотрим влияние на температуру почвы высоты рельефа. В соответствии с уменьшением радиационного баланса подстилающей поверхности с высотой температура почвы по мере поднятия в среднем понижается (рис. 34). Особенно значительно температура понижается летом и меньше — зимой. В это время в предгорных районах и на нижних уровнях склонов гор часто наблюдается не падение, а рост температуры поверхности почвы с высотой. Этот рост обусловлен адвективными причинами: общециркуляционными вторжениями холодных воздушных масс, для которых наиболее доступные равнины и предгорья, а также кататическим стоком холодного воздуха вниз по склону.

Вторжения холодного воздуха наиболее часты и результативны на северных склонах горных систем. Под влиянием этих вторжений, например, в нижней части северного склона Зайлийского Алатау (примерно до уровня 1 км) температура почвы в январе уверенно растет. О большой роли инверсионного распределения температуры в холодное время года свидетельствует также изме-

нение средней температуры в годовом выводе, и в частности небольшая величина вертикального температурного градиента в поясе гор до уровня в 1 км (табл. 46).

Таблица 46

Средние значения вертикальных градиентов температуры поверхности почвы
(в град. на 100 м высоты)

Пояс высот гор, м	Кавказ						Северный склон Зайлийского Алатау		
	южный склон			северный склон			январь	июль	год
	январь	июль	год	январь	июль	год			
До 500	—	—	—	0,0	0,7	0,2	—0,7	0,8	0,0
500—1000	0,5	1,0	0,8	0,2	0,7	0,4	—0,6	0,8	0,2
1000—2000	0,6	0,7	0,6	0,35	0,7	0,5	0,2	0,8	0,5
Выше 2000	0,7	0,6	0,7	0,35	0,7	0,6	0,4	0,8	0,6

На склонах гор, обращенных к югу и недоступных для прямых вторжений холодного воздуха, наблюдаются в среднем наибольшие вертикальные градиенты изменения температуры поверхности почвы с высотой. В качестве примера может служить июльское падение температуры почвы с градиентов 1° на 100 м подъема, отмечаемое в поясе высот 500—1000 м на южном склоне Большого Кавказа (см. табл. 46). Столь значительное изменение температуры с высотой на рассматриваемом склоне обусловлено прежде всего уменьшением радиационного баланса, а также влиянием горного оледенения, снижающего температуру южного склона вплоть до долины р. Куры [83].

Наибольшая пестрота температуры почвы в горах наблюдается при солнечной погоде.

Таблица 47

Средние июльские и абсолютные максимумы температуры
поверхности почвы на разных высотах и в разных формах рельефа
на низинах юга Средней Азии и в горах Памира

Станция	Высота, м	Максимальная температура		Форма рельефа
		средняя	абсолютная	
Булункуль	3744	49	61	котловина
Мургаб	3576	54	64	плато
Хорог	2075	64	74	узкая долина
Душамбе	803	65	72	долина
Вахш	445	68	73	низина

На облучаемых склонах и формах рельефа температура почвы обычно мало меняется с высотой. Больше того, при благоприятных условиях радиационного прогрева она может даже увеличиваться по сравнению с температурой в предгорье или на равнине (табл. 47).

Из табл. 47 следует, что между низиной (Вахш) и Памирским плоскогорьем (Мургаб) даже средний июльский максимум температуры поверхности почвы изменяется с градиентом всего около $0,4^{\circ}$ на 100 м подъема. Изменение абсолютного максимума между этими уровнями происходит с еще меньшим вертикальным градиентом. Между предгорной и высокогорной долинами (Душамбе — Хорог) средний июльский максимум температуры поверхности почвы практически остается постоянным. Абсолютный же максимум между этими уровнями растет с высотой.

Этот тип распределения средней и максимальной температуры поверхности почвы с высотой, наблюдающийся обычно при солнечной погоде, характерен для многих других горных районов. Аналогичное распределение температуры поверхности почвы в июле приводит G. R. Rummey [127] для станций, расположенных во Французских Пиренеях:

	Баньер (510 м)	Пик-де-Миди (2850 м)
Температура почвы, $^{\circ}\text{C}$:		
средняя	36	34
максимальная	50	52

При солнечной погоде очень большое влияние на температуру почвы оказывает экспозиция склонов по отношению к сторонам горизонта. В Северном полушарии наилучшие условия облучения и нагрева складываются для южных склонов. Поэтому температура поверхности почвы на них может на 10° и более превышать нагрев северных склонов.

В соответствии с различиями суточного хода инсоляции и радиационного баланса подстилающей поверхности на склонах разной ориентации и крутизны места наибольшего нагрева почвы закономерно смещаются вслед за видимым движением Солнца (рис. 35).

На рис. 35 представлен средний суточный ход температуры поверхности почвы на южном, восточном и западном склонах и на вершине большой песчаной дюны. Измерения производились при солнечной погоде зимой 1931/32 г. в пустыне Гоби на высоте около 1400 м.

Из рис. 35 следует, что около 10 час наиболее высокая температура наблюдается на восточном склоне. С течением времени максимальный нагрев поверхности смещается на южный склон и сохраняется здесь до конца дня. Температура почвы на западном склоне утром (10 час) была на 18° ниже, чем на восточном. Однако около 14 час преимущество в нагреве переходит с восточного

на западный склон. Все же максимум температуры на этом склоне не достигает дневного максимума на восточном и тем более на южном склонах.

Аналогичное различие в нагревании восточного и западного склонов приводит Б. А. Айзенштат [67]. На этот раз наблюдения производились в июле также при ясном небе, но в меридионально

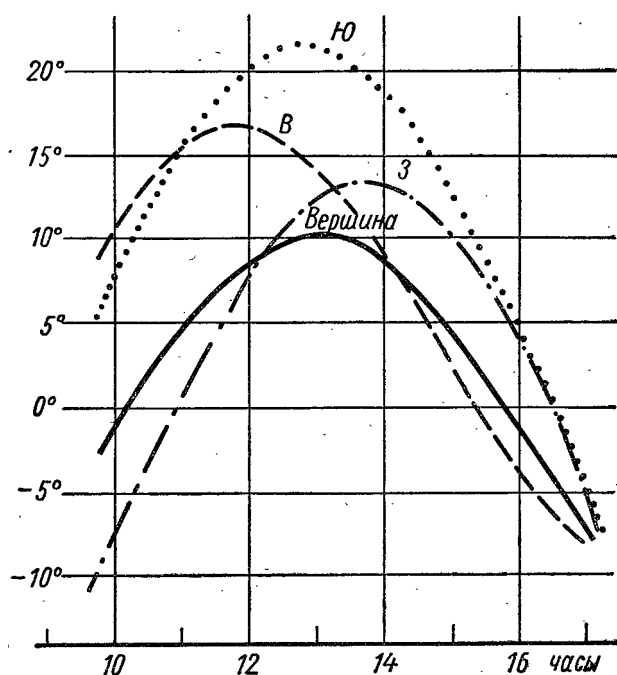


Рис. 35. Суточный ход температуры в тонком поверхностном слое (на глубине 2 мм) на вершине и склонах песчаной дюны в пустыне Гоби (по Р. Гейгеру [5])

ориентированной долине Ала-Арча (Киргизский хребет) на высоте 1800 м; крутизна склонов долины равна около 30° .

На восточном склоне, обращенном к Солнцу, температура почвы в 10 час оказалась на 27° выше, чем на слабо инсолируемом в это время западном склоне. В этот же момент на глубине 20 см разница температуры в пользу восточного склона достигла 6° . Даже в целом за ясные дни вследствие различия в инсоляции в до- и послеполуденное время из-за разной прозрачности атмосферы средняя суточная температура почвы на склонах рассматриваемой долины различалась: на поверхности на $6,4$; на глубине 20 см на $4,0^\circ$ в пользу восточного склона.

Различия в инсоляции и в температуре обостряют контрасты во влагосодержании почвы на склонах и в итоге ведут к отсутствию леса на восточном склоне и к залесенности — западного.

Таким образом, в условиях общей сухости климата горной страны различия в радиационном режиме и нагреве почвы становятся важными факторами своеобразия ландшафтных особенностей горных склонов и долин.

При наличии достаточных запасов влаги в почве, что характерно для влажных климатов, при ясном небе преимущество в нагреве получают не восточные, а западные склоны. Это обусловлено большими затратами радиационного тепла на испарение в первой половине дня и уменьшением их в послеполуденное время. В это время почва уже несколько подсыхает и поэтому большая часть поглощенной радиации идет на повышение температуры почвы.

Таким образом, в условиях влажных климатов преимущество в облучении восточных склонов при ясном небе хотя и остается по сравнению с западными, но максимум температуры почвы наблюдается не на восточных и даже не на южных склонах, а смещается к юго-западу.

О различии температуры почвы на склонах разной ориентации можно судить также по результатам трехлетних наблюдений в Альпах на холме, возвышающемся над дном долины на 600 м (табл. 48).

Таблица 48

Средняя температура почвы (в °С) на глубине 80 см на склонах холма разной экспозиции в Альпах

Экспозиция	Зима	Лето	Год
С	4,2	15,3	9,5
СВ	4,4	17,0	10,6
В	4,4	18,6	11,3
ЮВ	5,1	19,7	12,6
Ю	5,3	19,3	12,6
ЮЗ	6,6	18,8	12,7
З	5,5	18,5	12,2
СЗ	4,5	16,0	10,2
Среднее	5,0	17,8	11,5

Таблица 49

Средняя суточная амплитуда температуры поверхности почвы зимой и летом на юге Средней Азии

Станция	Высота, м	Амплитуда, °С		Форма рельефа
		январь	июль	
Булункуль	3744	28	50	котловина
Мургаб	3576	24	51	плато
Хорог	2075	21	53	узкая долина
Душамбе	803	16	49	долина
Вахш	445	17	51	низина
Ташкент	477	14	47	предгорье

Отсюда видно, что летом разница между температурой почвы южного и северного склонов даже на глубине 80 см достигает 4°. При этом наиболее обогреваемыми склонами являются юго-восточные, южные и юго-западные. Зимой с уменьшением инсоляции разница температуры почвы на склонах разной ориентации сокращается, но и в это время года почва на глубине 80 см на южном,

юго-западном и западном склонах на 1—2° теплее, чем на других склонах.

Суточный и годовой ход температуры почвы в горах так же, как и на равнинах, определяется в основном соответствующими изменениями радиационного режима и потому во внетропических широтах имеет в среднем простой вид — с одним максимумом и одним минимумом.

На поверхности почвы амплитуда суточных колебаний температуры обычно очень велика, особенно в континентальных климатах; наибольшая она в летнее время и примерно в 2—3 раза уменьшается зимой (табл. 49).

Величины амплитуд, приведенные в табл. 49, получены по данным средних максимумов и минимумов температуры в соответствующие месяцы и потому являются наиболее вероятными.

Из табл. 49 также следует, что с высотой суточные колебания температуры увеличиваются зимой и мало меняются летом. Однако есть основание считать, что в суточных колебаниях температуры почвы в горах вообще и в приведенных примерах в частности большая роль принадлежит не высоте, а формам рельефа и физическим свойствам почвы в районах расположения станций. Так, на северном склоне Кавказа в январе в поясе высот 400—800 м суточные амплитуды изменяются от 9 до 16°, а на уровне около 2 км — от 11 до 18°. Среднее значение амплитуды на этих уровнях оказывается примерно одни и те же (14—15°). Аналогичный разброс значений зимних суточных амплитуд характерен и для южного склона Кавказа. В нижней части (до высоты 1000 м) этого склона январская суточная амплитуда в среднем также равна 15°. Такие же средние колебания наблюдаются и на высотах около 2 км.

Таким образом, как на северном, так и на южном склонах Большого Кавказского в зимнее время суточная амплитуда температуры с высотой практически мало изменяется и равна 14—15°.

Этот вывод вытекает и из анализа январских суточных колебаний температуры почвы по профилю станций на северном склоне Заилийского Алатау:

Станция	Или, железно- дорожная	Алма-Ата	Усть-Горель- ник	Верхний Горельник	Мыи Джилки
Высота, м	456	851	1935	2262	3013
Асут, град.	16	17	14	17	15

Здесь средняя величина амплитуды равна 16° и также не зависит от высоты.

Июльские суточные колебания температуры почвы на склонах общей южной экспозиции изменяются весьма неопределенно. Так, на Кавказе на уровне около 2 км амплитуда изменяется от 26 до 37° и больше отражает не влияние высоты, а местные инсоляционные и другие условия положения станций.

Наоборот, на северных склонах Кавказа и Заилийского Алатау обнаруживается более или менее определенная тенденция в уменьшении июльских амплитуд температуры почвы по мере поднятия (рис. 36). В нижней части склона Заилийского Алатау колебания температуры на поверхности почвы достигают 40° ; на Кавказе — 35° . Эта разница обусловлена различием широтного положения и большей континентальностью климата среднеазиатского горного района. С увеличением высоты амплитуды уменьшаются; на 3-километровом уровне она становится равной $28-30^{\circ}$ и теряет зависимость от степени континентальности климата.

На более высоко приподнятых плоскогорьях, расположенных в условиях засушливого климата (горных полупустынь и пустынь), суточные колебания температуры почвы особенно велики. Например, на Памирском плоскогорье, в Мургабе (3576 м), даже средняя величина амплитуды температуры поверхности почвы в июле достигает 51° . В отдельных же случаях температура здесь колеблется от отрицательных значений ночью до 64° (абсолютный максимум) днем.

Годовая периодичность колебаний температуры поверхности почвы в горах так же, как и на равнинах в умеренных и северных широтах, имеет максимум в июле или августе и минимум в январе.

Известно, что на равнинах амплитуда почти не зависит от широты и составляет около 30° .

Годовые колебания $28-30^{\circ}$ имеют и станции, расположенные на южном склоне Большого Кавказа:

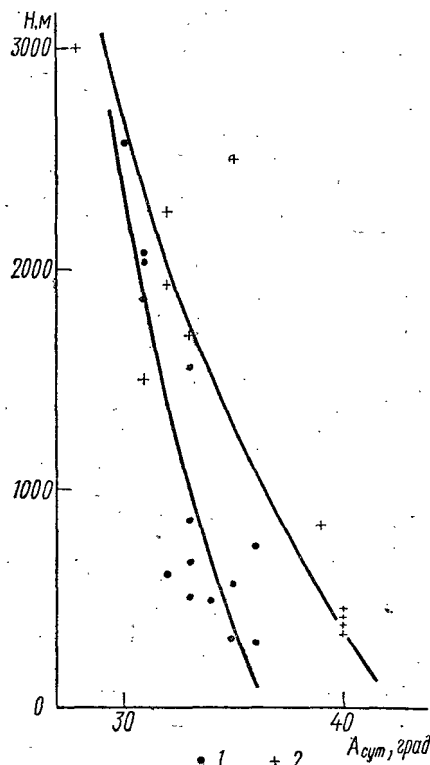


Рис. 36. Изменение средней суточной амплитуды температуры поверхности почвы с высотой на северных склонах Кавказа (1) и Заилийского Алатау (2) в июле

Станция	Тбилиси	Самгори	Пасанаури	Эрмани	Крестовый перевал
Высота, м	490	549	1070	2240	2395
$A_{год}$, град.	30	28	28	30	28

В отличие от склона южной экспозиции на северных склонах гор Кавказа и Заилийского Алатау годовая амплитуда температуры поверхности почвы уменьшается с высотой (табл. 50).

Таблица 50

Средняя годовая амплитуда температуры поверхности почвы (в °С) на различных уровнях северных склонов Кавказа и Заилийского Алатау

Горы	Высота, м				
	500	1000	2000	2500	3000
Кавказ	29	28	25	24	—
Заилийский Алатау	44	39	32	29	25

Таблица 51

Годовая амплитуда температуры почвы на разных глубинах и высотах в Закавказье

Глубина, см	Высота, м			
	450	1350	1950	3200
0	31	33	32	26
20	26	22	22	18
80	20	18	18	11

Таким образом, в условиях более континентального климата Средней Азии годовые колебания температуры поверхности почвы сокращаются с увеличением высоты значительно быстрее, чем на северном склоне Кавказа. Это обусловлено, с одной стороны, различием повторяемости и мощности зимних инверсий в этих районах, а с другой — различием радиационного баланса в летнее время года.

Очень большие годовые колебания температуры поверхности почвы наблюдаются опять-таки в условиях высокогорных полупустынь и пустынь. Например, на том же Памирском плоскогорье в Мургабе (3576 м) наиболее вероятная годовая амплитуда (разность между средним максимумом и средним минимумом) равна 41°. Интересно, что в предгорье Памира в Душамбе (803) в условиях долинного рельефа величина годовой амплитуды равна всего 32°, а в Ташкенте (477 м) — даже 31°.

С увеличением глубины колебания температуры в почве в горах так же, как и на равнине, затухают (табл. 51).

Из табл. 51 видно, что в глубоких межгорных долинах Закавказья годовая амплитуда температуры на глубине 80 см уменьшается более чем в 1,5 раза по сравнению с колебаниями температуры на поверхности почвы. На высоте 3200 м амплитуда на той же глубине (80 см) убывает уже в 2,36 раза. Таким образом, слой постоянной годовой температуры в горах располагается менее глубоко, чем в межгорных долинах и на равнинах.

Для склонов гор и плато, хорошо обогреваемых солнечными лучами, характерны весьма большие различия между температурой поверхности почвы и воздуха, в особенности в дневные часы. Это подтверждается наблюдениями в условиях высокогорной пустыни, в долине Кош-Агыл, на высоте 3710 м. Здесь днем в летние месяцы разница между температурой поверхности почвы и воздуха в среднем достигает 20—25° (табл. 52), а в отдельные дни — пре-

вышает 40—50°. В ночное время разница между температурой поверхности почвы и воздуха сглаживается и почти всегда принимает обратный знак.

Таблица 52

Суточный ход температуры поверхности почвы и воздуха в долине Кош-Агыл (3710 м), по средним данным за июль 1957 г.

Температура, °C	Время наблюдения, час							
	1	4	7	10	13	16	19	22
Поверхности почвы	2,3	0,6	13,8	34,3	39,8	31,4	13,7	5,7
Воздуха	6,4	3,7	7,4	13,6	16,9	15,7	12,8	9,9
Разность	-4,1	-3,1	+6,4	+20,7	+22,9	+15,7	+0,9	-4,2

Большая разница температуры почвы и воздуха в дневные часы, особенно в летнее время, отчасти объясняет преобладание в альпийской зоне гор низкорослой, стелющейся растительности с обедненным видовым составом. Это служит косвенным доказательством общей суровости климатических условий высокогорий.

При пасмурной погоде температура почвы в горах близка к температуре воздуха и не зависит от экспозиции склонов.

Температура воздуха с высотой обычно понижается, однако закономерности этого понижения могут быть различны и зависят от высоты места, экспозиции склонов по отношению к солнечным лучам и воздушным течениям, от формы рельефа и времени года.

Как известно, вне гор, в свободной атмосфере, изменение температуры с высотой зависит от удаления от земной поверхности, изменения давления воздуха и содержания в нем водяного пара. С увеличением высоты влияние земной поверхности на температуру воздуха становится все меньше. Вследствие этого в свободной атмосфере с высотой уменьшаются суточные и годовые колебания температуры воздуха (табл. 53).

Таблица 53

Амплитуда годовых колебаний температуры на различных высотах над г. Павловском

Высота, км	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Амплитуда, град.	25	22	19	19	20	21	20	20	19	18	16	8	11	14

Таким образом, в свободной атмосфере с высотой возрастает независимость температуры воздуха от ее величины на земной поверхности и все больше увеличивается влияние на температуру воздуха горизонтального переноса воздушных масс.

В результате наличия различных видов теплообмена в атмосфере (конвекция, адвекция, испарение воды и конденсация водяного пара) температура воздуха в среднем уменьшается на $0,6^{\circ}$ на 100 м подъема. Но в нижних слоях тропосферы, особенно зимой, когда увеличивается повторяемость инверсий, средние вертикальные градиенты температуры малы и сильно изменяются с высотой (табл. 54).

Таблица 54

Средние месячные вертикальные градиенты температуры на европейской части СССР (сотые доли градуса)

Вертикальный градиент	Высота, км									
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
Январь	12	32	55	57	63	64	65	51	51	53
Июль	52	50	50	51	59	63	68	62	66	60

Иначе складывается режим температуры воздуха в горных странах. Различают особенности хода температуры и изменение ее с высотой на обширных горных плато или пологих склонах, представляющих общее поднятие местности на большую или меньшую высоту над уровнем моря, и режим температуры на склонах горных цепей и в различных формах горного рельефа.

Температурный режим на горных плато в отличие от соответствующего режима в свободной атмосфере на том же уровне формируется в большей мере под непосредственным влиянием подстилающей поверхности. Поэтому для горных плато, обширных долин и пологих склонов в горах характерны большие суточные и годовые колебания температуры — результат значительного прихода солнечной радиации в дневные часы и летом (табл. 55) и потери тепла лучеиспусканием в разреженной атмосфере ночью и зимой.

Таблица 55

Суточный ход температуры поверхности почвы и воздуха при безоблачной погоде (3 августа 1957 г., Восточный Памир, плоская и обширная долина Кош-Агыл, Н 3710 м)

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Время наблюдения, час								Амплитуда, град.
	1	4	7	10	13	16	19	22	
Поверхности почвы	—2,3	—6,9	9,4	34,1	46,3	36,1	13,1	6,5	53,2
Воздуха	2,5	—0,6	4,6	13,3	17,2	19,3	17,3	9,8	19,6

Большие колебания температуры воздуха в суточном ходе на плоскогорьях характерны не только для отдельных дней, но и для средних суточных амплитуд во все сезоны года (табл. 56).

Таблица 56

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха (в град.)

Пункт	Высота, м	Месяцы				Местоположение
		I	IV	VII	X	
Мургаб	3576	13,4	11,3	13,0	14,8	плато с приподнятыми краями
Нарын	2039	6,8	9,5	12,4	11,7	долина сыртов Тянь-Шаня
Ташкент	480	5,4	9,2	14,2	11,6	предгорье Тянь-Шаня

Годовые амплитуды температуры для некоторых пунктов, местность в районе которых может рассматриваться как приподнятая над уровнем моря, приводим в табл. 57.

Таблица 57

Годовые амплитуды температуры воздуха

Пункт	Высота, м	Местоположение	Амплитуда, град.
Ольты	1224	широкие долины нагорья Малой Азии	28,9
Карс	1742	предгорье Тянь-Шаня	30,7
Ташкент	480	плато Памира	27,8
Мургаб	3576		32,1

Таким образом, размах суточных и годовых колебаний температуры на плато и пологих склонах гор свидетельствует о сохранении и даже усилении континентальности климата, свойственной данному типу местности.

Горы являются весьма заметным источником тепла для атмосферы днем и стимулятором выхолаживания воздуха — ночью. Летний инсоляционный прогрев высокогорной Азии столь значителен, что, например, в центральной части Тибетского нагорья температура воздуха, согласно исследованиям Флона [127], на 7—9° превышает температуру воздуха на соответствующем уровне в свободной атмосфере (вне плоскогорья). Это ведет к образованию здесь высокого и обширного Тибетского антициклона, оказывающего влияние не только на погоду, но и на климатообразование на обширных пространствах Азии.

Сильное влияние подстилающей поверхности плоскогорий на температуру воздуха приводит к тому, что вертикальный градиент температуры, рассчитанный по данным метеорологических станций, расположенных на плоскогорьях, несколько меньше, чем градиент в свободной атмосфере. Согласно А. И. Воейкову и Ю. Ханну, а также по данным Е. С. Рубинштейн [107] и И. А. Гольцберг [82], величина этого вертикального градиента температуры весьма постоянна для всей земной поверхности, сравнительно мало зави-

сит от сезона года и в среднем равна $0,5^\circ$ на 100 м подъема. Этот градиент широко используется в климатологии для приведения температуры к уровню моря.

В качестве примеров годового хода вертикального градиента температуры приводим в табл. 58 средние месячные его величины, вычисленные по данным наблюдений в Туркуль (Среднеазиатская равнина) и на Нарынском плато Восточного Тянь-Шаня, а также в Репетек и в Мургабе на Памире.

Таблица 58

Годовой ход вертикальных градиентов температуры воздуха, рассчитанных по средней температуре на равнине и плато (сотые доли градуса на 100 м высоты)

Пункт	Высота, м	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Турткуль	109													
Нарын	2039	65	62	52	42	54	62	59	48	38	33	43	58	51
Репетек	185													
Мургаб	3576	60	54	53	51	54	60	54	51	44	46	48	55	52

Гораздо большей сложностью и многообразием отличается температурный режим склонов. Он находится под влиянием не только изменения высоты и экспозиции склонов, но и под воздействием термического режима подножий, свободной атмосферы и расположенных выше вершин. Это многостороннее влияние на температурный режим склонов осуществляется в процессе как общей, так и местной циркуляции атмосферы. Станции, расположенные на нижних частях склонов, оказываются под большим влиянием термического режима равнин и подножий; а верхние станции испытывают влияние близ расположенных вершин и свободной атмосферы. Поэтому в нижних частях склонов наблюдаются довольно значительные суточные и годовые колебания температуры, а также сильно изменяющиеся в течение года вертикальные ее градиенты. Из-за влияния термического режима равнин и подножий суточные амплитуды температуры в нижних частях склонов мало зависят от экспозиции склонов, но существенно — от особенностей климата в районе гор. Так, на разных склонах у подножия Кавказских гор (до высоты 1000 м) суточная амплитуда температуры в июне равна около 10° , у подножия Тянь-Шаня — $12—14^\circ$. В верхних частях склонов, вследствие увеличения влияния свободной атмосферы, суточная и годовая амплитуда температуры убывает; на высотах 2000—2500 м в горах Кавказа и Тянь-Шаня она колеблется около $8—9^\circ$. С увеличением высоты стабилизируется также вертикальное изменение температуры в различные месяцы года (табл. 59).

Таблица 59

Температура воздуха и вертикальные ее градиенты (сотые доли град. на 100 м высоты) на северном склоне Заилийского Алатау в центральные месяцы сезонов года

Пункт	Высота, м	Температура, град.				Градиенты между смежными станциями			
		январь	апрель	июль	октябрь	январь	апрель	июль	октябрь
Мын Джилки	3017	-12,7	-2,6	7,4	-1,8	64	65	80	74
Большое алма-атинское озеро .	2516	-9,5	0,7	11,4	1,9	73	69	82	60
Верхний Горельник	2272	-7,8	2,3	13,3	3,3	38	48	48	38
Алма-Атинская, селестокская .	1711	-5,7	5,0	16,0	5,4	-17	64	84	47
Алма-Ата, ГМО	847	-7,4	10,5	23,3	9,5	-102	36	56	-3
Илийский выселок	456	-11,4	11,9	25,4	9,4				

На склоне с увеличением высоты (см. табл. 59) изменяется не только амплитуда температуры, но и характер ее хода. В частности, весенние месяцы на выше расположенных станциях имеют более низкую температуру, чем осенние. На нижних станциях, как и вообще в континентальных районах, наблюдается обратное соотношение между температурой весенних и осенних месяцев. Таким образом, температурный режим станций, расположенных высоко на склонах, под влиянием воздухообмена на этих высотах и близости снежных вершин, в отличие от горных плато, имеет черты, свойственные морским климатам. Из табл. 59 также следует, что вертикальные градиенты температуры, вычисленные для смежных станций, расположенных на склоне, изменяются в довольно больших пределах. Велики они в теплое время года, что характерно не только для склона Заилийского Алатау, но и для склонов других горных хребтов. Зимой же температура падает с высотой на склонах гор медленнее, чем летом. В это время года нередко в нижних частях склонов, особенно периферийных хребтов, устанавливается инверсионное распределение температуры. Зимние инверсии температуры характерны прежде всего для таких внутриконтинентальных горных районов, как Восточная Сибирь. В Якутии, например, в январе средний градиент температуры между Верхоянском (136 м) и Семеновским рудником (1000 м) равен -2° на 100 м. Средняя месячная температура в этих пунктах в январе соответственно равна $-48,6$ и $-31,1^{\circ}$ и сказывается на различии мощности вечной мерзлоты, на что указывал еще А. И. Воейков [4].

В соответствии с комплексом причин, формирующих температурный режим, а также в результате многообразия самих склонов (крутизны, покрытия, экспозиции) ход температуры, особенно темп ее изменения с высотой, на разных склонах может существенно различаться. Поэтому приведенные выше градиенты температуры для склона Заилийского Алатау не могут быть распространены на все другие склоны. На северном склоне Большого Кавказа,

например, вертикальные градиенты, вычисленные по средней температуре летних месяцев, изменяются, по данным Н. С. Темниковой [113], от 0,5 до 0,65°, а для зимних месяцев — от —0,20 (в слое 0,5—1,0 км) до 0,45° (в зоне выше 1,5—2,0 км). Отличительной чертой температурного режима на южном склоне Большого Кавказа, а также в горах Армении, как это следует из справочников [111], является понижение температуры воздуха с высотой в течение всего года. Темп этого понижения особенно велик в летние месяцы — вертикальные градиенты достигают 1° на 100 м подъема. Зимой градиенты температуры обычно уменьшаются и лишь на некоторых профилях под влиянием форм рельефа становятся инверсионными.

Таким образом, при всем разнообразии изменений температуры воздуха можно считать, что на склонах в общем создается температурный режим, промежуточный между режимом горных плато и в свободной атмосфере.

Существенные различия в изменении температуры на склонах связаны с их экспозицией по отношению к господствующим влагонесущим ветрам. На эти различия указывали Ю. Ханн и А. И. Воейков. Подробно они изучены И. А. Гольцберг [82]. Установлено, что на наветренных, более влажных склонах темп изменения температуры с высотой заметно меньше, чем на подветренных склонах, где вертикальные градиенты температуры близки к сухадиабатическим. Так, например, на западном склоне Сурамского хребта в июле градиент составляет 0,65° на 100 м, а на сухом подветренном восточном склоне он в среднем равен 0,90° на 100 м. Если высота хребтов или перевалов сравнительно невелика (ниже уровня конденсации), то как на наветренном, так и на подветренном склонах устанавливается сходное распределение температуры. Температура воздуха на таких склонах обычно ниже, чем на соответствующей высоте в свободной атмосфере, а вертикальные температурные градиенты близки к сухадиабатическим.

Своеобразный температурный режим и вертикальные его изменения обнаруживаются на склонах гор с частой повторяемостью фёнов. Такие склоны отличаются повышенными температурами и аномальным годовым ходом ее вертикальных градиентов. В качестве одного из примеров приведем годовой ход градиентов между ст. Кутаиси (114 м) и ст. Амбралаури (544 м):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Градиент, град. на 100 м	1,3	1,1	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,6	0,9	1,1	1,4

Под влиянием частных фёнов температурный градиент здесь зимой не уменьшается, как обычно, а резко возрастает и превышает в несколько раз летние.

Мощный горный хребет сильно деформирует воздушные течения как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях. На

наветренном склоне при этом возникает восходящее, а на подветренном (часто обширными пространствами) — нисходящее движение воздуха. Тем самым создаются большие контрасты температуры и других метеорологических элементов на наветренной и подветренной сторонах горной системы. Влияние горных хребтов в этом отношении может быть настолько велико, что отражается на картах средней многолетней температуры. Ярким температурным рубежом на январской карте изотерм выступают Кордильеры в Северной Америке, цепь прибрежных горных хребтов Дальнего Востока и др.

Большое влияние на ход температуры воздуха и изменение ее с высотой оказывают формы рельефа, в частности котловины и вершины. Как установлено А. И. Воейковым [4], в вогнутых формах рельефа создаются благоприятные условия для прогревания воздуха днем и выхолаживания его ночью. Поэтому суточные колебания температуры в таких формах рельефа велики. То же происходит и с годовыми колебаниями. Наоборот, на выпуклых формах рельефа, где свободно совершается обмен воздуха, как суточные, так и годовые амплитуды температуры сравнительно малы. Это подтверждается и наблюдениями П. И. Колоскова в Амурской области [92] и в Казахстане [93]. В Казахстане, по его данным, годовая амплитуда температуры в среднем уменьшается на склоне на 4,6 на вершине — на 1,3° и возрастает в долинах на 3,5, а в котловинах — на 7,9° по сравнению с амплитудой на плоской поверхности. Аналогично изменяется и суточная амплитуда температуры в различных формах рельефа на Кавказе (табл. 60) и в других горных районах.

Таблица 60

Суточная амплитуда температуры воздуха в различных условиях местоположения, град.

Станция	Высота, м	Месяцы				Местоположение
		январь	апрель	июль	октябрь	
Арагац, высокогорная . . .	3229	2,4	3,5	4,6	3,5	склон
Мамисонский перевал . . .	2854	1,3	3,1	4,7	2,9	перевал
Сисианский перевал . . .	2380	1,5	3,4	6,1	4,5	перевал
Ленинакан	1556	6,4	10,3	10,9	12,0	плоскогорье
Цалка	1457	5,4	6,7	9,0	8,5	плоскогорье
Боржоми	789	6,2	9,8	10,4	10,0	долина
Телави	568	5,0	7,6	8,6	6,8	склон
Тбилиси	403	5,7	8,3	9,7	8,0	котловина
Анасеули	158	3,9	6,5	5,3	6,2	холм
Кутаиси	114	4,1	7,1	7,5	7,1	широкая долина

Из этих примеров (табл. 60) следует, что в горах часто влияние форм рельефа на величину суточной амплитуды температуры

воздуха перекрывает влияние высоты места. Тем не менее нельзя считать, как это допускал А. И. Воейков [4], что высота сама по себе не оказывает никакого влияния на величину суточной амплитуды. Влияние высоты на амплитуду температуры во все сезоны

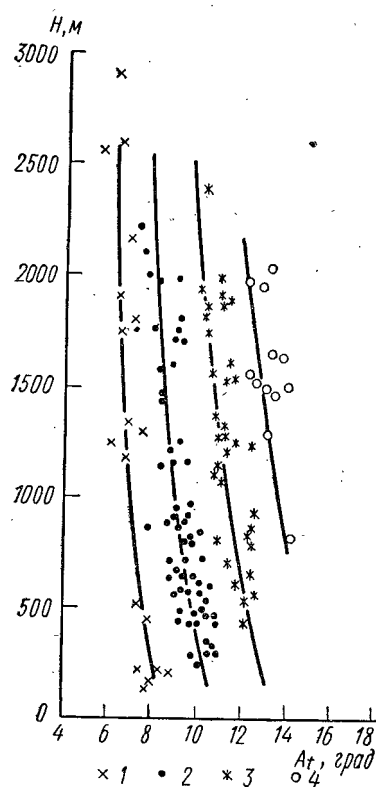


Рис. 37. Зависимость между суточной амплитудой температуры воздуха и абсолютной высотой для Большого и Малого Кавказа (июнь): 1 — вершина, 2 — склон, 3 — горная долина, 4 — замкнутая долина или котловина

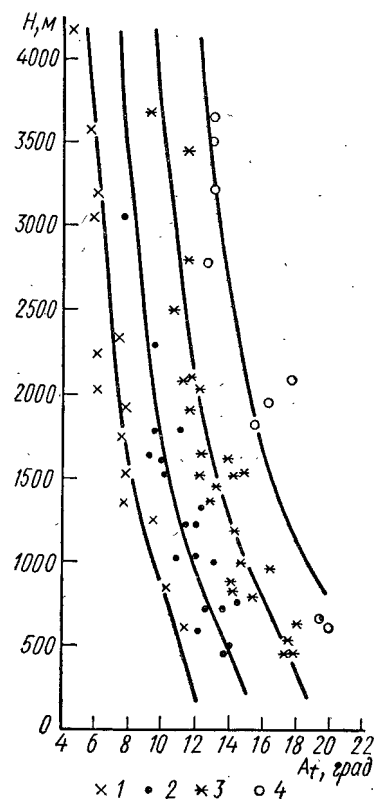


Рис. 38. Зависимость между суточной амплитудой температуры воздуха и абсолютной высотой для Тянь-Шаня и Памира (июнь): 1 — вершина, 2 — склон, 3 — горная долина, 4 — замкнутая долина или котловина

хорошо видно на примерах станций, расположенных на склонах, а также на перевалах (см. табл. 60).

Обстоятельное исследование влияния высоты на суточные колебания температуры воздуха для различных форм горного рельефа выполнено З. А. Мищенко [99]. По данным З. А. Мищенко (рис. 37 и 38), наибольшие суточные амплитуды характерны для замкнутых долин и котловин; на Кавказе до высоты 2500 м в июне

они достигают 12—14°, а в горах Средней Азии в том же слое — 14—18°. Наименьшие суточные колебания температуры дают станции, расположенные на вершинах: на Кавказе — 6—8°, в горах Тянь-Шаня и Памира — 7—12°.

Промежуточные значения амплитуд имеют станции, расположенные на склонах и в горных долинах. Таким образом, с увеличением сухости и континентальности климата колебания температуры заметно увеличиваются.

Из рис. 37 и 38, кроме того, следует, что с увеличением абсолютной высоты все формы горного рельефа, за исключением плоскогорий, дают уменьшение амплитуды температуры. Это уменьшение особенно существенно для нижнего слоя воздуха на Тянь-Шане и Памире до уровня 1500—1700 м; на Кавказе — примерно до 1000 м. С дальнейшим увеличением высоты в горах уменьшение амплитуды температуры хотя и продолжается, но в более замедленном темпе. Это объясняется все усиливающимся влиянием на колебания температуры процессов, происходящих в свободной атмосфере и ослабления роли подстилающей поверхности по мере роста высоты.

Таким образом, в горах изменения температуры воздуха с высотой отличаются большим разнообразием. Это зависит не только от многообразия и сложного сочетания форм горного рельефа, почвы и растительности, крутизны и ориентировки склонов, но и от различной интенсивности атмосферных процессов и режима других метеорологических элементов.

Большое влияние на изменение температуры воздуха в горах оказывает облачность. Обычно наблюдающееся увеличение облачности на склонах хребтов и вершинах гор в дневные часы сглаживает суточные колебания температуры. В ясные дни в любое время года амплитуда температуры воздуха в горах в 2 раза и более превышает ее величину в пасмурные дни (табл. 61).

Таблица 61

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха при ясном и пасмурном небе (по характеристике нижней облачности)

Станция	Высота, м	Состояние неба	Месяцы				Местоположе- ние
			январь	апрель	июль	октябрь	
Арагац, высоко- горная	3229	ясно	8,2	9,8	8,2	7,7	склон
		пасмурно	5,9	5,5	5,9	4,0	
Шурабад	2027	ясно	14,2	13,8	15,8	17,5	котловина
		пасмурно	8,1	6,8	9,0	7,4	
Ленинакан	1556	ясно	15,8	17,4	14,8	18,6	плоскогорье
		пасмурно	7,9	8,0	8,4	7,2	

Под влиянием облачности сглаживаются также годовой ход температуры воздуха в горах и ее колебания. Например, на ст. Арагац высокогорная (3229 м) суточная амплитуда колеба-

ний температуры при пасмурном небе в январе такая же, как и в июле, и равна $5,9^{\circ}$. То же характерно и для других уровней и форм горного рельефа.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Абсолютная влажность — одна из важных и неустойчивых характеристик режима увлажнения; она сильно изменяется

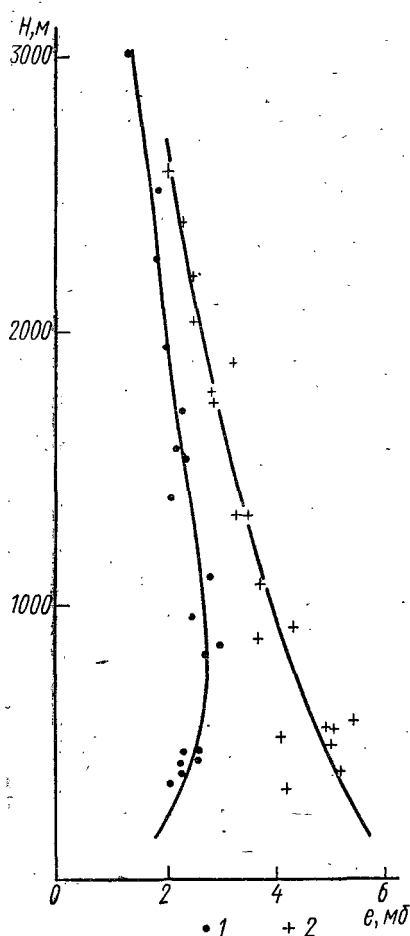


Рис. 39. Изменение упругости водяного пара с высотой в январе: 1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе

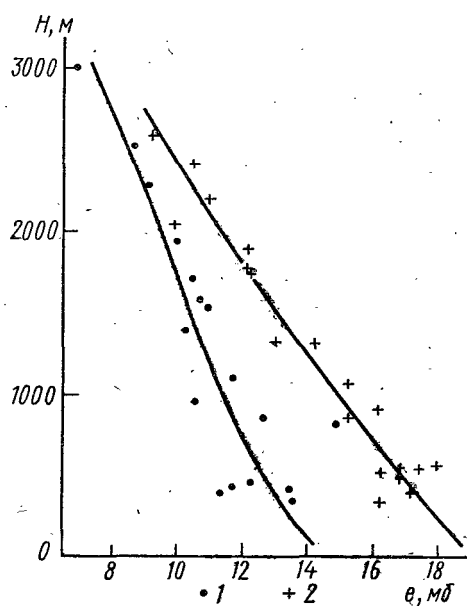


Рис. 40. Изменение упругости водяного пара с высотой в июле: 1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе

в зависимости от физико-географических условий местности, циркуляционных особенностей атмосферы, времени года и состояния

погоды. Об этом можно судить по величине упругости водяного пара в горах, например, Большого Кавказа, Средней Азии и Сибири.

В январе в предгорных районах Средней Азии упругость водяного пара падает до 2 мб. Еще меньше она в горах Алтая (около 1 мб), а в Сибири, в районах Оймяконского и Нерского плоскогорий составляет всего 0,1 мб. Однако в предгорьях Кавказа упругость водяного пара в январе достигает 5 мб и более.

В июле упругость водяного пара увеличивается до максимальных значений. В предгорных районах Средней Азии она в среднем равна 12—13 мб, в Сибири — 10—12 мб, а на Кавказе — 16—18 мб.

С увеличением высоты местности абсолютная влажность и упругость водяного пара обычно убывает. Это, как и отмеченные выше январские пространственные изменения упругости, обусловлено главным образом понижением температуры, ограничивающей содержание водяного пара в воздухе определенным пределом, который тем меньше, чем ниже температура.

В холодный период года, в частности в январе, изменение упругости водяного пара под влиянием высоты местности невелики. И особенно малы они в горных районах, расположенных в континентальных и сухих климатах Средней Азии и Сибири. Например, на всем северном склоне Заилийского Алатау упругость изменяется всего от 2,5 до 1,3 мб (рис. 39). Больше того, до высоты 1000 м влажность воздуха на рассматриваемом склоне остается постоянной или даже несколько увеличивается с высотой. Это объясняется частым инверсионным распределением температуры в зимнее время и накоплением влаги в инверсионном слое. Наибольшие инверсионные градиенты (рост упругости с высотой) характерны для склонов Верхоянского хребта. Здесь многие пары станций в зимние месяцы с ноября по февраль включительно дают увеличение упругости водяного пара на 0,03 мб на каждые 100 м подъема (табл. 62).

Таблица 62

Изменение упругости водяного пара (мб) на 100 м подъема на склонах Верхоянского хребта

Станция	Разность высот, м	Месяцы			
		январь	апрель	июль	октябрь
Сунтар-Хаята — Оймякон, аэропорт . . .	1408	—0,03*	0,02	0,3	0,04
Сунтар-Хаята — Нижняя база	718	—0,03*	0,0	0,2	0,04

* Знак «—» означает рост упругости с высотой

На склонах Большого Кавказа влажность воздуха в январе уменьшается в среднем с вертикальным градиентом, равным 0,14 мб на 100 м высоты.

Более существенные изменения упругости водяного пара с высотой происходят в летнее время (рис. 40), где четко прослеживается влияние континентальности и сухости климата Средней Азии на изменение влажности воздуха с высотой. Влажность воздуха здесь на всех уровнях заметно меньше, чем на Кавказе. Разница особенно велика в предгорной зоне и сокращается с увеличением высоты.

Для нижнего пояса гор Кавказа и Средней Азии, примерно до высоты 1000 м, характерен также значительный разброс величин влажности. Это обусловлено, очевидно, особенностями местоположений станций в горах (влиянием форм рельефа, характером растительности и др.), а также влиянием локальных ветров, в частности фёнов. Вертикальный градиент падения упругости водяного пара на 100 м высоты равен: на Кавказе — 0,35 мб, Заилийском Алатау — 0,25 мб.

На склонах Верхоянского хребта вертикальные градиенты влажности воздуха в летние месяцы в среднем не превышают 0,2—0,3 мб на 100 м подъема (см. табл. 62).

Таким образом, с увеличением континентальности климата убывание влажности воздуха летом с высотой в среднем ослаблено. Это обусловлено ограниченными возможностями испарения с подстилающей поверхности и развитием вертикального перемешивания воздуха до более высоких уровней.

Уменьшение абсолютной влажности в горах совершается несколько медленнее, чем в свободной атмосфере, где на убывании влагосодержания кроме понижения температуры сказывается удаление от подстилающей поверхности, с которой происходит испарение.

Абсолютная влажность в свободной атмосфере в среднем уменьшается в 2 раза уже на высоте 1500 м и в 4 — на высоте 3000 м по сравнению с приземной влажностью воздуха. В горных странах испарение с поверхности гор отчасти пополняет влагосодержание воздуха, поэтому здесь влажность уменьшается вдвое на высоте 2000 м и в 4 раза — на высоте 4000 м.

Таким образом, влажность воздуха в горах больше, чем на том же уровне в свободной атмосфере. Разница достигает в среднем около 10% (табл. 63).

Для характеристики убывания влажности воздуха с высотой в горах имеется ряд эмпирических формул. Одна из первых формул предложена Ханном:

$$e_h = e_0 \cdot 10^{\frac{-h}{6,3}}$$

где e_0 — упругость водяного пара на уровне моря,
 e_h — упругость водяного пара на высоте.

Таблица 63

Изменение абсолютной влажности с высотой в Альпах и в свободной атмосфере (в % от влажности воздуха на уровне моря), по данным Ханна

Поверхность	Высота, м							
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Горы	83	70	58	48	40	34	28	23
Свободная атмосфера	83	68	51	41	34	26	20	17

Внутри горной системы влажность обычно меньше, чем на периферических хребтах, особенно на наветренных склонах (табл. 64).

Таблица 64

Средняя месячная упругость водяного пара (в мб) на внутригорном плато Памира и периферическом Туркестанском хребте

Станция	Высота, м	Месяцы			
		январь	апрель	июль	октябрь
Ирхт	3290	1,5	3,2	5,0	2,4
Шахристанский перевал	3143	1,6	3,7	6,4	3,2

Суточный ход упругости водяного пара в основном следует за ходом температуры воздуха. В холодный период суточные колебания влажности в горах невелики — средняя амплитуда не превышает 1 мб. Наоборот, летом колебания выражены наиболее отчетливо. В июле, например, в предгорных долинах суточная амплитуда увеличивается до 3—6 мб, но с увеличением высоты она, как правило, уменьшается (табл. 65).

На склонах и горных вершинах, как и в свободной атмосфере, вследствие переноса водяного пара вверх на дневные часы приходится максимум абсолютной влажности; минимум ее наблюдается перед восходом Солнца (табл. 66).

В предгорных долинах с ограниченными возможностями испарения нередко наблюдается второй тип суточного хода упругости — с двумя максимумами (утром и вечером) и двумя минимумами (ночью и днем). Такой тип характерен для некоторых долин Закавказья и ряда долин в горах Средней Азии. Дневной (вторичный) минимум упругости водяного пара в этом случае приходится на время наибольшего развития турбулентности и дневного подсыхания поверхностного слоя почвы.

На платообразных ровных участках местности независимо от высоты над уровнем моря, как и на равнинах, наблюдаются два минимума и два максимума в суточном ходе влажности. Один

Таблица 65

Суточная амплитуда упругости водяного пара по наблюдениям в 1, 7, 13, 19 час

Станция	Высота, м	Месяцы				Местоположение
		январь	апрель	июль	октябрь	
Большой Кавказ						
Архыз	1456	0,5	0,8	2,0	1,6	котловина
Бермамыт	2583	0,2	0,8	2,2	0,8	плоская вершина
Тбилиси, ГМО	403	0,3	0,5	1,6	0,7	котловина
Мамисонский перевал . .	2854	0,1	0,5	1,7	0,6	перевал
Малый Кавказ						
Ереван	1910	0,5	0,6	0,8	0,5	долина
Арагац, высокогорная . .	3229	0,3	0,6	1,0	0,3	склон
Горы Средней Азии						
Алма-Ата, ГМО	847	0,7	1,2	3,5	0,7	предгорье
Мын Джилки	3017	0,3	1,1	2,6	0,7	вершина
Хорог	2075	0,3	0,8	1,2	0,5	высокогорная узкая долина
Мургаб	3576	0,3	0,3	1,5	0,2	высокогорное плато

Таблица 66

Суточный ход абсолютной влажности (процентное отклонение от средней суточной, равной 4,04 г/м³) на вершине Зоннблик (3106 м) в Альпах

Время наблюдения, час											
0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
-9	-22	-32	-37	-30	-12	-11	31	39	34	21	6

(основной) приходится на ночные и второй — на дневные часы интенсивного развития конвективных токов. На некоторых плоскогорьях, отличающихся большой сухостью климата, основной минимум в суточном ходе влажности приходится на дневные часы (табл. 67).

Дневной минимум упругости водяного пара в долине Кош-Агыл объясняется не только интенсивной конвекцией, но и развитием горно-долинной циркуляции, выносящей влажный воздух из долины.

Годовой ход абсолютной влажности с увеличением высоты в горах принципиальных изменений не претерпевает: максимум ее, как и на равнине, приходится на летний период, а минимум — на

Таблица 67

Суточный ход упругости водяного пара (мб) на плато Восточного Памира в долине Кош-Агыл (3710 м), по средним данным за 1957 г.

Месяц	Часы							
	1	4	7	10	13	16	19	22
Июль	1,8	2,1	2,0	1,6	1,3	1,6	1,6	1,5
Август	4,0	4,2	4,6	3,5	3,1	3,0	3,2	3,5
Сентябрь	3,2	3,0	3,4	2,7	2,3	2,5	2,9	2,7

зимний. Однако амплитуда годовых колебаний влажности при увеличении высоты резко уменьшается главным образом за счет летних значений упругости водяного пара (рис. 41, табл. 68).

В горах Армении (Арагац), несмотря на большую высоту над уровнем моря, упругость водяного пара с сентября по май больше, чем в Ильчире. Это объясняется более близким положением Армянского высокогорья к относительно теплой в зимние месяцы Атлантике и развитым в это время западно-восточным переносам воздуха. В летние месяцы, когда этот перенос ослаблен, роль высоты над уровнем моря оказывается решающей в изменении влажности воздуха.

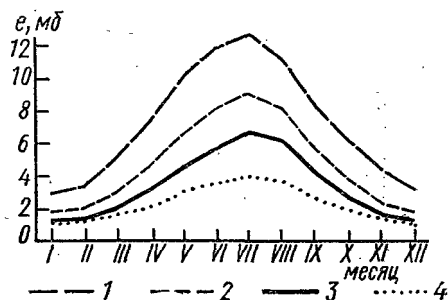


Рис. 41. Годовой ход упругости водяного пара в горах Средней Азии: 1 — Алма-Ата, ГМО (847 м), 2 — Верхний Горельник (2272 м), 3 — Мын Джилки (3016 м), 4 — Ледник Федченко (4169 м)

Таблица 68

Годовой ход средней месячной упругости водяного пара (мб) в горах Армении и Восточном Саяне

Пункт	Высота над ур. моря, м	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Арагац, высокогорная	3229	1,9	1,9	2,4	3,4	4,7	5,9	7,4	7,0	5,4	4,0	3,0	2,1
Октемборян	861	3,8	4,1	5,3	7,7	10,7	12,3	14,0	13,8	11,2	8,7	6,9	4,6
Ильчир	2083	0,8	1,0	1,4	2,3	3,6	6,8	8,8	7,9	4,6	2,6	1,3	1,0
Ангарск	417	1,0	1,1	2,3	3,9	6,1	11,1	15,0	13,3	8,3	4,8	2,3	1,4

Относительная влажность воздуха в горах определяется режимом температуры, притоком влаги в атмосферу, а также развитием фёновых и других явлений.

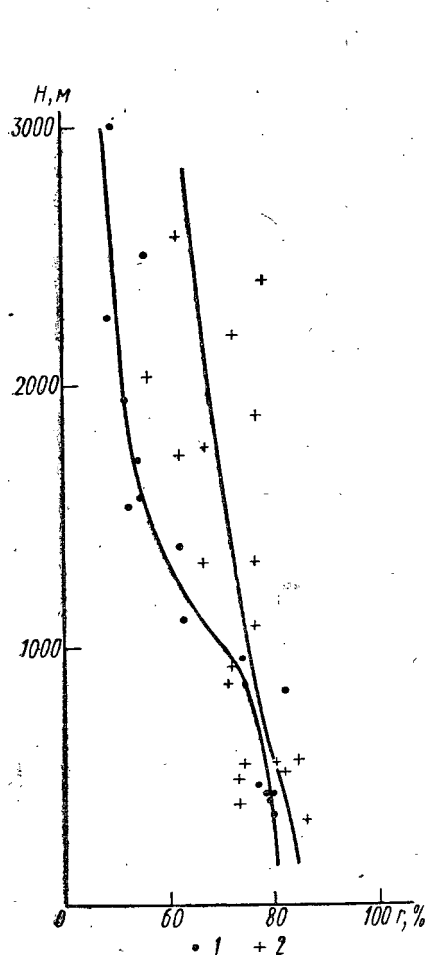


Рис. 42. Изменение относительной влажности воздуха с высотой в январе:
1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе

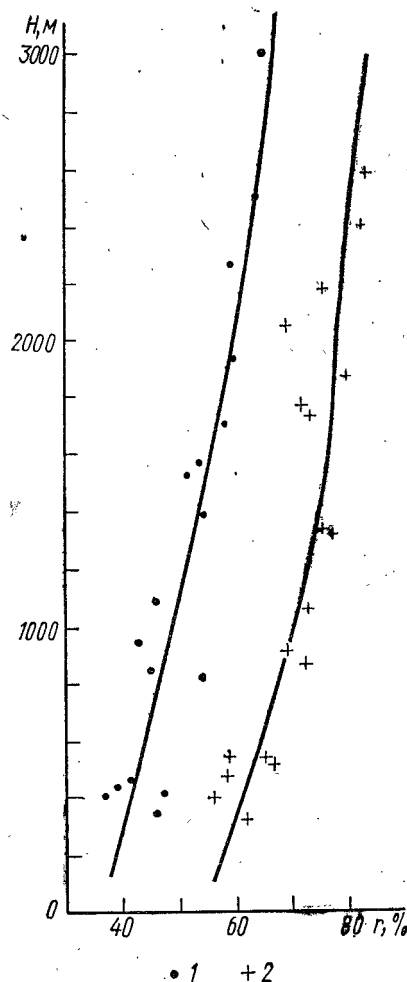


Рис. 43. Изменение относительной влажности воздуха с высотой в июле:
1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе

В зимнее время в результате низкого положения уровня конденсации наибольшая относительная влажность (около 80%) приурочена, как правило, к нижнему уровню гор. С увеличением

высоты она в среднем убывает или же испытывает колебания около некоторого постоянного значения.

Большой разброс величин относительной влажности по высоте характерен для Кавказа (рис. 42). Здесь высокие значения влажности (75—80%) в январе наблюдаются не только в предгорных районах, но и на высотах около 2 км. Такую влажность имеют, например, наветренные склоны гор (Гагринский хребет), а также перевалы Мамисонский и Сисианский. Наоборот, на подветренных склонах (ст. Клухорский перевал) и в долинах (ст. Теберда) из-за частых фёнов влажность падает до средних месячных значений 50—60%.

Низкая относительная влажность зимой (55—60%) наблюдается и на склонах Алтайских гор, что обусловлено большей повторяемостью инверсии температуры и частными фёновыми явлениями.

В теплый период года относительная влажность воздуха в горах с высотой, колеблясь, увеличивается (рис. 43) и достигает максимальной величины в слое облакообразования. В июле наиболее низкие значения влажности наблюдаются в предгорьях Средней Азии (35—40%), Алтая (35—45%), Саян (50—60%), Кавказа (60%). Но на высоте 2,0—2,5 км на склонах наветренных периферических хребтов Средней Азии влажность достигает уже 60—70%, а в горах Кавказа — 75—85%. И летом повышенной влажностью выделяются горные перевалы и районы, подверженные оледенению. В последнем случае это объясняется преимущественно большим охлаждающим действием ледников и снежников на атмосферу. Подветренные склоны гор, а также внутригорные широкие долины и плоскогорья в летнее время остаются сухими. Так, на Алтае на ст. Кош-Агач (1758 м) средняя влажность в июле не превышает 54%, а в дневной срок (13 час) в период с мая по сентябрь она в среднем не более 35—37%. Это и является одной из причин наличия здесь степного и полупустынного горных ландшафтов (Чуйские степи).

Еще большей сухостью воздуха в летне-осеннее время отличается высокогорная пустыня Памира. Так, на ст. Мургаб, правый берег (3576 м) с апреля по октябрь средняя месячная влажность воздуха сохраняется ниже 40; а в июле она падает до 28%. Количество дней с относительной влажностью воздуха 30% и менее достигает 252 за год и насчитывается всего около 5 дней с относительной влажностью в дневной срок $\geq 80\%$.

Таким образом, относительная влажность в горах испытывает значительные сезонные изменения, что определяется годовым ходом температуры воздуха и абсолютной влажности. Кроме того, относительная влажность изменяется в зависимости от экспозиции склонов по отношению к воздушным течениям и сторонам горизонта, а также колеблется в связи с формами рельефа и другими местными условиями.

Годовой ход относительной влажности воздуха в предгорьях,

как и на смежных равнинах, подобен зеркальному отражению хода температуры воздуха — влажность растёт зимой и уменьшается летом. Амплитуда годовых колебаний относительной влажности увеличивается с увеличением континентальности климата. В предгорьях Альп и Кавказа она равна около 20%, в предгорье Копетдага — 45%.

Своеобразной особенностью сезонных изменений относительной влажности воздуха на наветренных склонах и вершинах гор является уменьшение амплитуды годовых колебаний или даже обращение годового хода влажности. Явление обращения заключается в смещении максимума относительной влажности на некотором уровне в горах с зимы на лето и минимума — с лета на зиму. Обращение обусловлено развитием восходящих токов воздуха в теплое полугодие, увеличивающих на высотах влагосодержание и относительную влажность воздуха. Наоборот, зимой в атмосфере преобладают нисходящие движения воздуха, при которых температура повышается, а относительная влажность воздуха падает. Эти сезонные изменения влажности воздуха на наветренных влажных склонах гор приводят к тому, что здесь летом и в среднем за год число дней с высокой относительной влажностью в 13 час ($\geq 80\%$) обычно заметно больше, а с низкой ($\leq 30\%$) — меньше, чем на равнинах и предгорьях (табл. 69).

Таблица 69

Годовой ход относительной влажности воздуха и число дней за год с влажностью $\leq 30\%$ в любой из сроков наблюдений и $\geq 80\%$ в 13 час в горных системах

Горная система	Пункт	Высота, м	Относительная влажность, %				Число дней с влажностью, %		Местоположение
			зима	весна	лето	осень	≤ 30	≥ 80	
Альпы	Вена	195	87	66	64	75	—	—	равнина
	Зоннблик	3106	71	83	86	82	—	—	вершина
Кавказ	Тбилиси	404	73	64	58	71	38	27	котловина
	Гудаури	2194	71	75	76	75	11	102	склон
Заилийский Алатан	Алма-Ата, ГМО . .	846	74	62	46	58	84	53	предгорье
	Мын Джилки . . .	3017	50	62	66	52	101	99	высокогорье
	Ашхабад	227	73	56	33	51	163*	23*	предгорье
	Хейрабад	2027	60	61	44	49	127	57	плоскогорье
Памир	Ленинабад	410	76	58	33	54	172	36	предгорье
	Ледник Федченко	4169	67	68	55	56	72	94	склон

* Число дней с низкой ($\leq 30\%$) и высокой ($\geq 80\%$) влажностью взяты по ст. Кара-Кала (312 м)

В горах, расположенных в сухих климатах, с увеличением высоты наблюдается лишь сглаживание межсезонных различий относительной влажности воздуха. Число дней с низкой влажностью ($\leq 30\%$) в этих условиях может быть таким же или даже более значительным, чем на прилегающих к горам равнинах или в предгорьях, обратное соотношение здесь имеет количество влажных дней.

Уровень, на котором происходит обращение годового хода относительной влажности, зависит от климатических условий горного района и от экспозиций склонов к влагонесущим ветрам. В Альпах высота этого уровня в среднем равна около 1500 м, на западных склонах Кавказа — 1500—1600 м, на восточных — 1700—2000 м. В некоторых горных районах с увеличением высоты обращение годового хода относительной влажности вовсе не происходит. К таким районам относятся большинство горных хребтов Средней Азии, засушливое высокогорье Армении. Не обращается годовой ход относительной влажности на склонах и вершинах Западных и Восточных Саян. Это объясняется главным образом большой сухостью воздуха и летним его прогревом во всех этих горных районах, расположенных в глубине континента.

В ряде горных систем с увеличением высоты наблюдается обращение относительной влажности в ее суточном ходе. В Альпах, например, суточный ход относительной влажности обращается на высоте 2000 м, на южном склоне Крымских гор — 1500 м, на Кавказе — около 2500 м. На этих уровнях наименьшая относительная влажность из четырехсрочных наблюдений (1, 7, 13, 19 час) приходится на 7 час, а наибольшая — на 19 час. В зимнее время в связи со слабым развитием восходящих движений воздуха и частыми нисходящими его токами обращение суточного хода относительной влажности обычно не происходит (табл. 70).

Таблица 70
Суточный ход относительной влажности (%)
на северных склонах горных систем
Центральной Азии

Высота над ур. моря, м	Январь			Июль		
	7 час	13 час	21 час	7 час	13 час	21 час
500	85	65	79	58	31	54
1000	68	62	69	53	43	50
1500	49	47	51	53	52	54
2000	50	47	51	57	62	61
2500	49	46	51	60	69	67
3000	48	44	49	64	74	75

Из табл. 70 видно, что в январе на северных склонах горных систем Центральной Азии обращение суточного хода относитель-

ной влажности с высотой не наблюдается. Однако амплитуда ее довольно быстро и значительно уменьшается, что объясняется сглаживанием суточных колебаний температуры с высотой. В июле обращение суточного хода относительной влажности начинается уже на высоте около 2000 м, а на высоте 3000 м дневной и вечерний максимум в среднем на 10% превышает ее утренний минимум.

В горах величина и ход относительной влажности во многом зависят от форм рельефа. Согласно закону А. И. Воейкова, в вогнутых формах рельефа, несмотря на большую высоту их расположения, суточные и годовые колебания относительной влажности могут быть столь же велики, как и на равнине. Наоборот, на горных вершинах и перевалах эти колебания малы.

Наконец, существенное влияние на распределение и изменение относительной влажности воздуха в горах может оказывать прибрежное их положение. По данным И. А. Берлин [72], на прибрежных наветренных склонах гор вследствие большого влагосодержания воздуха, приносимого с моря, относительная влажность летом до некоторой высоты может не изменяться или даже уменьшаться. Подобные ее изменения могут быть вызваны и другими местными условиями, в частности искусственным орошением равнин, прилегающих к горам.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ОБЛАЧНОСТЬ И ТУМАНЫ

Режим облачности формируется под влиянием циркуляционных процессов и воздействия подстилающей поверхности на воздушные массы. Сложный характер подстилающей поверхности в горных странах предопределяет большое разнообразие облачности. Оно обусловлено влиянием высоты местности, разной ориентацией склонов по отношению к влагонесущим ветрам и сторонам горизонта, различным воздействиям форм горного рельефа на облакообразование.

Общая облачность, например на Кавказе, колеблется около 6 баллов, а в горах Средней Азии — около 5 баллов и не обнаруживает заметного изменения с высотой (рис. 44).

Покрытие неба нижними облаками в среднем за год на Кавказе немногим превышает 4 балла, а в горах Средней Азии колеблется в основном между 2 и 3 баллами. Из рис. 44 также следует, что годовые значения как общей, так и нижней облачности на различных высотах в горах испытывают значительные колебания, маскирующие влияние высоты.

Пестрота в распределении облачности в горах еще больше усиливается в различные сезоны года (рис. 45).

Январский график, правда, имеет сравнительно небольшой разброс значений общей облачности и свидетельствует о постепенном уменьшении облачности с высотой. Однако на горных перевалах Средней Азии (Шахристанский, Анзобский на высоте около

3000 м) и в январе сохраняется значительная облачность (5—7 баллов).

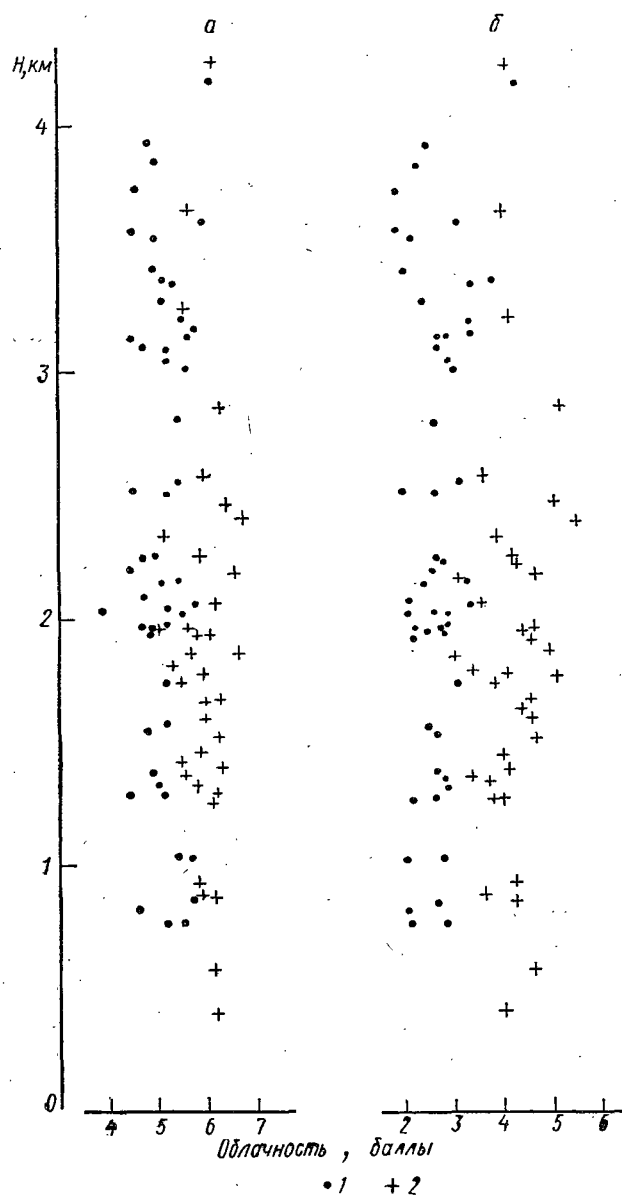


Рис. 44. Изменение общей (а) и нижней (б) облачности за год с высотой:
1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе

В июле с поднятием в горы до высоты 2,5—3,0 км облачность увеличивается: на Кавказе — до 6—7 баллов, в горах Средней

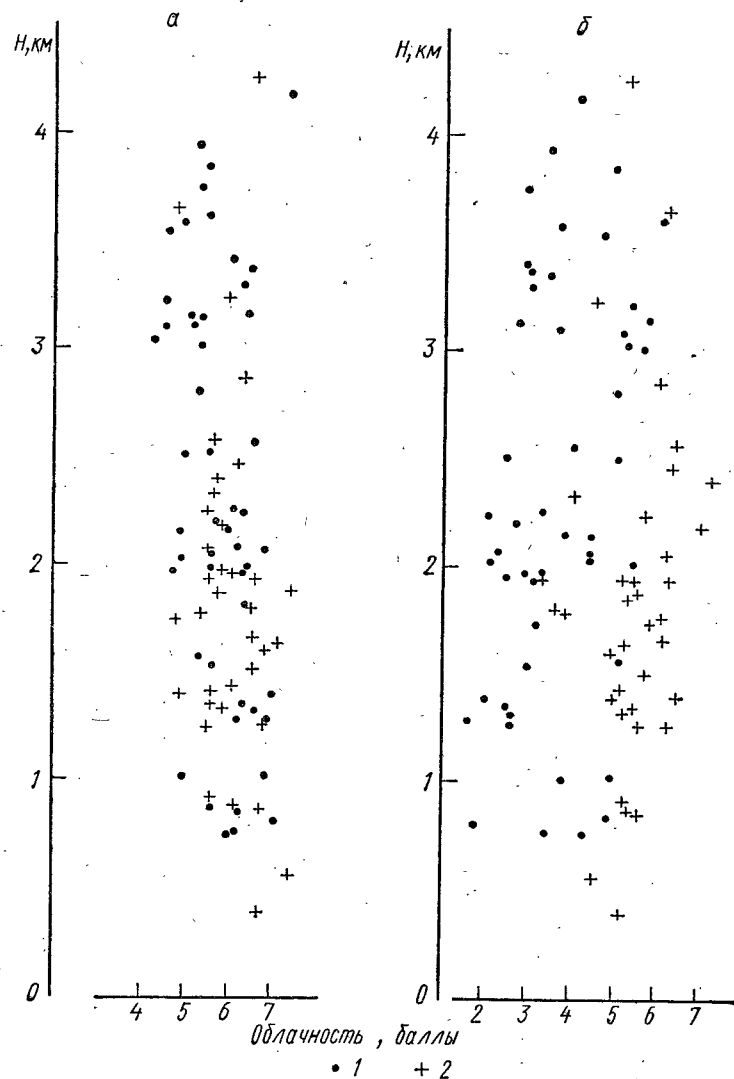


Рис. 45. Изменение общей облачности с высотой в январе (а) и в июле (б):
1 — в горах Средней Азии, 2 — на Кавказе

Азии — до 4 баллов. Сезонные изменения облачности с высотой еще более ярко подчеркиваются распределением количества нижних облаков.

Изменчивость облачности в горах свидетельствует о большом влиянии на облакообразование местных условий расположения станций.

При общем поднятии местности, т. е. на плоскогорьях, закономерности изменения облачности с высотой в основном такие же, как и на равнинах. С увеличением высоты облачность уменьшается, так как при подъеме сначала нижние, а затем средние облака окажутся внизу. Однако с поднятием местности и уменьшением влагосодержания воздуха уровень образования местных (кучевых и слоистых) облаков повышается. Так, в Сванетии кучевые облака образуются на высоте 1500—2000 м над земной поверхностью, а у подножия южных склонов гор Большого Кавказа они возникают уже на уровне 800 м. Таким образом, над горными плато уменьшение облачности с высотой происходит несколько медленнее, чем в свободной атмосфере над равнинами.

Суточный и годовой ход внутримассовой облачности на горных плато примерно такой же, как и над равнинами, т. е. максимум, например, кучевой облачности наблюдается днем и летом, а минимум — ночью и зимой.

Своеобразное влияние на облачность оказывают склоны гор. На наветренных склонах под влиянием вынужденного натекания воздуха и упорядочения конвекции горно-долинной циркуляцией происходит интенсивное облакообразование и увеличивается повторяемость пасмурного неба. Наоборот на подветренных склонах в связи с частыми нисходящими движениями воздуха и фёновыми явлениями облака размываются. Небольшой пасмурностью неба, особенно зимой, отличаются также внутренние межгорные котловины и долины, защищенные от влагонесущих ветров периферическими хребтами.

Суточный ход облачности на склонах гор и на их вершинах определяется преимущественно развитием конвекции. Интенсивность конвекции, согласно В. А. Бугаеву и М. А. Петросянцу [75], зависит от синоптической обстановки в районе горной системы. Если в районе гор располагается малоподвижная высотная барическая депрессия, то восходящие движения воздуха в ней усиливают дневную конвекцию. Развитие кучевой облачности идет бурно и часто завершается ливнями и грозами. Наоборот, в периоды высокого давления в районе гор дневная конвекция несколько гасится нисходящими, антициклональными токами воздуха. При этом в полуденные часы вдоль горных хребтов появляются лишь облака типа *Cu humilis*. Однако как в периоды бурной конвекции, так и в периоды ее спокойного развития, максимум облачности на склонах независимо от их экспозиции, а также на вершинах гор наблюдается в дневные, а минимум — в ночные и ранние утренние часы (табл. 71). При достаточном относительном превышении склонов и вершин максимум облачности в суточном ходе может быть сдвинут на вечерние часы.

Таблица 71

Суточный ход повторяемости (в %) ясного (0—2 балла) и пасмурного (8—10 баллов) состояний неба по общей облачности в июле

Горная система	Пункт	Высота, м	Час	Облачность, баллы		Местоположение
				0—2	8—10	
Кавказ	Ачишхо	1880	1 7 13 19	53 49 11 37	34 35 71 42	корытообразная вершина
	Бермамыт	2583	1 7 13 19	44 47 11 13	43 38 68 72	плоская вершина
Восточные Саяны	Монды	1303	1 7 13 19	23 22 6 8	55 58 63 69	южный склон
	Ильчир	2092	1 7 13 19	30 23 4 8	54 61 76 76	северный склон

Аналогичный суточный ход ясного и пасмурного состояний неба в среднем характерен и для холодного периода года. И в это время наибольшая ясность неба в горах отмечается в ночные часы, а самыми пасмурными являются дневные. Однако, в отличие от лета, зимой изменения повторяемости ясного и пасмурного состояний неба в суточном ходе невелики.

Годовой ход облачности на склонах гор и на вершинах определяется, как правило, общециркуляционными процессами, но иногда они играют меньшую роль, чем сезонность в развитии конвекции. Происходит это, в частности, на подветренных склонах гор и внутри горных систем, где фронтальные облака, связанные с общециркуляционными процессами, при переваливании через хребты часто размываются. Поэтому в годовом ходе облачности четко выделяется летний максимум, обусловленный решающим влиянием конвекции, и зимний минимум, когда конвекция слаба. Отмеченные особенности годового хода облачности еще больше усиливаются в горных системах с значительной повторяемостью зимних инверсий температуры. Инверсии в средневисотной зоне гор резко уменьшают облачность.

В качестве примеров годового хода облачности приводим данные ст. Санага, расположенной между хребтами Джидинским (на юге) и Хамар-Дабан (на севере) и ст. Бермамыт (северный склон Центрального Кавказа) (табл. 72).

Таблица 72

Повторяемость (%) ясного (0—2 балла) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба по общей облачности

Пункт	Высота над ур. моря, м	Облачность, баллы		Январь	Апрель	Июль	Октябрь
		от	до				
Санага	1170	0 8	2 10	62 18	38 32	16 59	45 28
Бермамыт	2583	0 8	2 10	35 49	24 59	29 55	41 42

Летний максимум облачности — отличительная черта климата высокогорных районов умеренных широт. Еще более ярко он вырисовывается на фоне годового хода облачности низин и равнин, для которых характерна сравнительно небольшая пасмурность в летние месяцы и облачная погода зимой (табл. 73).

Таблица 73

Годовой ход общей облачности на Кавказе и в Альпах

Горные системы	Пункт	Высота над ур. моря, м	Облачность, %				
			зима	весна	лето	осень	год
Кавказ	Тбилиси	404	67	69	52	59	62
	Гудаури	2194	59	72	68	62	65
Альпы	Низины Швейцарии	420	73	58	52	62	61
	Зоннблик	3106	51	71	73	60	65

Уменьшение облачности в горах зимой и увеличение ее летом подчеркивается и существенно дополняется также сезонными изменениями числа ясных и пасмурных дней (табл. 74).

Числа ясных и пасмурных дней имеют противоположные годовые ходы. Наиболее часто ясные дни в горах наблюдаются в зимнее и осеннее время и реже — летом и весной. Таким образом, в отличие от равнин и предгорий, в горах сравнительно небольшая облачность и большое число ясных дней в зимнее время создают

Таблица 74

Число ясных и пасмурных дней по общей (О) и нижней (Н) облачности

Пункт	Высота, м	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Ясно						
Ново-Пятигорск	531 (О)	5	7	18	13	43
	(Н)	17	23	30	23	93
Бермамыт	2583 (О)	15	8	9	22	54
	(Н)	51	27	13	43	34
Гудаури	2194 (О)	16	7	6	12	41
	(Н)	37	19	12	23	91
Тбилиси	404 (О)	8	6	17	14	45
	(Н)	26	22	32	28	108
Пасмурно						
Ново-Пятигорск	531 (О)	54	43	21	38	156
	(Н)	36	23	9	27	95
Бермамыт	2583 (О)	24	34	27	21	106
	(Н)	4	14	16	9	43
Гудаури	2194 (О)	30	43	35	32	140
	(Н)	18	20	14	19	71
Тбилиси	404 (О)	35	38	20	29	122
	(Н)	14	12	5	13	44

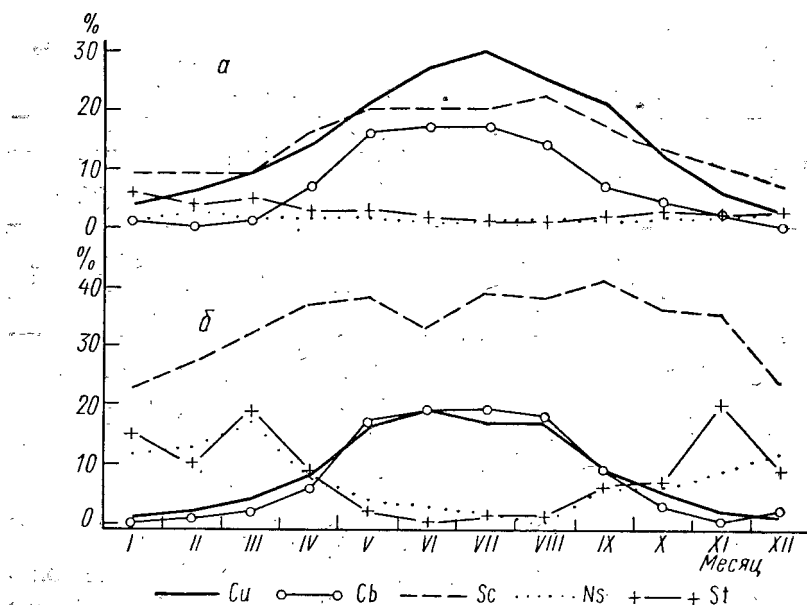


Рис. 46. Вероятность облачности слоистых и кучевых форм (процент от общего числа отметок облачности):
 а — в Бермамыте (2583 м), б — Ново-Пятигорске (531 м)

весьма благоприятные условия для развития зимнего климатолечения и туризма.

От зимы к лету существенно изменяется не только количество облачности, но и ее характер (рис. 46). В холодное время года в результате малого влагосодержания воздуха и частого инверсионного распределения температуры облачность в горах в основном представлена формами слоистых облаков (слоистые, слоисто-кучевые) с небольшой вертикальной мощностью. Низкое положение уровня конденсации ограничивает распространение этих облаков нижними ступенями гор. На уровне средних гор повторяемость слоистых форм облаков уже невелика. Сюда проникает в основном фронтальная облачность, также отличающаяся хорошо выраженной спокойной слоистой структурой.

В теплое полугодие в связи с интенсивной трансформацией воздушных масс облачный покров имеет ячеистую структуру; преобладающими формами облаков в это время являются облака вертикального развития — кучевые и кучево-дождевые. Сплошной облачный покров бывает в это время, как правило, лишь при прохождении фронтов, и также представлен развитыми по вертикали кучевыми и слоисто-кучевыми облаками.

Горные районы отличаются довольно большим числом дней с туманами.

Близость положения уровня конденсации приводит к тому, что за туман в горах часто принимаются натекающие облачные массы. Особенно велико число дней с туманом на склонах гор, обращенных к влажным ветрам, на перевалах и горных вершинах (табл. 75).

Таким образом, число дней с туманами на склонах гор и на их вершинах может на целый порядок превышать повторяемость туманов у подножия гор и на равнинах.

Над вершинами гор, покрытых снегом и льдом, часто образуются радиационные туманы охлаждения. Велика повторяемость таких туманов на Эльбрусе, который 2/3 года находится в облаках.

Однако в горных котловинах и долинах, закрытых хребтами от туманообразующих воздушных потоков, туманы — явление редкое. Так, в горной котловине Архыз (1456 м) за год насчитывается в среднем лишь 5 дней с туманом, в Теберде (1328 м) — 16 дней.

Таблица 75
Число дней с туманом по профилю
через Кавказ

Пункт	Высота, м	Число дней с туманом за год
Черкесск	525	39
Бермамыт	2583	221
Эльбрус	4250	234
Мамисонский перевал . .	2854	223
Крестовский перевал . .	2395	194
Гудаури	2194	145
Бурсачили	1760	126
Тбилиси	404	33

Уменьшение повторяемости туманов в межгорных котловинах и глубоких долинах обусловлено не только защитой их от адвективных туманов, но и частными фёновыми явлениями.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ОСАДКИ

Распределение осадков даже на равнине представляет сложную картину «пятнистости», которая не может быть объяснена только общециркуляционными факторами. Не менее важной причиной пятнистости является неоднородность подстилающей поверхности: наличие понижений и повышений рельефа, лесов и безлесных участков с различным растительным покрытием и без него. Все это вызывает вынужденные движения воздуха по вертикали, усиливает динамическую и термическую турбулентность в воздушном потоке и тем самым действует на атмосферные процессы, с которыми связано образование облаков и выпадение осадков.

Еще более контрастно распределение, а также разнообразнее режим осадков в горных странах, отличающихся особенно сложным сочетанием физико-географических условий.

Увлажнение территории горной страны определяется положением ее в общециркуляционной системе воздушных течений и влиянием на эти течения местных физико-географических особенностей. К ним относятся: расстояние до гор, высота местности над уровнем моря и относительное ее превышение, экспозиция склонов по отношению к влажным ветрам и сторонам горизонта, формы рельефа, крутизна склонов, их залесенность и др.

Взаимодействие этих факторов сложно и сказывается на осадках всей своей совокупностью. Поэтому в естественных условиях выявить влияние каждого из факторов в отдельности затруднительно.

Прежде всего рассмотрим режим осадков на межгорных плоскогорьях, представляющих общее поднятие местности относительно уровня моря. В этих условиях, независимо от широтного положения плоскогорья, количество осадков уменьшается с увеличением высоты местности и отражает не только ее орографическую затененность, но убывание влагосодержания воздуха по мере подъема в атмосферу. Так, бедны осадками внутренние районы Центрального Тянь-Шаня. В долине р. Нарына на высоте около 2000 м за год выпадает 200—300 мм осадков — ст. Нарын (2039 м) 281 мм. Ландшафт представлен здесь степной растительностью.

Еще более ярким примером сухого плоскогорья является Памир. В восточной части Памира на Каракуле (3930 м) и в Мургабе (3576 м) выпадает наименьшее в Советском Союзе годовое количество осадков, равное соответственно 72 и 73 мм. Из-за чрезвычайной сухости климата здесь развивается лишь скудная растительность высокогорных пустынь. Менее 100 мм осадков получают за год некоторые районы Тибета, защищенные высочайшими в мире горами. Сухи плоскогорья Малой Азии и Ирана,

Пиренейского полуострова, Внутреннее плато Северной Америки, между Скалистыми и Тихоокеанскими цепями гор, Мексиканское нагорье и многие другие плоские поднятия местности.

С увеличением высоты плоскогорья уменьшается не только количество осадков, но их повторяемость; происходят также изменения видового состава осадков (табл. 76).

Таблица 76

Число дней с осадками ($\geq 0,1$ мм) за год и вид осадков на плоскогорьях Центрального Тянь-Шаня и Памира

Станция	Высота, м	Число дней с осадками			
		всего	в том числе, %		
			твердые	жидкие	смешанные
Мургаб	3576	35	52	18	30
Нарын	2039	99	26	65	9

Таким образом, с увеличением высоты плоскогорья значительно уменьшается повторяемость осадков, увеличивается вероятность выпадения снега и резко сокращается доля дней с дождем.

Совсем иное влияние на осадки оказывают склоны гор. Выступая как препятствие на пути влажного воздушного потока, они подпруживают и несколько задерживают его, вызывают восходящие движения воздуха еще до поднятия по склону и приводят к так называемым осадкам предвосхождения. Осадки предвосхождения дают многие горные системы и даже возвышенности европейской части СССР. По данным О. А. Дроздова [84], с увеличением высоты этих возвышенностей на 100 м в лесной и лесостепной зонах происходит увеличение осадков в среднем на 100 мм в год. Предвосхождением объясняется также большое годовое количество осадков на Черноморском побережье Кавказа в районе Поти — Батуми, превышающее 2500 мм (ст. Зеленый мыс, нижняя, 2720 мм). Особенно увеличивается роль осадков предвосхождения в районе Батуми в холодное полугодие (табл. 77).

Таблица 77

Годовой ход осадков на ст. Зеленый мыс, нижняя, в районе Батуми (высота 70 м)

Осадки, мм												Год
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
245	245	196	125	103	158	182	272	340	316	280	258	2720

В сентябре — марте активизируется средиземноморская ветвь полярного фронта и циклоны этого фронта часто приходят в район западной Грузии. При переходе с моря на сушу, а также встречая на своем пути мощное орографическое препятствие, они задерживаются и нередко регенерируют. Все это и обуславливает ненасть с обильными осадками на черноморском побережье Грузии в холодное полугодие.

Наиболее значительное количество осадков предвосхождения дают воздушные массы с большим влагосодержанием. Так экваториальный воздух у подножия пика Камерун оставляет за год около 10 000 мм осадков (Дебунджа — 10167 мм).

Под влиянием рельефа максимум осадков предвосхождения смещается в сторону влагонесущих ветров (табл. 78), и это смещение тем больше, чем выше и обширнее горное препятствие.

Таблица 78
Распределение годовых сумм осадков (мм)
в долине р. Риони

Станция	Высота, м	Количество осадков, мм
Мамисонский перевал . .	2854	968
Шови	1507	1148
Они	788	971
Амбролаури, ГМС . . .	544	983
Кутаиси, ГМС	114	1380
Поти, порт	3	1661

В равнинной и предгорной частях этого профиля (Поти — Кутаиси) резко выделяются осадки предвосхождения с максимумом в Потти, находящемся в 80 км к западу от предгорья (табл. 78). Далее вверх по долине, несмотря на увеличение высоты количество осадков уменьшается, что обусловлено орографической закрытостью этой части долины. Но с дальней-

шим подъемом местности и усилением конденсационных процессов оно вновь возрастает до высоты 2000—2200 м.

Упорядочение местных циркуляций и усиление конвекции особенно результативно в отношении осадков на наветренных склонах и в долинах, открытых к влажным ветрам. На наветренных склонах происходит, кроме того, обострение и активизация фронтальных разделов при натекании воздушных масс на препятствия рельефа. Все это приводит к тому, что на склонах, обращенных к влагонесущим потокам, и в открытых для них долинах с увеличением высоты осадки увеличиваются.

Увеличение осадков с высотой на склонах гор происходит до определенного критического уровня; выше этого уровня они уменьшаются. Высота критического уровня зависит от уменьшения влагосодержания воздуха в горах, положения уровня конденсации и интенсивности соответствующего процесса. На высоту уровня максимальных осадков влияют формы облаков, дающих осадки, а также их вид.

Отсюда следует, что высота критического уровня максимальных осадков в горах должна значительно варьировать в зависимости от климатических условий горной страны в целом и отдель-

ных ее частей, а также испытывать сезонные изменения. В тропических широтах осадки выпадают преимущественно из облаков кучевых форм. Поэтому увеличение осадков с высотой в низких широтах происходит в основном до высоты уровня конденсации (около 1000 м); на южных склонах Гималаев уровень наибольшего количества осадков находится на высоте 1300 м.

Вне тропических широт преобладают облака слоистых форм; вертикальная их мощность становится особенно большой при натекании облачной системы на орографические препятствия. Это увеличивает интенсивность осадков, продолжительность их выпадения — осадки становятся обложными и их количество растет до значительных высот. Так, в Альпах уровень наибольшего количества осадков в среднем за год приходится на высоту 2000 м, на Кавказе — 2500 м; в горах Средней Азии он находится на внешних склонах Алайского хребта на высоте около 3000 м, а на Центральном Памире — на высоте 4500—5000 м.

Таким образом, с увеличением общей сухости климата высота уровня наибольшего количества осадков в горах увеличивается.

Этот вывод относится как к горной стране в целом, так и к ее отдельным частям; с удалением в глубь горного массива уровень максимальных осадков становится все выше. В горах, например, Большого и Малого Кавказа высота уровня наибольших осадков изменяется от 500—800 м в западной части Грузии и районе Ленкорани до 3000 м и выше — в районе Приэльбрусья, а также в Армении (гора Арагац).

Высотное положение пояса максимальных осадков меняется и в зависимости от сезона; летом он лежит выше, чем зимой, что связано с сезонными изменениями влагосодержания воздуха, а также с увеличением от зимы к лету высоты уровня конденсации.

Влияние рельефа на упорядочение конвекции может осуществляться на склонах различной ориентации, но наибольший результат оно дает на хорошо нагреваемых склонах. Следствием этого является усиление летних дождей на южных и юго-западных склонах почти во всех горных системах Северного полушария (табл. 79).

Южный склон Большого Кавказа более доступен влажным западным и юго-западным потокам воздуха, чем внутренние районы Малого Кавказа (гора Арагац). Поэтому первый профиль отличается более значительными суммами осадков, чем второй. На южном склоне Большого Кавказа осадки увеличиваются примерно до высоты 2600—2700 м. На юго-восточном склоне горы Арагац уровень максимальных осадков расположен выше 3000 м.

Изменение осадков с высотой на склонах гор характеризуют вертикальным плювиометрическим градиентом; он дает численное значение изменения годовых или месячных сумм осадков на каждые 100 м высоты. Вертикальный плювиометрический градиент может быть положительным (при увеличении осадков с высотой) и отрицательным (при их уменьшении с подъемом местности).

Таблица 79

**Распределение годовых сумм осадков на южном склоне Большого Кавказа
и на юго-восточном склоне горы Арагац**

Большой Кавказ			Арагац		
станция	высота, м	количество осадков, мм	станция	высота, м	количество осадков, мм
Казбеги, высокогор- ная	3653	1404	Арагац, высоко- горная	3229	1065
Крестовый перевал . .	2395	1503	Кашабулах	1890	733
Гудаури	2194	1452	Оганаван	1327	530
Млета	1580	1212	Егвард	1317	407
Пасанаури	1070	932	Аштарак	1090	342
Тбилиси, ГМО	404	505	Ереван	910	304

Величина градиента изменяется в широких пределах — от нескольких миллиметров до более 100 мм на 100 м высоты.

Для примера приведем вертикальные плювиометрические градиенты годовых сумм осадков для различных высотных зон Альп:

Высотная зона, м	1300—2600	2600—2800	2800—3100
Градиент, мм/100 м	15	6	—7

На южном склоне Большого Кавказа до высоты 2000—2200 м градиент годовых сумм осадков составляет 50 мм на каждые 100 м высоты. Далее увеличение осадков с высотой замедляется — плювиометрический градиент не превышает 20 мм на 100 м подъема. Еще выше (примерно с высоты 2600—2700 м) вертикальный градиент осадков становится отрицательным и равняется около — 10 мм на каждые 100 м подъема.

На юго-восточном склоне горы Арагац вертикальный плювиометрический градиент положительный и изменяется на отдельных участках профиля от 20 до 60 мм на 100 м высоты.

Увеличению количества осадков с высотой на наветренных склонах и в открытых для влагонесущих потоков долинах обычно сопутствует рост числа дней с осадками (рис. 47). Годовой ход числа дней с осадками в горах также в общих чертах повторяет соответствующий ход осадков. Для примера приведем среднее количество осадков по месяцам и за год, а также изменение числа дней с осадками $\geq 0,1$ мм на ст. Бермамыт, расположенной на плоской вершине северного склона Большого Кавказа на высоте 2583 м:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Осадки	34	20	34	63	109	123	119	96	71	43	25	26	748
Число дней с осад- ками $\geq 0,1$ мм .	9,1	8,5	12,3	14,6	19,5	20,1	18,5	16,0	13,5	9,7	7,4	8,1	157

Переваливание воздушных масс и фронтов через хребты приводит к большим различиям осадков на склонах разной ветровой экспозиции. Тем самым создается орографическая контрастность в поле осадков, при которой районы с обильными осадками соседствуют с местами резкого их уменьшения или «дождевой тени».

Орографическая контрастность в распределении осадков характерна для всех циркуляционных и климатических зон земного шара. Так, в Гренландии, в соответствии с движением циклонов с юга на север в основном вдоль восточного побережья, восточная часть острова более увлажнена, чем западная. Наоборот, в зоне западного ветрового дрейфа умеренных широт обильны осадками склоны западной ориентации и бедны подветренные — восточные склоны. Например, на склонах Скандинавских гор, обращенных к Атлантике, в некоторых местах выпадает свыше 3000 мм осадков (Квитинген—3315 мм), а на расстоянии около 200 км к востоку на соответствующих склонах тех же гор — менее 300 мм (Лом — 283 мм). То же наблюдается и в умеренных широтах Южного полушария. Так, в южной части Чили, на склонах Анд, обращенных к тихоокеанским ветрам, выпадает за год более 3000 мм осадков. На тех же широтах, но на подветренных восточных склонах, где фронты и их облачные системы размываются, выпадает всего лишь около 150—200 мм осадков. У подножия этих склонов расположены степные и даже пустынные районы (Патагония). На юго-западном наветренном склоне западных Гат выпадает за год 2000—3000 мм осадков (Мангалуру — 3366 мм), а на подветренном северо-вос-

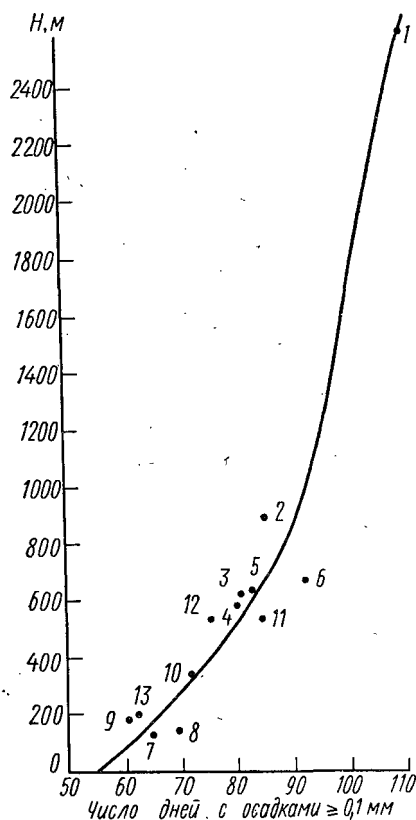


Рис. 47. Изменение числа дней с осадками $\geq 0,1$ мм с высотой в теплый период года (апрель — октябрь):

1 — в Бермамыте, 2 — Кисловодске, 3 — Ессентуках, 4 — Пятигорске, 5 — Железноводске, 6 — Орджоникидзе, 7 — Грозном, 8 — Моздоке, 9 — Ольгино, 10 — Невинномысске, 11 — Советском, 12 — Черкесске, 13 — Прохладной

точном склоне — менее 900 мм (Бенгалуру 885 мм). Даже горы, расположенные внутри континентальных тропических пустынь (нагорье Тибести в Африке, хребет Макдоннел в Австралии), обостряют холодные фронты эпизодически проникающих сюда циклонов и вызывают увеличение осадков на фоне исключительной сухости окружающих пустынь.

Явление орографической «дождевой тени» характерно не только для подветренных склонов гор, но и для межгорных котловин, долин и глубоких ущелий, защищенных окрестным рельефом от влагонесущих потоков. Воздух, поступающий в подобные межгорные понижения местности, вынужден переваливать через горы и терять влагу. Поэтому глубокие ущелья и другие понижения среди гор так же, как и обширные межгорные плато, отличаются, как правило, аномально малым количеством осадков.

На наветренных склонах гор максимум осадков в годовом ходе всегда связан с периодом интенсивной циклонической деятельности. Этот максимум может быть главным, если период активной циклонической деятельности приходится на лето, или второстепенным, если циклоничность развита зимой, когда влагосодержание воздуха сравнительно мало и слабо развита конвекция.

На подветренных склонах гор в умеренных и нередко в субтропических широтах чаще всего главным бывает именно летний максимум осадков. Так, на южном побережье Крыма и соответствующих склонах Крымских гор, обращенных к влажным ветрам, главный максимум осадков приходится на зиму, а второстепенный — на лето. Наоборот, в восточной части полуострова и на северных склонах Крымских гор зимний максимум осадков является второстепенным, а летний — главным. В соответствии с этим меняется соотношение между осадками теплого (апрель — октябрь) и холодного (ноябрь — март) периодов года (табл. 80).

Таблица 80
Осадки теплого (апрель—октябрь) и холодного (ноябрь—март) периодов года в Крыму (мм)

Пункт	Высота над ур. моря, м	Период		Год
		апрель—октябрь	ноябрь—март	
Ялта (табачная плантация) .	220	292	380	672
Ай-Петри	1180	404	648	1052
Симферополь	278	305	196	501
Керчь	4	264	170	434

Аналогичные изменения в годовом ходе осадков происходят на Кавказе, Алтае, Тянь-Шане, в Саянах и даже на склонах Южного Урала (табл. 81).

Таблица 81

Среднее количество осадков на Южном Урале (мм)

Станция	Высота, м	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Уфа	197	41	37	38	31	43	58	67	48	46	62	50	49	570
Таганай, гора	1102	48	35	45	42	63	96	129	133	99	105	78	63	936
Челябинск .	246	16	14	17	21	34	53	76	57	35	32	25	22	402

Годовой ход осадков на Урале имеет черты, свойственные континентальному климату — основное количество осадков приходится на теплое полугодие. Однако в Предуралье (г. Уфа) и в горной части территории (гора Таганай) наблюдаются два максимума осадков. Наряду с главным летним максимумом (июль—август) здесь выделяется второй максимум, приходящийся на октябрь. Он вызван наветренным положением Предуралья по отношению к влажным западным потокам.

На восточном подветренном склоне Зауралья (Челябинск) зимние месяцы бедны осадками и летний их максимум на этом фоне выделяется особенно четко.

В результате влияния высоты местности и шероховатости подстилающей поверхности Урал увеличивает осадки в Предуралье на 120—130 мм, а в горной части с наибольшими высотами в среднем на 250—280 мм в год. Согласно исследованиям И. А. Бересневой и Л. П. Даниловой [71], абсолютное увеличение годовых осадков на 100 м высоты в среднем равно 61 мм для Среднего Урала и 30 мм — для Южного Урала. «Дождевая тень» в Зауралье выражена очень хорошо и прослеживается на расстоянии более 300 км; в холодный период Уральские горы дают большую «тень», чем в теплый.

Рельеф горных районов, вызывая циркуляционный обмен воздуха с суточной периодичностью, оказывает влияние и на суточный ход осадков. Существуют различия в суточном ходе осадков у подножий и в верхних частях гор. В верхних частях долин, склонов и на вершинах гор максимум осадков приходится на вторую половину дня или даже на вечер. В высокогорной зоне Кавказа, например на Ачишхо (1880 м), максимум осадков отмечается в 14—16 час, а на Эльбрусе (4270 м) он смещен на 17—23 час. Минимум осадков в горах наблюдается в предрассветные часы, когда преобладают нисходящие движения воздуха. Наоборот, в предгорьях и в глубине долин замечается переход максимума осадков на ночное время суток. Это можно объяснить вытеснением теплого воздуха долин холодным воздухом, стекающим со склонов, развитием процесса конденсации в теплом воздухе и радиационным выхолаживанием облаков.

Рассматривая влияние рельефа на осадки, нужно иметь в виду, что существующие методы их измерения в горных условиях весьма несовершенны. Современные приборы предназначены для измерения вертикальных осадков. В горах же большую долю в суммах осадков составляют гидрометеоры, оседающие непосредственно из пронсящегося облака или тумана. К ним относятся жидкий и твердый налет, изморозь, гололед и пр. Значение этих осадков резко увеличивается на склонах и вершинах, обращенных навстречу влагонесущим ветрам. В горах Большого Кавказа, на высоте 2—3 км, на открытых вершинах число дней с изморозью составляет 50—70 за зиму, выше 3 км оно больше 100 (Эльбрус—119 дней). Большая повторяемость изморози в высокогорной зоне объясняется частыми туманами и низкой температурой. Доля горизонтальных осадков в общей их годовой сумме неизвестна, но сопоставление речного стока и имеющихся данных об осадках в горах говорит о том, что она существенна.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

С увеличением высоты осадки все чаще выпадают в виде снега. У подножия, например Швейцарских Альп, твердые осадки составляют лишь 5—10% от их общего количества, на высотах 1000 и 2000 м — соответственно 25 и 60%, а выше 3500—3600 м уже выпадает только снег. Аналогичное изменение доли твердых осадков с высотой наблюдается и в районе Приэльбрусья:

Высота, м	2150	3200	3500—3700
Всего осадков, мм	718	967	849
Из них в твердом виде, % . .	53	80	почти 100

Изменение удельного веса твердых, жидких и смешанных осадков с высотой в горах Грузии дано также на рис. 48.

По мере поднятия в горы довольно быстро увеличивается продолжительность залегания снежного покрова. В средних широтах при общем поднятии местности (плато, пологие склоны) длительность залегания снежного покрова увеличивается на каждые 100 м высоты приблизительно на 3—4 дня. На склонах гор, отличающихся обилием осадков, она увеличивается примерно на 8—10 дней на каждые 100 м высоты. В Ялте на высоте около 200 м над ур. моря за холодный период (ноябрь — март) выпадает 380 мм осадков, а число дней со снежным покровом в среднем равно 24. Но на Ай-Петри (на высоте 1180 м) за этот же период выпадает 648 мм осадков и снежный покров сохраняется уже в течение 105 дней.

На склонах Кавказа продолжительность залегания снежного покрова также увеличивается с высотой в среднем на 8—10 дней на каждые 100 м подъема (рис. 49). В нижней зоне (500—600 м) склоны хотя и ежегодно покрываются устойчивым снежным покровом, но высота и продолжительность залегания его малы (20—

30 дней). В высокогорной зоне число дней со снежным покровом изменяется от 120 до 250 и отражает разнообразие форм рельефа, экспозиций склонов и защищенности местности в районах расположения станций; в отдельных пунктах (Казбеги, высокогорная, 3653 м) снежный покров сохраняется до 280 дней в году.

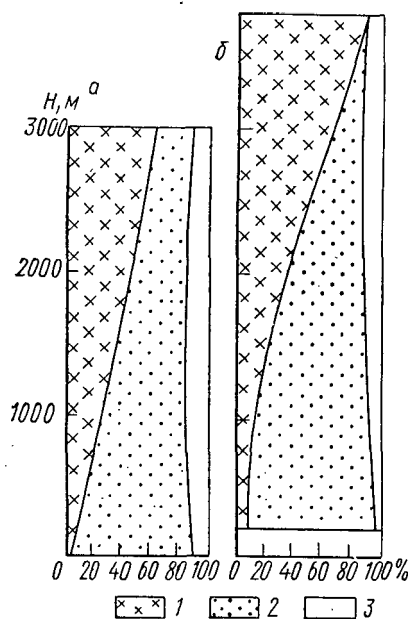


Рис. 48. Изменение удельного веса (в годовом количестве) твердых (1), жидких (2) и смешанных (3) осадков с высотой в Западной (а) и Восточной (б) Грузии

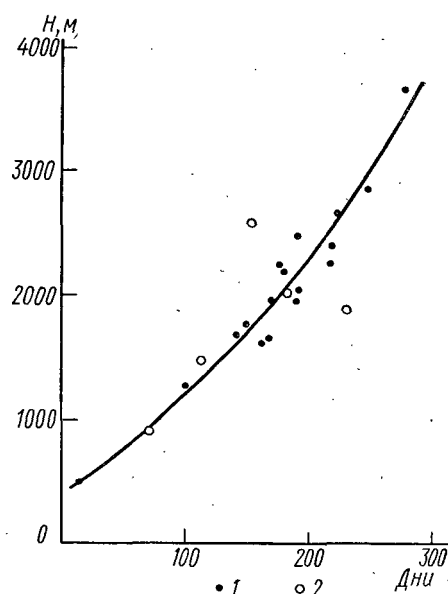


Рис. 49. Изменение числа дней с устойчивым снежным покровом с высотой на южном (1) и северном (2) склонах Кавказа

Вместе с увеличением количества твердых осадков и продолжительности залегания снежного покрова в горах увеличивается толщина его слоя. Максимальной высоты снежный покров обычно достигает во второй половине марта — апреле (рис. 50). Это примерно на месяц позже наиболее высокого снежного покрова на предгорных равнинах и нижних зонах гор (500—600 м). На Крестовом перевале наибольшая высота снежного покрова по декадным измерениям достигает в среднем 226 см, а в отдельные зимы — 326 см. В горах Армении, в долине Аракса (1000 м) и на побережье оз. Севан (1900 м) его высота не достигает 20 см. На высотах около 2500 м над ур. моря снежный покров возрастает до 1 м, а на высоте более 3000 м — до 2 м (Алагез, высокогорная). Число дней со снежным покровом на этих высотах изменяется со-

ответственно от 60 до 270 за год. Еще быстрее растет снежный покров и продолжительность залегания снега на обильно увлажняемых зимними осадками склонах гор Западной Грузии (рис. 51). Из рис. 51 видно также, что с увеличением высоты местности дата максимальной высоты снежного покрова смещается на более поздний срок.

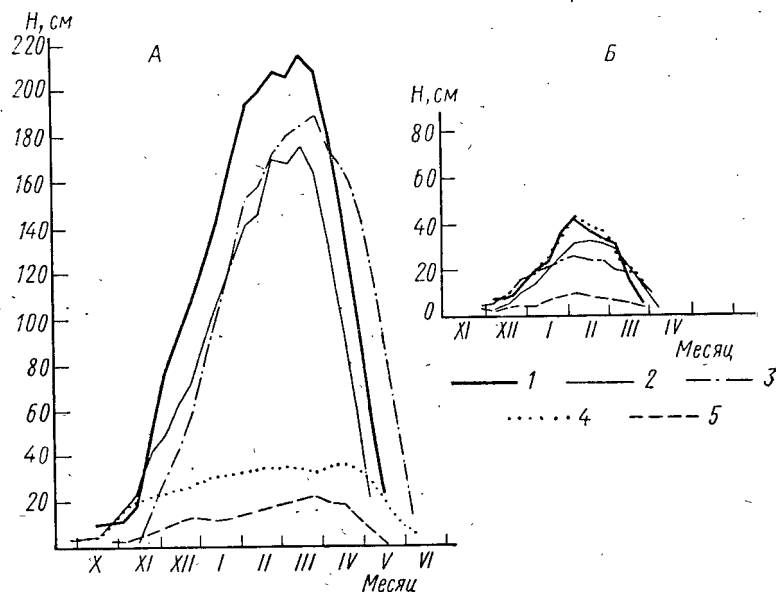


Рис. 50. Годовой ход высоты снежного покрова:
А. Бахмаро (1), 2 — Гагринский хребет, 3 — Крестовый перевал,
4 — Мамисонский перевал, 5 — Бермамыт.
Б. Ципа (1), 2 — Пасанаури, 3 — Архыз, 4 — Красная Поляна,
5 — Железноводск.

Наибольшая из известных на Кавказе высот снежного покрова, равная в среднем 482 см, а в отдельные годы — 699 см, наблюдается на ст. Ачишхо. Эта станция расположена на высоте 1880 м на одноименной корытообразной вершине Западного Кавказа, стоящей на пути влажных юго-западных ветров. Снежный покров появляется здесь в середине октября, иногда в сентябре, а сходит к середине июня. Большая высота снежного покрова (306 см) наблюдается также на ст. Цискара (1210 м), расположенной на западном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, перпендикулярного влагонесущим потокам. Наоборот, станции, находящиеся на подветренных склонах или в замкнутых горных долинах, в соответствии с различиями в осадках и частыми фёновыми явлениями, отличаются обычно небольшой высотой снежного по-

крова. Например, в Архызской котловине (1456 м) средняя из наибольших за зиму высот снежного покрова достигает лишь 39 см; еще меньше она (27 см) в закрытом для влажных потоков ущелье р. Теберды (1329 м).

В качестве меры прироста высоты снежного покрова с подъемом местности используют вертикальный градиент, дающий численное выражение изменения высоты снежного покрова на каждые 100 м подъема. Например, вертикальный градиент высоты снежного покрова по линии Военно-Грузинской дороги:

Зона гор, м	500—	700—	800—	900—	1100—	1300—
	—700	—800	—900	—1100	—1300	—2400
Вертикальный градиент высоты снежного покрова, см/100 м	3	4	6	10	13	15

Отсюда следует, что с увеличением высоты местности вплоть до Крестового перевала темп роста высоты снежного покрова увеличивается.

Важнейшим климатическим фактором, определяющим контрасты снежного покрова в условиях расчлененного рельефа горных стран, является ветер. Ветер вызывает интенсивный метелевый перенос снега и перераспределение его на склонах гор и других формах горного рельефа. Наветренные склоны хребтов и стороны вершин, несмотря на обилие осадков на них, нередко почти совершенно оголяются от снега. На подветренных же склонах и в других защищенных от ветра формах рельефа, обычно в чашеобразных понижениях каров, снег накапливается в огромных количествах. Именно поэтому подветренные склоны гор обычно лавоопасны.

Таким образом, ветер имеет важное значение в больших различиях высоты и длительности залегания снежного покрова в горах, расположенных в разных климатических условиях. Примером могут служить горы Южного и Среднего Урала, где несмотря на сравнительно небольшие различия в высотах над уровнем моря, снежный покров распределяется неравномерно и имеет разную продолжительность залегания (табл. 82).

На горе Таганай из-за сильных ветров снежный покров вовсе не образуется, хотя годовое количество осадков здесь достигает 740 мм. В окрестностях этой горы доля твердых осадков и про-

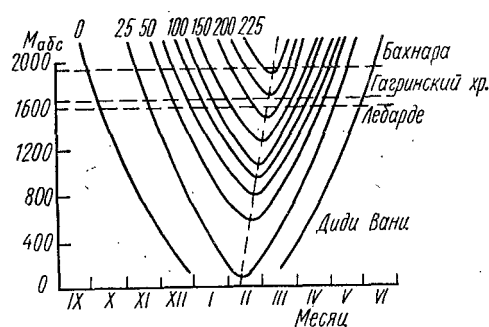


Рис. 51. Зависимость средней высоты снежного покрова от высоты местности и времени (по Мурванидзе)

должительность залегания снежного покрова велики. Сравнительно мал снежный покров в Челябинске, что объясняется как небольшим количеством зимних осадков, (с ноября по март — 90 мм),

Таблица 82

Высота и продолжительность снежного покрова на Среднем и Южном Урале

Пункт	Высота над ур. моря, м	Высота снежного покрова, см	Число дней со снежным покровом
Пермь	161	76	176
Бисер	464	91	194
Гора Таганай	1102	снег сдувается	204
Златоуст	457	74	172
Челябинск	246	32	155

так и открытым положением станции. Из-за ветровой деятельности и общей сухости холодного полугодия невелик снежный покров и на открытой плоской вершине северного склона Большого Кавказа (Бермамыт, 2583 м). Здесь, несмотря на то, что период устойчивого снежного покрова длится 155 дней, средняя из наибольших за зиму высот снежного покрова составляет всего 31 см. По тем же причинам (102 дня с метелью) невелик он (62 см) и на ст. Казбеги, высокогорная (3653 м). Однако в Восточной Сибири, где количество зимних осадков сравнительно мало, снежный покров в горах, защищенных от ветра местах, может достигать большой

Таблица 83

Средняя высота снеговой границы (в м) в различных частях Большого Кавказа

Большой Кавказ	Северный склон	Южный склон
Западная часть	2900	2800
Центральная часть	3500	3100
Восточная часть	3800	3300

высоты (100 см и более). Это, как указывает П. И. Колосков [92], влияет на мощность вечной мерзлоты, а иногда приводит к ее полному отсутствию в горах.

Г. К. Тушинский [114] считает, что метелевый перенос снега является первой причиной значительно большего оледенения северного склона Кав-

каза по сравнению с южным. Из общего числа (2200) ледников Большого Кавказа около 70% их количества находится на северном склоне и 30% — на южном, хотя последний более благоприятно ориентирован к влагонесущим ветрам и имеет более низкое положение снеговой границы (табл. 83).

На равнинах даты появления и схода снежного покрова довольно близко совпадают с переходом средней суточной температуры через 0°. На склонах гор, где осадки велики или накапливаются в результате ветрового перераспределения, появление и образование устойчивого снежного покрова значительно опере-

жает дату перехода температуры через 0° . Весной на склонах гор сход снега запаздывает не только по сравнению с датой перехода температуры через 0° , но и с датами более высоких градаций. Так, на Яйле Крымских гор снежный покров в среднем появляется 10—11 ноября, а средняя суточная температура переходит через 0° в первых числах декабря. Весной исчезновение снежного покрова запаздывает по отношению к дате перехода температуры через 0° на 25—30 дней. В Забайкалье, на северо-западных склонах хр. Хамар-Дабан, в пункте Верхняя Мишиха, расположенном в верховье небольшой долины на высоте 1280 м, за холодный период (ноябрь — март) выпадает 108 мм осадков из 546, выпадающих за год. Снежный покров формируется здесь в среднем 13 сентября, т. е. почти за 1,5 месяца до перехода средней суточной температуры через 0° . За зиму наибольшая декадная высота снежного покрова достигает 138 см и сохраняется он в течение 240 дней, вплоть до 11 июня, а 12 мая средняя суточная температура обычно переходит через 10° . В отдельных горных районах выпадают столь обильные осадки в виде снега, что значительный снежный покров в зимние месяцы образуется и сохраняется даже при температуре, превышающей 0° . В таких условиях почти ежегодно формируется снежный покров в районе Красной Поляны, на Западном Кавказе и достигает высоты более 70 см.

На некоторой высоте баланс снега становится равным нулю. Следовательно, выпадение снега на этой высоте находится в равновесии с его таянием и испарением. Такую высоту принято называть климатической снеговой границей или нижней границей хионосферы. Выше этой границы на земной поверхности происходит накопление снега, превращающегося в фирн и ледники.

Высота нижней границы хионосферы определяется взаимодействием климатических и орографических условий данной местности, она претерпевает существенные изменения с широтой, зависит от влагосодержания воздуха и экспозиции склонов по отношению к влажным ветрам и странам света (табл. 83, 84).

Таблица 84

Высота снеговой границы

Северная широта, град.	Высота, м			Южная широта, град.	Высота, м		
	средняя	от	до		средняя	от	до
80—70	550	300	1000	0—10	5000	4500	5800
70—60	1100	550	2300	10—20	5600	5000	6100
60—50	2050	800	3200	20—30	5100	4600	6100
50—40	3000	1400	4300	30—40	3000	1600	4500
40—30	4300	3500	6100	40—50	1500	700	2200
30—20	5300	4900	6000	50—60	800	500	1200
20—10	4600	4600	4700	60—70	—	—	—
10—0	4600	4500	4600	—	—	—	—

Вблизи экватора снеговая граница выражена хорошо, и, как видно из табл. 84, высота ее испытывает небольшие колебания, что свидетельствует о большом постоянстве климатического режима. Наибольшей высоты она достигает под тропиками Северного и Южного полушарий. Здесь же велики колебания ее высоты, обусловленные как различиями увлажнения, так и экспозицией склонов по отношению к сторонам горизонта. В Гималаях, на хорошо орошаемом южном склоне, снеговая граница лежит на высоте 4200 м, а на сухом северном склоне — на высоте 5600 м. Примерно на таком же уровне расположена она и в сухих районах Тянь-Шаня и Памира. На западных и восточных склонах Главного Кавказского хребта снеговая граница находится соответственно на высоте 2800—2900 м и 3300—3800 м (см. табл. 83), а в Альпах — на высоте 2600—3100 м.

В полярных широтах Северного полушария снеговая граница постепенно снижается до уровня моря. В Южном полушарии вследствие большей влажности воздуха и невысокой летней температуры она снижается до уровня моря уже на 53 параллели.

Высота снеговой границы испытывает значительные колебания от года к году, а также от сезона к сезону в соответствии с изменчивостью метеорологического режима. Особенно велики ее сезонные колебания на хорошо обогреваемых склонах южной экспозиции (табл. 85).

Таблица 85

Средняя высота снеговой границы (м) на склонах долины р. Инны в Альпах за 1863—1878 гг.

Склоны долины	Месяцы												Амплитуда
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Северный .	650	740	960	1270	1700	2190	2680	3130	3210	2150	1300	740	2560
Южный . .	590	600	720	1100	1540	2030	2470	2930	2760	1890	1010	880	2340

Из табл. 85 следует, что на северном склоне долины, хорошо обогреваемом солнечными лучами, колебания высоты снеговой границы в течение года более значительны, чем на южном склоне.

Ниже снеговой границы в горах опускаются языки ледников и снежников. Предел, до которого они опускаются, зависит от общеклиматических причин и местных условий накопления и таяния снега. В табл. 86 приведены изменения по десятилетиям средней скорости движения некоторых ледников Кавказа, по данным В. Ш. Цомая [121]. Данные таблицы показывают, что с 1881 г. скорости отступления кавказских ледников непрерывно увеличиваются. Особенно значительными они были в последние три десятилетия, в каждом из которых скорость превышала ее среднее

многолетнее значение. Однако в последнее время отступление ледников приостановилось и с 1959—1960 гг. наметилась обратная тенденция в их движении [122].

ВЕРТИКАЛЬНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ПОЯСНОСТЬ

Вертикальная климатическая поясность и соответствующая ей поясность растительности — важнейшее следствие влияния рельефа на режим отдельных метеорологических элементов, а также на погоду и климат в целом.

Закономерная смена климатических поясов в горах обусловлена прежде всего изменением с высотой радиационного баланса, от которого зависит довольно быстрое падение температуры. Известно, что увеличение высоты в горах на один километр сопровождается падением температуры примерно на 6° . Это равносильно перемещению на равнине в северном направлении на расстояние около 1000 км. Поэтому климатические и почвенно-растительные пояса в горах сменяются гораздо быстрее, чем ландшафтные зоны на равнине, и эта смена при достаточной высоте рельефа вполне очевидна.

Баланс влаги — второй очень важный климатический фактор, оказывающий большое влияние на поясность в горных странах. Основываясь на изменении с высотой температуры и увлажнения [112, 117], различают два основных типа вертикальной поясности — океанический и континентальный, соответствующие влажным и относительно сухим климатам.

Во влажных климатах пояс древесной растительности начинается еще на равнине. По мере увеличения высоты широколиственные леса (дубовые, выше, буковые) сменяются тем-

Таблица 86

Изменение скорости отступления ледников по десятилетиям от средней скорости за 1861—1958 гг.

Ледник	С какой вершины стекает ледник	Экспозиция ледникового языка	Средняя скорость, м/год	1861—1870	1871—1880	1881—1890	1891—1900	1901—1910	1911—1920	1921—1930	1931—1940	1941—1950	1951—1961
Гергети	Казбек	В	11,3	-5,3	-4,3	-4,3	-3,8	-2,5	-2,5	-1,3	+2,7	+12,3	+9,7
Юго-восточный	Алдала-Шухгель	В	9,3	-6,3	-5,3	-5,3	-4,8	-4,3	-3,8	-0,8	+4,2	+11,7	+15,7
Беленш	Алдала-Шухгель	С	8,3	-	-	-	-4,8	-3,8	-3,3	-1,8	+0,7	+4,2	+4,2
Зигитли	Цункаля-та-Меэр	С	6,4	-	-	-	-2,9	-2,9	-2,4	-1,9	+1,6	+3,6	+6,1
Тикипар	Базар-Дюди	СВ	6,1	-	-	-	-	-2,9	-2,8	-2,1	-0,1	+3,4	+4,6

нохвойными. Далее идет субальпийский пояс кустарниково-стланниковой растительности (рододендроны), чередующейся с лугами. Еще выше — пояс альпийских низкотравных лугов и, наконец, пояс вечного снега и льда. Примеры подобной смены растительности дают Альпы, Карпаты, западные склоны Кавказских гор и другие горные страны, отличающиеся обильным увлажнением. На западных склонах Кавказских гор (рис. 52) древесная

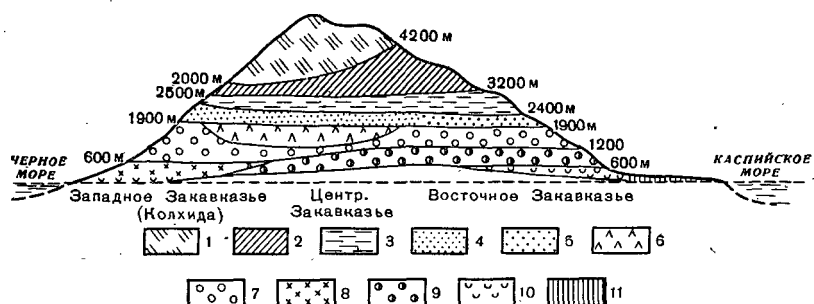


Рис. 52. Схема вертикальной поясности растительности на склонах Закавказья (по С. В. Калеснику).

1 — пояс вечного снега и льда, 2 — высокогорной пустыни, 3 — альпийский, 4 — субальпийский, 5 — высокогорных лесов с преобладанием грузинского дуба, 6 — елово-пихтовых лесов, 7 — буковых лесов, 8 — смешанных лиственных колхидских лесов, 9 — лесов с преобладанием грузинского дуба, 10 — полупустынь степей и сухолюбивых редколесий, 11 — пустынь

растительность начинается от самого моря и исчезает на высоте около 2000 м. В Центральных Альпах деревья поднимаются до 2300 м, а в теплых и влажных экваториальных широтах пояс лесов имеет наибольшую вертикальную мощность и простирается от уровня моря до 3800 м. В этом поясе многоярусные влажные тропические леса сменяются парковыми саванновыми лесами, далее идут заросли бамбуков, древовидных папоротников и др. Выше лесного пояса теплового эффекта радиационного баланса уже недостаточно для произрастания древесной растительности и она сменяется высокогорно-экваториальными лугами, еще выше — вечными снегами.

В континентальном типе высотной поясности, наблюдающемся в горных системах, расположенных в сухих климатах, древесная растительность обычно появляется на склонах на некоторой высоте. Ниже этого пояса размещается ксерофитная растительность степей, полупустынь и даже пустынь. Подобную смену растительных поясов дают горы Восточного Закавказья (см. рис. 52), Южный Урал, Алтай, горы Средней Азии и другие горные системы, расположенные в сухих климатах субтропических и тропических широт.

Например, в Северном Тянь-Шане на склонах северных экспозиций по мере увеличения высоты местности пустынный пояс сменяется пустынно-степным и сухостепным; еще выше — лиственно-лесным и хвойно-лесным, субальпийским луговым, альпийским луговым и, наконец, гляциально-нивальным.

В условиях крайней аридности климата древесная растительность и даже субальпийский луговой пояс в горах могут отсутствовать и тогда пустыни и полупустыни непосредственно будут граничить с нивальным поясом. Такое сочетание вертикальной поясности характерно, например, для северного склона Кунь-луня [103].

По данным О. А. Шукиной [124], высота нижней границы древесной растительности в Средней Азии колеблется в зависимости от увлажнения склонов от 1200 м (северный склон Заилийского Алатау и юго-западный склон Ферганского хребта) до 2500 м (Терской-Алатау). Наименьшие суммы осадков на этой границе составляют около 300—460 мм в год. Верхняя граница леса в сухих климатах располагается выше, чем во влажных: в Средней Азии она находится на высоте 2900—3300 м, а в горах Тибета — на высоте до 4600 м.

Таким образом, нижняя граница пояса древесной растительности в горах в основном определяется количеством влаги, достаточным для произрастания деревьев. Верхняя же граница этого пояса лимитируется температурой летнего периода. В качестве такой границы Кёппен принимал высоту, на которой средняя июльская температура равна 10° . Однако в действительности верхний предел леса часто не совпадает с положением этой изотермы. В Альпах на хорошо обогреваемых склонах деревья поднимаются до изотермы 8° , а на северных они исчезают уже на уровне изотермы 12° . В горах Средней Азии, по данным О. А. Шукиной, у верхней границы древесно-кустарникового пояса средняя июльская температура колеблется на склонах различной экспозиции от 8 до 17° .

Отсюда следует, что верхний предел распространения древесной растительности зависит не только от температуры, но и от непосредственного светового и энергетического воздействия солнечной радиации на растительность. Это воздействие более действенно на южных склонах.

В горах, расположенных в различных широтных климатических зонах, могут быть однотипные вертикальные ландшафтные пояса. Эти пояса носят определенные индивидуальные особенности, зависящие от климатических условий соответствующей широтной зоны: физических свойств господствующих в ней географических типов воздушных масс, атмосферной циркуляции и радиационных условий. Последние включают приходе-расход солнечного тепла, спектральный состав солнечной радиации и продолжительность солнечного сияния, существенно изменяющуюся с широтой. В результате различия этих факторов однотипные ландшафтные

пояса в разных зонах могут отличаться своей вертикальной мощностью, положением по отношению к уровню моря, видовым составом растительности, ее различной ярусностью, бонитетом и т.д.

В соответствии с изменением метеорологического режима в зависимости от форм рельефа высотная поясность в горах складывается не только под влиянием изменения высоты местности, но и под воздействием форм ее поверхности. Все это, а также многообразие инсоляционной и ветровой экспозиции склонов, осложняет мозаику горных ландшафтов.

*

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ КЛИМАТА ВО ВНУТРИТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ

В каждом широтном поясе различаются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных и восточных берегов. Различие между материковым и океаническим типами вызывается главным образом влиянием подстилающей поверхности на температуру и влажность воздуха. Особенности же западных и восточных прибрежных типов в большей степени зависят от условий циркуляции атмосферы и океанических течений.

ТИПЫ КЛИМАТА В ЭКВАТОРИАЛЬНОМ ПОЯСЕ

Климатические условия в экваториальных областях складываются под действием обильной в течение всего года инсоляции и большого испарения. По сравнению с тропическими широтами облачность здесь увеличена, особенно над материками, но количество солнечной радиации все же велико и составляет около 140—160 ккал/см² год. Благодаря неослабевающему в течение всего года притоку солнечной радиации и большому встречному излучению влажной атмосферы радиационный баланс земной поверхности в экваториальных областях оказывается наиболее высоким: на материках он достигает 80 ккал/см² год, на океанах — 100—120 ккал/см² год, составляя 60—75% от проходящей солнечной радиации.

Формирование экваториальных воздушных масс, для которых характерно большое тепло и влагосодержание в мощном по вертикали слое (10—12 км), протекает главным образом в условиях погоды, благоприятствующей развитию термической конвекции. Кроме большой вертикальной неустойчивости воздуха этому способствует общий характер циркуляции атмосферы в экваториальном поясе — преобладанию размытых областей пониженного давления со слабыми, неустойчивого направления ветрами (рис. 53). На обращенной к экватору периферии этих депрессий наблюдаются западные ветры, которые вообще характерны для узкой приэкваториальной полосы.

Несмотря на преобладающую роль трансформации, не исключено влияние адвекции относительно холодного воздуха: даже в непосредственной близости экватора абсолютные минимумы тем-

температуры на равнинах оказываются ниже 15° . На океанах условия менее благоприятны для трансформации воздушных масс, так как пассаты Северного и Южного полушария проникают часто в экваториальные широты, сохраняя устойчивую стратификацию, затрудняющую поступление влаги в высокие слои тропосферы.

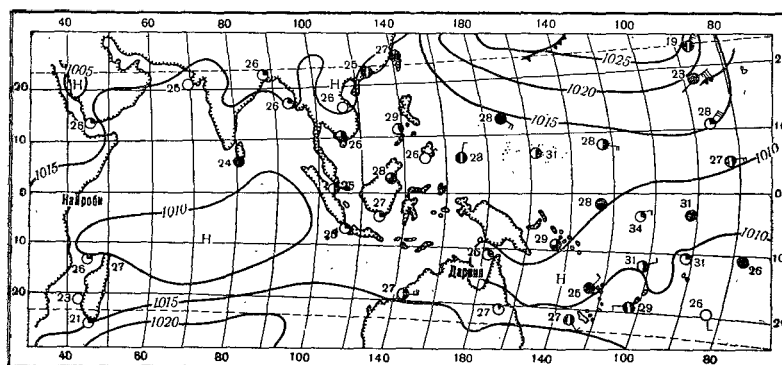


Рис. 53. Размытые области пониженного давления в экваториальных широтах (21 апреля 1958 г.)

Накоплению влаги в экваториальных широтах способствует перенос ее пассатами из тропических частей океанов. Кроме того, осаджение этой влаги происходит главным образом здесь, в экваториальных областях, и в меньшем количестве она выносится верхними течениями обратно к тропикам.

Испарение в экваториальном поясе почти одинаково велико на океанах и на материках, покрытых обильной, вегетирующей круглый год растительностью. В тепловом балансе земной поверхности под экватором затрата тепла на испарение составляет 70—95%, в связи с чем влагосодержание экваториального воздуха весьма велико, а температура не достигает очень больших значений.

Циклоническая деятельность в области экватора развита мало в связи с отсутствием резких температурных контрастов между воздушными массами и малой величиной отклоняющего действия вращения Земли. Основное значение в конденсации влаги в атмосфере и выпадении осадков приобретает термическая конвекция, которая интенсивно развивается в связи с высокой влажностью воздуха и освобождением большого количества скрытого тепла конденсации. Однако в результате слабого развития циклонической деятельности количество осадков в экваториальном климате на земном шаре не наибольшее, несмотря на исключительно большое влагосодержание атмосферы.

Очень характерно для экваториального пояса обилие света

прямого и рассеянного в результате высокого положения Солнца над горизонтом, большой влажности воздуха и развития кучевых облаков с ярко освещенными краями.

Материковый тип экваториального климата мало отличается от океанического, как это имеет место в более высоких широтах. Из 70—80 ккал/см²год радиационной энергии, получаемой поверхностью материков в экваториальных широтах, около $\frac{3}{4}$ расходуется на испарение и $\frac{1}{4}$ — на непосредственное нагревание атмосферы. Значительная часть тепла, затраченного на испарение, возвращается при конденсации водяного пара, а остальное выносится воздушными течениями из области экватора.

В условиях почти равномерного в течение всего года притока солнечной радиации температурный режим характеризуется ровностью и отсутствием значительных сезонных колебаний: средняя месячная температура воздуха изменяется в течение года обычно в пределах 24—28° и годовая амплитуда оказывается значительно меньше суточной. Годовой максимум редко превышает 35°, а минимум редко опускается ниже 20°. Термическая однородность проявляется не только в малой изменчивости средних месячных температур, но и в отсутствии значительных колебаний температуры от года к году. Суточные колебания температуры в среднем не превышают 10—15°.

Влажность воздуха на низменностях очень велика, в чем, собственно, и заключена главная причина вредного действия экваториального климата на организм человека. Абсолютная влажность может достигать более 30 г/м³, относительная влажность даже в наиболее сухие месяцы года в среднем держится выше 70%.

В связи с обилием влаги и постоянной близостью воздуха к состоянию насыщения для экваториальных климатов характерны обильные росы, а также густые радиационные туманы.

Большой запас энергии влагонеустойчивости в экваториальном воздухе приводит к интенсивному образованию конвективной облачности; количество облаков в среднем достигает 6 баллов и мало меняется в течение года. Однако суточный ход облачности ярко выражен и хорошо подчеркивает развитие термической конвекции.

Количество осадков почти всюду превышает возможное испарение, и на равнинах при малом коэффициенте стока наблюдается избыточное увлажнение. Годовое количество осадков в среднем достигает 2000 мм. Однако в тех местах, где термическая конвекция усиливается динамическим восхождением потоков воздуха по склонам гор, количество осадков резко увеличивается. Например, на склоне горы Камерун осадков выпадает более 10 000 мм, в Джасарадже на о. Ява — около 7000 мм. Распределение их по месяцам года не отличается какой-либо общей закономерностью. Считается для экваториального климата типичным усиление осадков в периоды весеннего и осеннего прохождения Солнца через зенит, но во многих местностях эта закономерность не проявляется.

Выпадение осадков соответствует их термическому конвективному происхождению; они выпадают почти всегда во вторую половину дня, имеют крупнокапельный ливневый характер и часто сопровождаются сильнейшими грозами. Но наблюдаются иногда и длительные дожди фронтального типа. Дожди выпадают часто: в дождливые месяцы в среднем наблюдается около 25 дней с осадками. Особенно много выпадает на гористых морских побережьях.

Большое количество света, тепла и влаги в течение всего года способствует развитию богатой растительности и особенно лесной, обильно испаряющей. Наиболее характерная особенность экваториального ландшафта — влажные вечнозеленые леса.

Особенности климата вызывают своеобразие геоморфологических процессов. Высокая температура и обилие влаги создают благоприятные условия для интенсивного химического выветривания, особенно на равнинах. Кора выветривания образует мощный слой, который, покрывая коренные породы, придает возвышенности округлые, мягкие формы. Поверхностный сток замедляется густой растительностью. Это способствует увеличению запасов почвенных вод, что главным образом и приводит к денудации на склонах.

Физическое выветривание в связи с малыми колебаниями температуры воздуха и обильной растительностью, протекает слабо и проявляется преимущественно в горных районах. Здесь, на поверхности обнаженных скал, могут создаваться резкие колебания температуры в результате быстрого охлаждения нагретой Солнцем до 70—80° поверхности ливневыми дождями, имеющими нередко температуру ниже 20°. На больших высотах может иметь место и морозное выветривание.

Реки на равнинах несут обычно лишь тонкую муть (продукты химического выветривания). В их руслах почти не наблюдается галечных отложений.

Наиболее ярко материковый тип экваториального климата представлен в долине р. Амазонки, в среднем течении Конго и в экваториальной части Индонезии (табл. 87).

Таблица 87

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в материковом экваториальном климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Манаус, 3° ю. ш., 60° з. д., 44 м													
Температура, °C	25,9	25,7	25,8	25,7	26,2	26,4	26,5	27,2	27,5	27,4	27,2	26,5	1977
Осадки, мм	264	256	280	261	182	95	60	40	58	110	152	219	
Влажность, %	80	80	81	82	82	80	77	75	73	74	76	80	

Для высокогорного экваториального климата характерна более низкая температура при очень малой ее годовой амплитуде, количество осадков тоже несколько уменьшается в связи с уменьшением влагосодержания воздуха с высотой (табл. 88).

Таблица 88

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в высокогорном экваториальном климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Кито, 0° ю. ш., 78° з. д., 2818 м													
Температура, °C	13,1	13,0	13,0	13,1	13,1	13,0	13,0	13,2	13,3	12,9	12,9	13,2	1250
Осадки, мм	124	134	159	181	130	49	18	24	81	132	109	109	
Влажность, %	79	77	80	81	79	69	61	59	66	74	76	77	

Выше 4500 м начинается пояс вечных снегов и средняя температура воздуха приближается к 0°.

Океанический экваториальный климат. Радиационный баланс поверхности океанов в экваториальных областях несколько больше, чем на суше. Большая часть тепла, как и на материках, расходуется на испарение, остальное идет на нагревание холодных морских течений (притекающих в область экватора на востоке океанов) и выносится теплыми течениями западной части океанов в тропические широты.

Средняя месячная температура воздуха колеблется в пределах 25—28°. Годовое количество осадков составляет около 2000 мм.

В отличие от материков здесь чаще наблюдаются ночные дожди и грозы. Этому благоприятствует более высокая температура водной поверхности в экваториальном поясе, чем температура приземного слоя воздуха. Поэтому ночью над океаном возрастает вертикальная неустойчивость атмосферы и усиливается конвекция (табл. 89).

Таблица 89

Температура воздуха и осадки в океаническом экваториальном климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Тихий океан, о-ва Гилберта, 1° ю. ш., 170° в. д., 54 м													
Температура, °C	28,2	28,3	28,2	28,2	28,4	28,2	28,1	28,2	28,6	28,7	28,6	29,4	
Осадки, мм	287	212	190	152	117	118	142	108	93	93	139	206	1857

Климат в поясе экваториальных муссонов складывается под действием сезонных смещений тропического фронта. Летом соответствующего полушария в связи с изменением в распределении давления экваториальный муссон распространяется в направлении тропика (рис. 54). В связи с этим возрастает влажность воздуха.

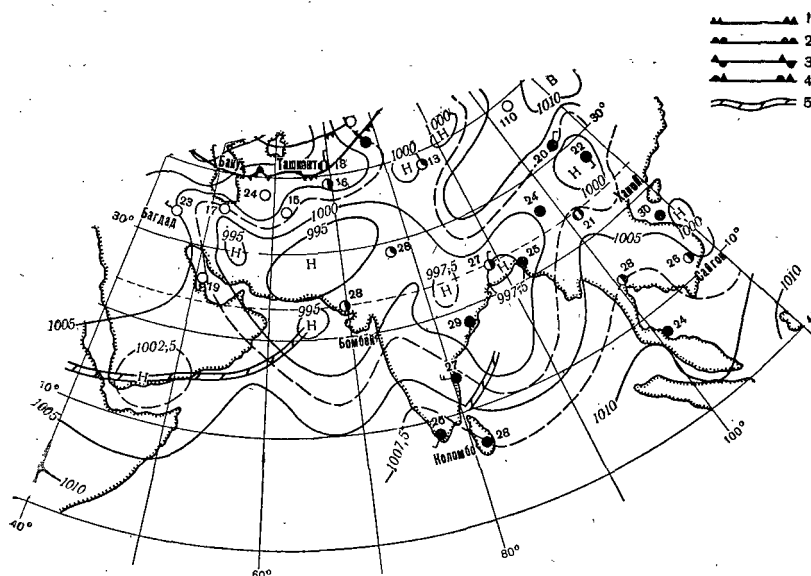


Рис. 54. Синоптическое положение в период развития экваториального муссона (3 июня 1971 г.):
1 — холодный фронт, 2 — теплый фронт, 3 — малоподвижный фронт, 4 — фронт окклюзии, 5 — внутритропическая зона конвергенции (ВЗК)

уменьшается суточная амплитуда температуры, начинают выпадать обильные, преимущественно ливневые, дожди. Во время зимнего муссона, являющегося по существу пассатным течением, влажность воздуха на материках резко падает, возрастает суточная амплитуда температуры, сильно снижается количество осадков. Таким образом, муссонный климат как бы составлен из двух самостоятельных климатических режимов.

Радиационные условия формирования субэкваториальных климатов в годовом выводе мало отличаются от условий уже рассмотренных экваториальных. Вместе с тем смена зимнего и летнего воздушных течений в поясе муссонов обуславливает своеобразие сезонных изменений инсоляции и радиационного баланса подстилающей поверхности. Приток солнечной радиации здесь не нахо-

дится в строгом соответствии с высотой Солнца. Зимние суммы радиации и радиационного баланса, несмотря на относительно низкое положение Солнца, часто оказываются такими же или более значительными, чем летние. Максимальные суммы инсоляции и остаточной радиации обычно приходятся на периоды смены сезонных потоков.

Направление экваториальных муссонов определяется главным образом влиянием барических депрессий, возникающих летом на материках в тропическом поясе. — у западных берегов материка экваториальный муссон имеет западную слагающую, у восточных берегов — восточную. На океанах (вдали от материков) экваториальные муссоны сохраняют восточную слагающую, отличаясь от пассатов неустойчивой вертикальной стратификацией.

Материковый муссонный субэкваториальный климат. Муссонный материковый климат распространен на всех материках, между экваториальным и тропическим поясами в Северном и Южном полушариях. Граница экваториальных муссонов во внутренних областях материков лежит в среднем около 18° широты. Наиболее далеко на север она продвигается в Индии и Индокитае, где экваториальный муссон достигает Гималаев. Для материкового муссонного климата характерны влажное лето и сухая зима с исключительно большими межсезонными контрастами увлажнения.

Весна является наиболее жарким, засушливым и неблагоприятным временем года. Солнце в это время достигает зенита и нещадно палит; почти весь радиационный баланс идет на прогрев воздуха. Поэтому температура часто превышает 30—35°; от зноя и сухости реки высыхают, земля растрескивается, а деревья сбрасывают листву.

Летний климатический режим создается адвекцией экваториального воздуха, вторжение которого сопровождается резким увеличением влажности, облачности и наступлением периода муссонных дождей. Осадки выпадают главным образом за счет влаги более холодного по сравнению с тропическим экваториального воздуха и имеют обычный для экваториальных областей характер конвективных ливней. Вместе с тем при достаточном удалении от экватора возможно развитие циклонической деятельности, фронтальной облачности и осадков. На равнинах с удалением от экватора количество осадков уменьшается и варьирует от 1000—1500 до 300—400 мм. Это зависит преимущественно от продолжительности дождливого периода, которая уменьшается с приближением к засушливым, тропическим областям.

В годовом ходе температуры воздуха наблюдаются два минимума: главный зимой и второстепенный летом. Первый отражает зимнее понижение температуры пассатных масс, притекающих в муссонные области из тропического пояса. Второй минимум температуры связан с вхождением относительно холодного экваториального воздуха в период летнего муссона. Разность температур

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в материковом климате экваториальных муссонов

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Илахабад, 25° с. ш., 82° в. д., 119 м													
Температура, °С	16,4	19,0	24,9	30,6	34,3	34,0	30,1	29,0	28,9	26,4	21,0	16,7	1004
Осадки, мм	19	20	9	5	6	96	298	325	163	48	9	6	
Эль-Обейд, 13° с. ш., 30° в. д., 575 м													
Температура, °С	20,1	21,8	25,3	28,5	30,1	29,0	26,7	25,6	26,6	27,8	24,9	21,1	378
Осадки, мм	0	0	1	2	18	33	104	129	75	16	0	0	
Влажность, %	33	25	21	23	35	47	64	70	59	40	29	29	
Куяба-15°, ю. ш., 56° з. д., 235 м													
Температура, °С	27,1	27,0	27,0	26,9	25,8	23,9	23,8	25,6	27,4	28,1	27,6	27,2	1388
Осадки, мм	245	227	207	103	51	7	6	28	52	112	153	201	

между континентальным тропическим и экваториальным воздухом в летние месяцы достигает 5°.

В соответствии с этим в годовом ходе температуры воздуха возникают два максимума температуры — весной и осенью, причем весенний является главным. Период весенней засухи наиболее опасен для сельского хозяйства в годы, когда влажный экваториальный муссон запаздывает (табл. 90).

Для равнин с муссонным субэкваториальным климатом характерна пестрота ландшафтов от влажных многоярусных тропических лесов до саванн, отличающихся сухостью зимне-весеннего времени.

В горных странах указанные закономерности в годовом ходе метеорологических элементов сохраняются и усиливаются. В предгорьях и на склонах, обращенных к экваториальному муссону, увеличивается облачность, осадки резко возрастают и могут достигать, по-видимому, предельного для Земли количества (табл. 91).

Океанический муссонный субэкваториальный климат. Как и материковый, он характеризуется сезонной сменой преобладающих воздушных течений. Зимой они направлены от тропика к экватору и характеризуются устойчивой стратификацией. Летом, воздушные течения направле-

Таблица 91

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в горном климате экваториальных муссонов

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Аддис-Абеба, 9° с. ш., 39° в. д., 2400 м													
Температура, °С	15,9	16,4	17,9	17,6	17,8	16,6	15,0	15,0	15,6	15,8	15,2	15,6	1 227
Осадки, мм	16	36	69	88	80	130	279	292	193	24	12	8	
Влажность, %	52	56	51	58	56	70	82	81	74	53	52	51	
Черапунджи, 25° с. ш., 92° в. д., 1313 м													
Температура, °С	11,7	12,9	16,4	18,2	19,2	20,0	20,4	20,6	20,6	19,0	15,9	12,8	11 017
Осадки, мм	19	47	225	728	1428	2602	1464	1800	1143	490	62	9	

ны от экватора и несут влажнонеустойчивый по вертикали воздух. В соответствии с этим вероятность дождливой погоды в зимние месяцы значительно меньше, чем в летние. В годовом ходе температуры воздуха наблюдается небольшое понижение (на 2—3°) в зимние месяцы по сравнению с летом.

Структура тропического фронта над океаном иная, чем над материками. Экваториальные воздушные массы, формирующиеся над океаном в нижних слоях, мало отличаются от морских тропических масс, в средней же тропосфере в силу своей большой

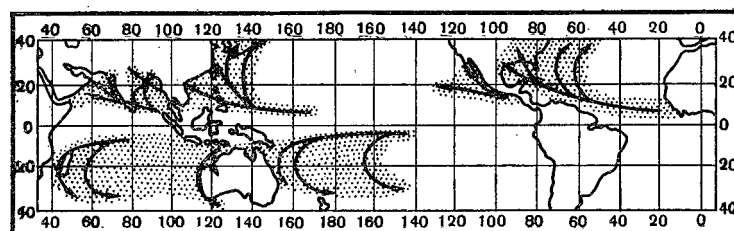


Рис. 55. Основные пути и районы распространения тропических циклонов

влажности они оказываются легче тропических и взаимодействуют с ними на фронтах как относительно теплые массы.

В Северном полушарии экваториальные муссоны наблюдаются на всех океанах, в Южном — только в Индийском и в за-

Таблица 92

Сезонные изменения направления ветров, температуры воздуха и повторяемости осадков в муссонном океаническом климате

Метеорологические элементы	Январь	Июль
Атлантический океан, 8° с. ш., 30° з. д.		
Преобладающие ветры	СВ	ЮЗ
Температура воздуха, °С	24	27
Повторяемость осадков, %	3	20
Тихий океан, 10° с. ш., 170° в. д.		
Преобладающие ветры	СВ	ЮВ
Температура воздуха, °С	27	28
Повторяемость осадков, %	10	25
Индийский океан, 10° с. ш., 90° в. д.		
Преобладающие ветры	СВ	ЮЗ
Температура воздуха, °С	25	27
Повторяемость осадков, %	1	25

Таблица 93

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в муссонном климате западных берегов

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Бомбей, 19° с. ш., 73° в. д., 11 м													
Температура, °C	24,0	24,0	26,3	28,3	29,7	28,8	27,4	27,0	27,1	28,0	27,2	25,5	1877
Осадки, мм	3	2	1	2	18	478	638	366	287	66	14	2	
Влажность, %	72	71	75	77	76	83	87	87	86	81	73	72	
Порт Дарвин, 12° ю. ш., 130° в. д., 30 м													
Температура, °C	28,8	28,6	28,9	28,9	27,6	26,0	25,2	26,3	28,2	29,6	29,9	29,6	1545
Осадки, мм	388	342	245	105	16	3	2	2	13	50	119	248	
Влажность, %	79	80	78	72	62	61	58	62	64	65	67	73	

Таблица 94

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в субэкваториальном климате на восточных берегах материков

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Дар-эс-Салам, 7° ю. ш., 39° в. д., 76 м													
Температура, °С	27,8	28,0	27,5	26,4	25,6	24,4	23,6	23,6	23,9	25,0	26,1	27,2	1041
Осадки, мм	65	62	130	277	189	34	27	65	29	42	70	91	
Влажность, %	79	79	82	84	82	77	77	77	76	75	77	78	
Джорджтаун, 7° с. ш., 58° з. д., 2 м													
Температура, °С	26,3	26,4	26,7	27,0	27,0	26,7	26,8	27,3	27,8	27,8	27,5	26,7	2417
Осадки, мм	234	136	156	160	298	324	300	179	86	82	150	312	

падной части Тихого. Они не распространяются так далеко от экватора, как на материках, и внешние границы пояса муссонов в Северном и Южном полушариях лежат около $10-12^\circ$ широты. Здесь часто происходит возникновение тропических циклонов с ветрами ураганной силы (рис. 55, табл. 92).

Климат западных побережий материков в субэкваториальных широтах. В зимние месяцы на побережья материков притекает континентальный тропический воздух — пассат, в летние — экваториальный воздух (экваториальный муссон). Этой смене воздушных масс соответствует засушливая зимняя часть года и дождливое лето. В годовом выводе количество осадков составляет около 1500 мм (табл. 93).

Климат восточных побережий материков в субэкваториальных широтах. Зимой в Северном полушарии к восточным берегам Южной Америки и Африки притекает северо-восточный пассат, а в зимние месяцы Южного полушария — юго-восточный пассат. Так как на западе океанов развитие пассатов подвержено особенно значительным сезонным изменениям, то в период их усиления (зимой) и одновременного увеличения устойчивости стратификации атмосферы на плоских побережьях наступает относительно сухое время года. На гористых берегах осадков выпадает довольно много (табл. 94).

ТИПЫ КЛИМАТА В ТРОПИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Воздушные массы тропического пояса по сравнению с экваториальными содержат меньше водяного пара. Объясняется это недостатком испарения на материках, а на океанах — устойчивой стратификацией пассатов (пассатной инверсией), препятствующих вертикальному обмену и переносу влаги в более высокие слои атмосферы. Поэтому облачность в тропическом поясе мала, особенно на материках, и приток солнечной радиации на земную поверхность оказывается больше, чем в экваториальных широтах. Годовое количество суммарной радиации достигает на материках $180-200$ ккал/см², а на океанах — $160-180$ ккал/см². Но радиационный баланс по сравнению с экваториальным поясом понижен, особенно на материках, в связи с увеличением эффективного излучения по причине сухости воздуха и отражения солнечной радиации от поверхности пустынь. Он равен 60 ккал/см² год, т. е. составляет всего 30% от поступающей солнечной радиации. Радиационный баланс поверхности океанов составляет $100-120$ ккал/см² год, или около 60—70% от поступающей радиации.

Преобладание антициклонов на океанах и депрессий термического происхождения с малыми барическими градиентами на материках (рис. 56) благоприятствует трансформации воздушных масс, притекающих из других широт. Поэтому в тропическом поясе, как и в экваториальном, адвекция не играет существенной

климатообразующей роли. Циклоническая деятельность развита слабо и в основном у границ пояса.

Термическая структура летнего сезона не отличается разнообразием. Так, в северных районах тропической Африки, где сказывается влияние как Средиземноморья, так и внутренней Сахары, в режиме температуры проявляются только два типа погоды:



Рис. 56. Антициклон над Атлантическим океаном в тропических широтах и барическая депрессия над Сахарой (3 июня 1971 г.).
(Условные обозначения как на рис. 54)

«жаркая» и «очень жаркая» (табл. 95). Во внутренней тропической Африке наблюдается только «очень жаркая» погода, при которой температура воздуха в середине дня составляет 38—42°.

В зимний сезон возрастает роль адвекции в формировании погоды, особенно в пограничных районах тропического пояса. Поэтому термическая структура зимнего сезона в северных районах тропической Африки в зависимости от характера адвекции обусловлена чередованием трех типов погоды «теплой», «умеренно теплой», «прохладной», а во внутренних районах Африки — двух типов погоды: «теплой» и «очень теплой» (табл. 96).

Материковый тропический климат. В отличие от экваториальных областей расход тепла на испарение здесь мал и около 80—90% радиационного тепла отдается в атмосферу в процессе турбулентного обмена.

Таблица 95

Адвективные типы погоды в летнем (июнь — август) и зимнем (декабрь — февраль) сезонах в периферической части материкового тропического климата (Эль-Голеа)

Типы погоды	Преобладающая температура воздуха в 12 час по Гринвичу, °C	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	повторяемость, %
Июнь — август			
Очень жаркая	от 36 до 40	из внутренней Сахары	75
Жаркая	от 30 до 35	слабоградиентное барическое поле	25
		из области Средиземноморья	90
		с Атлантики	10
Декабрь — февраль			
Теплая	от 22 до 27	из внутренней Африки	95
Умеренно теплая	от 17 до 21	слабоградиентное барическое поле	5
		с востока Атлантики	55
		с юго-востока Средиземноморья	25
		слабоградиентное барическое поле	20
Прохладная	от 12 до 16	с северо-востока Атлантики	45
		и Западной Европы	
		с юго-востока Европы	40
		слабоградиентное барическое поле	15

Таблица 96

Адвективные типы погоды в зимнем (декабрь — февраль) сезоне во внутренней тропической Африке (Бильма)

Типы погоды	Преобладающая температура воздуха в 12 час по Гринвичу, °C	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	повторяемость, %
Очень теплая	от 26 до 31	из Восточной Африки	50
Теплая	от 21 до 25	слабоградиентное барическое поле	50
		с северо-востока Африки	80
		слабоградиентное барическое поле	20

Для материкового тропического климата характерны крайняя сухость, исключительно жаркое лето, большая запыленность воздуха, значительно большая, чем под экватором, годовая и особен-

но суточная амплитуда температуры воздуха и поверхности почвы. В отдельные сутки разность между максимумом и минимумом температуры воздуха достигает 40° , а суточные колебания температуры песчаной поверхности пустынь — более 80° . Средняя суточная амплитуда температуры воздуха составляет около 20° . В условиях материкового тропического климата иногда отмечаются отрицательные температуры воздуха. Зимой же при особенно мощных и глубоких холодных вторжениях слабые морозы с выпадением снега возможны, например, по всей Сахаре. Наоборот, летом для рассматриваемого типа климата характерны самые высокие значения температуры на всем земном шаре — около 60° . Очень высокая температура обычно бывает здесь связана с фёновыми ветрами. Средняя годовая амплитуда температуры воздуха составляет около 20° и создается главным образом за счет высоких летних температур (табл. 97).

Таблица 97

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в материковом тропическом климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Эль-Голеа, 30° с. ш., 3° з. д., 383 м													
Температура, °С . . .	9,8	12,5	16,8	20,9	25,9	31,2	34,0	33,2	29,5	22,8	16,0	10,6	35,5
Осадки, мм	5,4	3,8	3,8	2,3	0,9	0,5	0	0,4	1,1	3,8	3,5	10,0	
Влажность, %	65	56	48	39	36	30	32	36	38	47	60	63	
Бильма, 19° ю. ш., 13° в. д., 355 м													
Температура, °С . . .	17,2	19,0	23,6	28,8	32,1	33,2	33,4	32,8	31,4	27,3	23,2	17,6	19,8
Осадки, мм	0,2	0	0	0,1	0,4	0,6	2,7	10,0	3,6	2,0	0	0,2	
Влажность, %	32	26	23	18	24	25	32	47	32	27	32	35	

Осадки выпадают крайне редко, но могут достигать большой интенсивности и даже вызывать наводнения. Причина общего недостатка осадков и в связи с этим небольших сумм испарения — в удаленности от зон циклонической деятельности и в высоком положении уровня конденсации. Относительная влажность воздуха в летние месяцы составляет в среднем около 30%, а зимой не превышает 50%. В отдельных случаях влажность воздуха, например, в Сахаре в течение нескольких дней не поднимается выше 5%.

Изредка в континентальные тропические районы проникают глубокие циклонические вихри. Они резко усиливают воздухообмен и сопровождаются развитием песчаных бурь, порой исключительной силы. Атмосфера при этом бывает настолько запылена,

что Солнце едва просвечивает; температура воздуха повышается до 40—50°, а относительная влажность падает до нескольких процентов.

В условиях сухого и почти безоблачного климата, с резкими суточными колебаниями температуры поверхности почвы, превышающими иногда 80°, разрушающая роль в основном принадлежит физическому выветриванию, в котором наряду с температурой важную роль играет ветер. Ветер не задерживается крайне редкой растительностью и несет с собой мелкие, а иногда и довольно крупные, твердые частицы, усиливающие разрушительное действие его на горные породы. Как бы изъеденные ветром формы рельефа типичны для тропических пустынь, а для обширных песчаных равнин характерны замкнутые, плоские впадины и дюны. В высокогорных районах зимой происходит морозное выветривание. Поверхностный сток вод осуществляется только при выпадении очень редких (иногда один раз за несколько лет), но очень сильных ливней, оставляющих после себя сухие своеобразной формы долины, отстоящие иногда на сотни километров друг от друга.

В высокогорных районах температура воздуха соответственно падает и количество осадков возрастает (табл. 98).

Таблица 98

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в высокогорном тропическом климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Мехико, 19° с. ш., 99° з. д., 2259 м													
Температура, °С .	12,8	14,7	16,4	17,8	18,4	17,7	16,7	16,8	16,3	15,4	14,0	12,9	559
Осадки, мм	6	5	12	17	47	96	118	108	98	34	12	7	
Влажность, % . . .	53	48	45	45	51	62	67	68	70	65	61	58	

Снеговая линия в тропическом поясе располагается особенно высоко — в среднем на высоте 5300 м, а в очень засушливых областях (в Чилийских Андах) снега нет даже на высотах, превышающих 6000 м.

Океанический тропический климат. Испарение почти полностью поглощает избыток тепла в приходе-расходе радиации. В связи с этим океанический тропический климат характеризуется небольшой годовой и суточной амплитудой температуры и большой влажностью воздуха, приближаясь к экваториальному климату. Океанический тропический климат отличается от экваториального меньшей облачностью и устойчивыми пассатными ветрами (табл. 99).

Очень важным климатообразующим фактором на океанах в тропическом поясе является наличие в пассатном течении слоя инверсии. На востоке океанов низкое положение слоя инверсии (нижняя граница около 500 м) и наличие холодных океанических течений резко уменьшает количество осадков и снижает температуру воздуха. Под слоем инверсии относительная влажность воздуха в районах, где протекают холодные течения (Канарское, Бенгуэльское, Перуанское, Калифорнийское, Западно-Австралийское), превышает 80%.

В связи с пространственными особенностями циркуляции атмосферы над тропическими акваториями, а также с различной степенью развития инверсий на западе и востоке этих акваторий, для океанических тропических климатов характерны некоторые различия метеорологического режима. Западные районы океанов имеют более высокую температуру, чем восточные. Различаются эти районы и в отношении облачности, а также осадков и в режиме почти всех других элементов.

В зоне пассатов на океанах наблюдаются тропические циклоны (тропические ураганы) и хотя они сравнительно редки, но представляют для этих широт характерное климатическое явление.

Таблица 99

Сезонные изменения преобладающих ветров, температуры воздуха и осадков

Метеорологические элементы	Январь	Июль
Атлантический океан, 25° с. ш. 30° з. д.		
Преобладающие ветры	СВ, СЗ	СВ, ЮВ
Температура воздуха, °С	19	25
Вероятность осадков, %	10	5—10
Тихий океан, 25° ю. ш., 160° з. д.		
Преобладающие ветры	В, ЮВ	ЮВ
Температура воздуха, °С	24	20
Вероятность осадков, %	10—15	15—20

Тропический климат западных побережий материков. Преобладает приток относительно холодного морского воздуха на восточной периферии океанических антициклонов. Здесь сравнительно низкая для тропических широт температура воздуха (18—20°), очень малое количество осадков (менее 100 мм в год) и высокая влажность воздуха (80—90%). Этот своеобразный климат прибрежных влажных пустынь (западное побережье Сахары, пустыня Намиб, пустыня Атакама, юг Кали-

Таблица 100

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в тропическом климате на западных берегах материков

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Порт-Этьенн, 21° с. ш., 17° з. д., 8 м													
Температура, °C	19,2	19,8	20,5	20,6	21,2	22,6	23,0	24,4	25,7	24,4	22,5	20,1	39
Осадки, мм	2	1	2	0	0	1	1	8	6	11	5	2	
Влажность, %	59	61	68	75	72	70	78	77	71	69	61	62	
Икике, 20° ю. ш., 70° з. д., 9 м													
Температура, °C	21,0	20,9	19,8	18,4	17,3	16,3	15,6	15,7	16,2	17,2	18,7	20,1	2
Осадки, мм $\frac{1}{2}$	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	
Влажность, %	82	82	82	82	83	82	82	82	82	82	82	82	

Таблица 101

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в тропическом климате на восточных берегах материков

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Лоуренсу-Маркиш, 26° ю. ш., 33° в. д., 39 м													
Температура, °C	25,4	25,5	24,6	23,1	20,6	18,5	18,2	19,2	20,6	22,2	23,4	24,7	776
Осадки, мм	130	135	113	53	28	27	14	13	32	48	82	101	
Влажность, %	70	70	72	69	68	66	67	65	64	65	67	68	
Рио-де-Жанейро, 22° ю. ш., 43° з. д., 60 м													
Температура, °C	25,9	26,1	25,4	24,0	22,2	20,9	20,4	20,9	21,3	22,1	23,3	24,8	1099
Осадки, мм	124	123	133	108	80	58	42	44	67	82	105	136	

форнии) складывается под влиянием особенностей циркуляции атмосферы: переноса относительно холодного морского воздуха (холодные океанические течения) и низкого положения пассатной температурной инверсии, препятствующей образованию дождевых облаков и выпадению осадков (табл. 100).

В данном типе климата решающее значение в орошении побережий приобретают осадки от туманов, а в горах — от набегающих облаков.

Годовой ход температуры воздуха, так же, как и в океаническом типе, мал. Исключительного развития достигают бризы благодаря большой разности температур моря и суши. Особенной силой отличается дневной бриз. В результате выноса морского тропического воздуха с этим ветром, относительная влажность на побережье даже днем не падает ниже 65—70%.

На гористых берегах температура воздуха с высотой сначала возрастает (ослабевает влияние холодного течения) и только выше слоя инверсии начинает падать. Количество осадков с высотой не увеличивается, так как выше слоя инверсии воздух содержит мало влаги.

Тропический климат восточных побережий материков. Преобладает приток морских воздушных масс по западной периферии океанических антициклонов. Этот климат отличается от климата западных берегов более высокой температурой воздуха и значительным количеством осадков, так как пассатная инверсия здесь выражена слабее и располагается нередко выше уровня конденсации (табл. 101).

На гористых берегах, обращенных к пассату, осадки возрастают, но так как пассаты увлажнены главным образом в нижних слоях, то количество осадков с высотой уменьшается:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
	Таматаве, 18° ю. ш., 49° в. д., 5 м												
Осадки, мм	366	378	452	399	264	282	302	203	132	99	117	262	3256
	Тананариве, 19° ю. ш., 48° в. д., 1381 м												
Осадки, мм	300	279	178	53	18	8	8	10	18	61	135	287	1355

На подветренных склонах гор количество осадков резко снижается, например юго-западные районы Мадагаскара очень засушливы, засушливы западные подветренные берега Антильских, Гавайских и большинства океанических островов в пассатной зоне.

Растительность на побережьях, попадающих под действие пассатов западной окраины антициклонов, представлена или тропическими лесами, или саваннами, или степью в зависимости от условий рельефа и ветровой экспозиции.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ КЛИМАТА ВО ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ

Во внетропических широтах зональные термические различия более резки, чем в тропиках. Это связано с усилением широтных различий в приходе-расходе солнечной радиации. Значительные широтные термические различия приводят к образованию широтно вытянутых фронтальных зон и к развитию на них циклонической деятельности. За пределами тропиков растет также интенсивность и многообразие форм атмосферной циркуляции. Возникающие циклонические и антициклонические образования перемещаются с различной повторяемостью по самым разнообразным траекториям, изменяющимся от сезона к сезону (рис. 57, 58). Все это увеличивает как временную, так и пространственную изменчивость погоды во внетропических широтах.

С увеличением географической широты возрастают и сезонные климатические различия.

ТИПЫ КЛИМАТА В СУБТРОПИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

В субтропическом поясе радиационный режим и характер циркуляции атмосферы зимой сходны с умеренным поясом, летом — с тропическим.

Годовое количество солнечной радиации по сравнению с тропическим поясом уменьшается примерно на 20%, а сезонные колебания ее возрастают. Радиационный баланс сокращается и в годовом выводе на поверхности океанов уменьшается до 60—80 ккал/см², а на континентах — до 50—60 ккал/см².

Циркуляция атмосферы зимой носит преимущественно циклонический характер (рис. 59). В связи с этим часто наблюдается вхождение относительно холодных воздушных масс из умеренных широт. Почти ежегодно наблюдаются снегопады, но устойчивого снежного покрова не образуется. Летом пути циклонов смещаются в более высокие широты, на океанах получают развитие антициклоны, а на материках — малоподвижные депрессии термического происхождения.

Материковый субтропический климат отличается жарким, сухим летом и неустойчивой, относительно холодной зи-

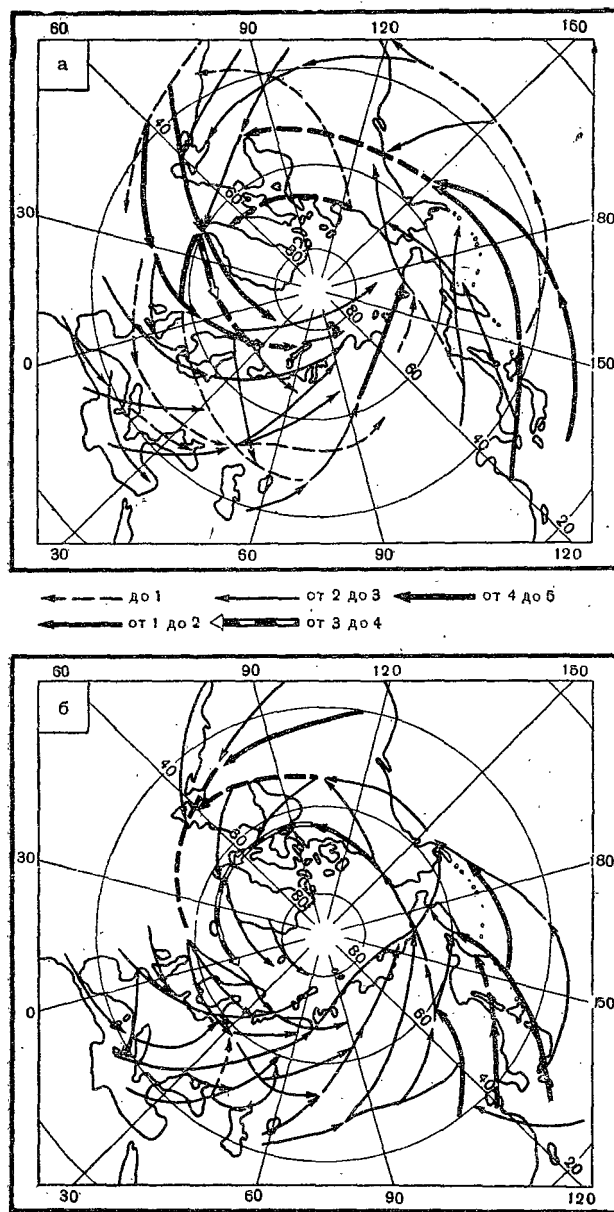


Рис. 57. Траектории циклонов и повторяемость их прохождения:
а — в январе, б — в июле

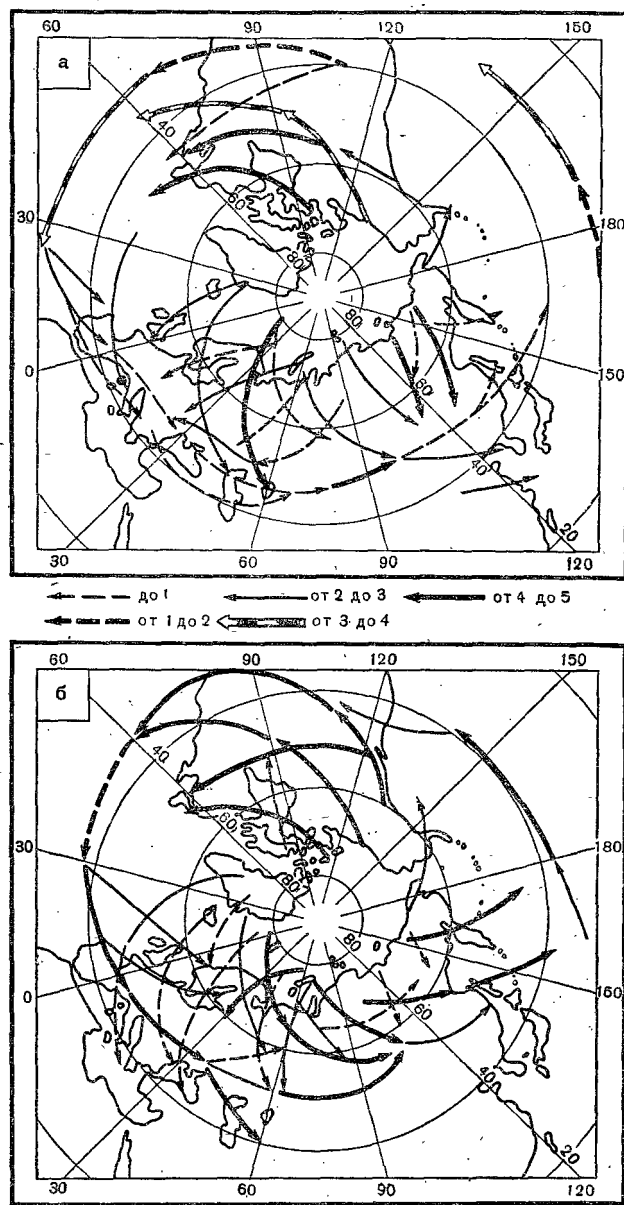


Рис. 58. Траектории антициклонов и повторяемость их прохождения:
а — в январе, б — в июле

мой. Как летом, так и зимой здесь отсутствуют благоприятные условия для образования облачности, дающей интенсивные осадки.

Летом, когда циклоническая деятельность ослаблена, обильная инсоляция и недостаток осадков создают условия резкой засухливости. Радиационный баланс в летние месяцы достигает такой же величины, как и в тропическом поясе, и большая его часть расходуется на нагревание атмосферы. Этому способствует и слабая

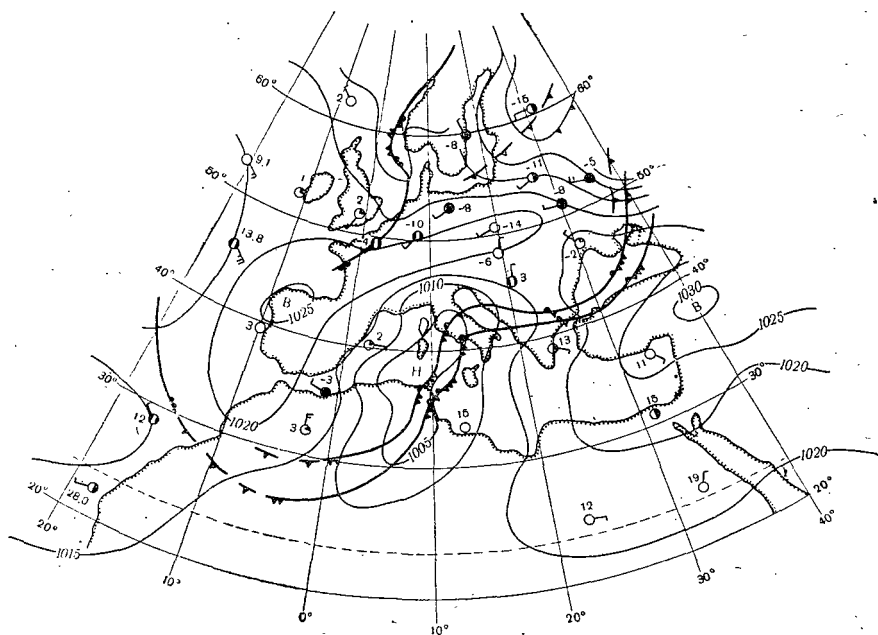


Рис. 59. Циклоническая деятельность у южных берегов Европы (2 января 1971 г.). (Условные обозначения как на рис. 54)

циркуляция воздуха в обширных размытых депрессиях. Трансформация воздуха, притекающего в западную часть депрессии, начинается еще в южных районах умеренной зоны, что приводит к термической однородности воздушных масс на очень большом пространстве, способствует размыванию фронтов и установлению сухой, ясной погоды. Облака по причине высокого положения уровня конденсации образуются редко. Это обуславливает однообразие режима погоды. Так, в Тегеране господствующая в теплый период «жаркая» погода довольно редко прерывается периодами «очень теплой», связанной с адвекцией воздуха из Восточ-

ного Казахстана и юго-востока Русской равнины. Средняя температура летних месяцев составляет 30° и более. Максимум может превышать 50°. Суточная амплитуда несколько меньше, чем в континентальном тропическом типе, но тоже очень велика (табл. 102).

Таблица 102

Адвективные типы погоды в летнем (июнь — август) и зимнем (декабрь — февраль) сезонах в материковом субтропическом климате (Тегеран)

Типы погоды	Преобладающая температура воздуха в 12 час по Гринвичу, °C	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	повторяемость, %
Июнь — август			
Жаркая	от 31 до 36	с Иранского нагорья	60
		из Передней Азии	25
		слабоградиентное барическое поле	15
Очень теплая	от 25 до 30	из Восточного Казахстана и Средней Азии	85
		с юго-востока Русской равнины	15
Декабрь — февраль			
Относительно теплая	от 8 до 13	с юга Иранского нагорья	55
		из Восточного Средиземноморья	30
		слабоградиентное барическое поле	15
Прохладная	от 2 до 7	с северо-востока Иранского нагорья и Средней Азии	50
		из Малой Азии и Закавказья	20
		слабоградиентное барическое поле	30
Относительно холодная	от -3 до +1	из Восточного Казахстана и юга Сибири	70
		с юго-востока Русской равнины	15
		слабоградиентное барическое поле	15

Зимой у полярной границы континентальных субтропиков радиационный баланс близок к нулю и различие в температуре и влажности между континентальным воздухом умеренных широт и тропическим очень существенно, что способствует развитию циклонической деятельности и общей неустойчивости погоды в континентальных субтропических областях. Наряду с жидкими осадками бывают и снегопады, сопровождаемые иногда резкими похолоданиями, но устойчивый снежный покров на равнинах не образуется из-за оттепелей и испарения снега.

Так как циклоническая деятельность зимой в субтропическом поясе развивается на основных полярных фронтах, то в теплые секторы циклонов притекает тропический воздух, вслед за которым входит холодный воздух умеренных широт. В таких случаях температура воздуха в течение суток может падать на 30°. Особенности циркуляции атмосферы холодного сезона придают неустойчивый характер погоде. На севере Иранского нагорья, где сказывается влияние как Восточного Средиземноморья, так и юго-востока Русской равнины, Восточного Казахстана и юга Сибири, термическая структура холодного сезона обусловлена чередованием трех типов погоды: «относительно теплой», «прохладной» и «относительно холодной» (см. табл. 102). Годовое количество осадков составляет около 500 мм, но есть области, где выпадает и менее 300 мм. Преобладающий характер растительности — сухие степи и полупустыни; возможно преимущественно орошаемое земледелие.

Выветривание и снос продуктов разрушения протекают различно в холодную, относительно влажную часть года и в сухое, жаркое лето. В зимние месяцы в зависимости от состояния погоды могут создаваться благоприятные условия как для физического, так и для химического выветривания. Физическое выветривание имеет место преимущественно в ясную погоду и обусловлено большими суточными колебаниями температуры земной поверхности. При резких похолоданиях, связанных с вхождением холодного континентального воздуха, а иногда и арктического, которым часто предшествует фронтальные осадки, развивается морозное выветривание. В период весенне-зимних дождей, когда почва подвергается глубокому промачиванию, наблюдается и химическое выветривание. Летом под действием большой суточной амплитуды температуры поверхности, как и в тропических пустынях, интенсивно протекает физическое выветривание. Продукты разрушения в основном выносятся ветром (табл. 103).

Таблица 103

Температура воздуха, осадки и относительная влажность воздуха в материковом субтропическом климате.

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Тегеран, 36° с. ш., 51° в. д., 1190 м													
Температура, °C .	2,6	4,7	9,7	15,3	21,2	26,3	29,4	28,5	24,5	18,0	11,1	5,0	228
Осадки, мм . . .	44	34	40	32	14	2,8	2,1	1,4	1,7	6,9	24	25	
Влажность, % . .	75	59	40	40	45	45	41	45	50	54	64	74	

Рельеф вызывает изменение температуры воздуха с высотой и увеличение количества осадков на наветренных склонах, обра-

щенных к приходящим циклонам. Особенно велико влияние рельефа на осадки на западе материков, где пути циклонов имеют ясно выраженную западную слагающую, тогда как на востоке направление движения циклонов менее определено. Количество осадков, выпадающих на наветренных склонах, может в 4 и 5 раз превышать количество осадков на равнине. Например, на юго-западных склонах Памиро-Алайской горной системы годовое количество осадков превышает 1000 мм, а в прилегающих пустынях оно менее 200 мм.

В горах осадки возрастают; температура воздуха падает, и в районах, лежащих выше 2000 м над ур. моря, зимой на короткое время устанавливается снежный покров. На обширных плоскогорьях (Иран, Северная Мексика и др.) осадков выпадает очень мало и годовая амплитуда температуры еще больше, чем на равнинах:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
	Исфахан, 3° с. ш., 52° в. д., 1590 м												
Температура, °C	2,8	5,1	9,8	14,8	19,9	25,3	28,0	26,4	22,7	16,7	10,0	4,3	
Осадки, мм	18	15	20	16	8	1	2	0	1	3	13	19	116

Океанический субтропический климат отличается от материкового более ровным годовым ходом температуры воздуха: средняя температура наиболее холодного месяца в году — около 12°, наиболее теплого — около 20°.

Зимой, преобладают циклонические типы погоды: в теплых секторах циклонов продвигается в направлении умеренных широт морской тропический воздух, и на теплых фронтах выпадают обложные осадки. В тыловой части циклонов, за холодным фронтом, с сильными порывистыми ветрами вторгаются воздушные массы умеренных широт, причем осадки выпадают нередко в виде снега. Наибольшее количество осадков в году приходится на зиму.

Летом пути циклонов полярного фронта, разделяющего воздушные массы умеренных и тропических широт, пролегают в более высоких по сравнению с зимой широтах, и в океанических субтропиках преобладает тихая, ясная, антициклоническая погода. Но и в летние месяцы иногда бывают штормы, сопровождаемые выпадением осадков (табл. 104).

И в субтропических широтах на океанах имеется пространственная неоднородность климатических условий, проявляющаяся в режиме почти всех элементов. Летом восточные районы океанов подвержены более частому влиянию холодных вторжений, чем западные; зимой — наоборот. Разница в температуре в Северном полушарии достигает 2—3°.

Субтропический климат западных побережий материков характеризуется нежарким, сухим, солнечным летом и относительно теплой дождливой зимой. Этот тип климата часто называют «средиземноморским».

Таблица 104

Сезонные изменения ветров, температуры воздуха и вероятности осадков в океаническом субтропическом климате

Метеорологические элементы	Январь	Июль
Атлантический океан, 40° с. ш., 30° з. д.		
Преобладающие ветры	З	ЮЗ
Вероятность штормов, %	10—20	1—5
Температура воздуха, °С	15	22
Вероятность осадков, %	20—25	10—15
Тихий океан, 40° с. ш., 170° з. д.		
Преобладающие ветры	З, ЮЗ	ЮЗ
Вероятность штормов, %	10—15	0—1
Температура воздуха, °С	11	18
Вероятность осадков, %	20—25	15—20

Летом преобладает ясная погода, соответствующая восточной периферии субтропических антициклонов. Инсоляция достигает почти такого же уровня, как в тропических широтах. Однако рост температуры на побережье сдерживается развитием бризовой циркуляции. Затухание циклонической деятельности придает большую однородность погоде. Преобладающая в летний сезон «очень теплая» погода изредка прерывается периодами «теплой» погоды, связанной с адвекцией воздушных масс из Северной и Средней Европы, а также умеренных широт Атлантики (табл. 105).

Зимой в процессе циклонической деятельности происходит частая смена тропических и умеренных воздушных масс, но, поскольку эти воздушные массы преимущественно морского происхождения (приносятся западными ветрами), очень резких колебаний температуры не происходит. Средняя температура наиболее холодного месяца составляет 10—12°. Этот средний температурный фон в зимнем сезоне обусловлен чередованием в основном трех типов погоды: «умеренно теплой», «прохладной» и «относительно холодной». Из-за преимущественно морского происхождения воздушных масс эти типы погоды характеризуются более узкими градациями температуры воздуха (см. табл. 105) по сравнению с зимними адвективными типами погоды в континентальном субтропическом климате (см. табл. 102).

В зимнее полугодие выпадает значительное количество осадков; они составляют основную часть годовой суммы — в среднем до 1000 мм (табл. 106), в отдельных местах под влиянием рельефа выпадает более 4000 мм осадков.

Несмотря на значительное количество преимущественно фронтальных осадков, выпадающих в зимнее полугодие, недостаток осадков летом придает «средиземноморскому» климату характер

Таблица 105

Адвективные типы погоды в летнем (июнь — август) и зимнем (декабрь — февраль) сезонах в средиземноморском типе климата (Рим)

Тип погоды	Преобладающая температура воздуха в 12 час по Гринвичу, °С	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	повторяемость, %
Июнь — август			
Очень теплая	от 25 до 28	с востока Средиземноморья	20
		с юго-запада Средиземноморья	40
		слабоградиентное барическое поле	40
Теплая	от 21 до 24	из районов Северной и Центральной Европы	65
		с востока Атлантики	25
		слабоградиентное барическое поле	10
Декабрь — февраль			
Умеренно теплая	от 14 до 16	из тропических широт Атлантического океана и северо-запада Африки	70
		с северо-востока Африки	5
		слабоградиентное барическое поле	25
Прохладная	от 10 до 13	из юго-восточной Европы	60
		с востока Атлантики	20
		слабоградиентное барическое поле	20
Относительно прохладная	от 7 до 9	с северо-востока Атлантики	30
		из Средней Европы	65
		слабоградиентное барическое поле	5

некоторой засушливости, отражающейся на растительности, имеющей в своем составе много засухоустойчивых видов.

Субтропический климат восточных побережий материков имеет муссонный характер; он хорошо выражен только в Северном полушарии. Этот тип климата характеризуется холодной для субтропических широт относительно сухой зимой и жарким, влажным летом. Зимой происходят частые вторжения холодного, континентального воздуха умеренных широт, сильно снижающие по сравнению с западными побережьями среднюю температуру зимних месяцев. Особенно сильно проявляется действие зимнего континентального муссона на восточном побережье Азии, где к северу от р. Янцзы, на Восточно-Китайской равнине, средняя температура воздуха в январе отрицательна, а в отдельные дни может падать до -10° . Зимний континентальный муссон

Таблица 106

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в субтропическом климате на западных берегах материков

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Лос-Анджелес, 34° с. ш., 118° з. д., 37 м													
Температура, °C	13,1	13,7	14,6	15,9	17,2	19,3	21,7	22,1	21,3	19,0	16,8	14,3	354
Осадки, мм	77	76	64	24	8	2	0	1	5	12	27	58	
Влажность, %	46	55	52	56	60	59	55	55	52	49	40	46	
Рим, 42° с. ш., 13° в. д., 131 м													
Температура, °C	7,1	8,2	10,8	13,9	18,1	22,1	24,9	24,6	21,5	16,7	11,9	8,4	660
Осадки, мм	60	59	59	53	46	33	13	20	47	99	92	79	
Влажность, %	72	69	66	65	61	58	53	55	62	70	73	74	
Вальпараисо, 33° ю. ш., 71° з. д., 41 м													
Температура, °C	17,6	17,3	16,3	14,5	13,1	11,3	11,3	11,7	12,3	13,7	15,6	16,9	490
Осадки, мм	0	0	9	14	97	145	101	66	33	11	7	4	
Влажность, %	69	70	72	75	78	76	76	75	74	72	67	66	
Кейптаун, 34° ю. ш., 18° з. д., 12 м													
Температура, °C	21,2	21,5	20,3	17,5	15,1	13,4	12,6	13,2	14,5	16,3	18,3	20,1	615
Осадки, мм	16	14	19	53	91	102	98	82	58	39	24	19	
Влажность, %	66	69	76	80	82	82	83	82	79	72	68	65	
Перт, 32° ю. ш., 116° в. д., 60 м													
Температура, °C	23,2	23,3	21,7	19,3	15,9	13,7	12,8	13,3	14,5	16,0	19,0	21,7	878
Осадки, мм	9	12	19	41	122	176	164	142	88	54	60	15	
Влажность, %	52	54	57	63	72	78	77	73	69	62	65	52	

прерывается затоками воздушных масс из тропических широт Тихого океана и из Юго-Восточной Азии. Чередование материковых и континентальных воздействий придает изменчивость погоде. На юге Корейского п-ва, например, термическая структура холодного сезона обусловлена чередованием трех типов погоды: «относительно теплой», «прохладной» и «относительно холодной» (табл. 107).

Таблица 107

Адвективные типы погоды в летнем (июнь — август) и зимнем (декабрь — февраль) сезонах в муссонном субтропическом климате (Пусан)

Типы погоды	Преобладающая температура воздуха в 12 час. по Гринвичу, °C	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	повторяемость, %
Июнь — август			
Жаркая	от 22 до 26	из Юго-Восточной Азии	60
		из тропических широт Тихого океана	20
		из внутреннего Китая	10
		слабоградиентное барическое поле	10
Теплая	от 17 до 21	с Дальнего Востока СССР	95
		слабоградиентное барическое поле	5
Декабрь — февраль			
Относительно теплая	от 5 до 8	из тропических широт Тихого океана	55
		из Юго-Восточной Азии	35
		слабоградиентное барическое поле	10
Прохладная	от 0 до 4	из Монголии и Северо-Востока Китая	45
		с побережья Дальнего Востока СССР	45
		слабоградиентное барическое поле	10
Относительно холодная	от —5 до —1	с Юго-Востока Сибири	95
		слабоградиентное барическое поле	5

В период летнего океанического муссона для этого типа климата характерна высокая влажность воздуха, которая больше зимней и в среднем достигает 80—85%. Летом велика также облачность (6—8 баллов), поэтому суммы солнечной радиации на восточных побережьях материков оказываются наименьшими в субтропических широтах — в июне примерно на 20% меньше, чем на западных побережьях. Тем не менее температура воздуха в летние месяцы в среднем достигает 25—30°. Осадки выпадают главным образом летом (табл. 108). Запаздывание летнего муссона или

Таблица 108

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в субтропическом климате на восточных берегах материков

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Пусан, 35° с. ш., 129° в. д., 69 м													
Температура, °С .	-0,1	0,5	4,2	9,8	14,2	17,9	21,9	23,6	19,5	14,6	9,3	3,4	
Осадки, мм . . .	38	41	69	132	130	195	275	176	177	66	43	30	1372
Влажность, % . .	51	51	57	67	72	78	83	78	73	65	59	52	

перебои в его развитии обуславливают засухи на восточных побережьях континентов. Преобладание океанических воздействий летом придает большую однородность погоде. В режиме температуры летом в г. Пусане проявляются только два типа погоды: «жаркая» и «теплая» (см. табл. 107).

Муссонный субтропический климат восточных берегов во многих отношениях противоположен «средиземноморскому» климату западных побережий. Жаркое, влажное лето обеспечивает развитие богатой растительности. Муссонный климатический режим способствует продвижению на север южных видов растительности и на юг — северных. Так, например, в лесах Восточного Китая граница распространения пальм лежит севернее южной границы ели. Эта особенность проявляется и в юго-восточных штатах Северной Америки, но не так резко.

В североамериканских восточных субтропиках зимний континентальный муссон чаще, чем в Азии, перебивается прохождением циклонов, поэтому зима здесь в среднем теплее и влажнее, чем в Восточном Китае, но минимальная температура может падать также низко:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Чарлстон, 33° с. ш., 80° з. д., 18 м													
Температура, °С . . .	10,2	11,0	13,8	17,8	21,7	24,8	26,1	25,9	23,6	18,8	13,7	10,5	18,2
Осадки, мм . . .	65	80	85	62	80	116	187	157	129	71	48	69	1149

ТИПЫ КЛИМАТА В УМЕРЕННОМ ПОЯСЕ

В умеренных широтах приток солнечной радиации и радиационный баланс земной поверхности в среднем годовом выводе почти вдвое меньше, чем в тропических, что зависит не только от географической широты, но и от значительной облачности. Радиационный баланс сокращается до 20—40 ккал/см²год; в океанических условиях он больше, чем на континентах, но не настолько, как в тропическом поясе. С уменьшением радиационного баланса уменьшается испарение, и потому, несмотря на усиление циклонич-

ческой деятельности, осадков в умеренном поясе выпадает только немного больше, чем в тропическом.

Вторая особенность радиационного режима в умеренных широтах — большие сезонные различия: летом в малооблачных районах радиационный баланс лишь немного меньше, чем в тропических странах, зимой же на материках он имеет отрицательные значения, средние месячные величины баланса колеблются от -1 до $8-10$ ккал/см².

Отличны от тропических условия циркуляции атмосферы: особое значение как фактор климата приобретает циклоническая деятельность, которая усиливает меридиональный обмен воздушных масс. Таким образом, в отличие от внутритропических широт, где важнейшую роль играет трансформация, в умеренных широтах резко увеличивается климатологическое значение адвекции. Непосредственным результатом этого является большая временная и пространственная изменчивость всех метеорологических характеристик и погоды в целом. Циклоническая деятельность в умеренных широтах играет главную роль в орошении земной поверхности фронтальными осадками. Осадки термической конвекции имеют локальный характер и, за исключением горных районов, образуются сравнительно редко из-за неблагоприятной стратификации воздуха в антициклонах, в то время как обильная инсоляция, казалось бы, могла способствовать их образованию.

Циклоническая деятельность в умеренном поясе возникает в результате взаимодействия различных типов воздушных масс: 1) тропических и умеренных, 2) умеренных океанических и континентальных, 3) умеренных и арктических (антарктических). В первых двух случаях прохождение циклонов сопровождается выпадением значительных осадков. Циклоны арктического фронта приносят сравнительно мало осадков. Тропические и арктические воздушные массы могут глубоко проникать в зону умеренных широт, создавая резкие изменения температуры и условий погоды.

Материковый умеренный климат наблюдается в Северном полушарии и характеризуется холодной снежной зимой и теплым летом.

Радиационный баланс составляет $20-40$ ккал/см²год и в годовом ходе имеет отчетливый летний максимум, приходящийся в Северном полушарии на июнь. Весной и осенью происходят наибольшие изменения радиационного баланса, а в холодное время года он имеет отрицательные значения. Расход на испарение в среднем составляет около 50% годового баланса и столько же отдается в атмосферу через турбулентный обмен. Годовой ход этих составляющих теплового баланса в общих чертах напоминает ход радиационного баланса.

В северной части умеренного пояса радиационный баланс невелик и возможное испарение меньше выпадающих осадков. Таким образом, увлажнение земной поверхности оказывается избыточным. В средней полосе с увеличением радиационного баланса увлажне-

ние приближается к нормальному. В южных районах радиационный баланс возрастает, количество осадков уменьшается и увлажнение становится все более и более недостаточным. В соответствии с этим влажные таежные леса севера сменяются в средней полосе смешанными лесами и лесостепью, а на юге распространены степи, полупустыни и даже пустыни.

Геоморфологические процессы развиваются главным образом в зависимости от степени увлажнения территории. Особенное значение эти процессы получают в засушливых зонах — степной и пустынной, где земная поверхность мало защищена растительностью от воздействия внешних факторов. В лесной зоне с достаточным увлажнением эрозия, производимая крупными и малыми реками, особенно в период весеннего половодья, ослабляется густой растительностью. Ее распространение ограничивается преимущественно долинами постоянных рек. В степных и полупустынных районах наряду с постоянными реками в формировании рельефа большую роль играют временные водотоки, вызываемые летними ливнями. Их размывающее действие создает быстро растущую сеть балок и оврагов — явление грозное для земледелия.

В холодный период в связи с ослаблением трансформации воздушных масс особенно велика роль адвективного фактора в формировании погоды. Адвекция воздушных масс из тропических и арктических широт обуславливает значительную изменчивость погоды, особенно на равнинной территории. Так, на юго-востоке Русской равнины в ходе температуры воздуха проявляются четыре типа погоды: «относительно теплая», «умеренно холодная», «холодная», «очень холодная» (табл. 109).

Зимой внутри материков часто наблюдаются антициклоны (рис. 60), связанные нередко с циклонической деятельностью на арктическом фронте. В этих антициклонах воздух сильно охлаждается и распространяется далее в южные районы. Особенно велико термическое влияние подстилающей поверхности в условиях азиатского антициклона. В Азии даже в южных районах умеренного пояса температура может падать до -30 , -40° . Охлаждение воздуха в антициклонах происходит главным образом в нижних слоях, одновременно уменьшается влагосодержание этих слоев; с высотой температура воздуха в зимнее время обычно возрастает. Большое климатическое значение имеет появление в холодную часть года снежного покрова, который, во-первых, с одной стороны, усиливает радиационное выхолаживание воздуха, а с другой — предохраняет почву от глубокого промерзания и, во-вторых, представляет запас влаги, используемый растениями весной и в первую половину лета.

Летом значительная инсоляция способствует интенсивной трансформации воздушных масс, поступающих на материки с океанов и из Арктического бассейна. Трансформация заключается в нагревании и дополнительном увлажнении океанических воздушных масс. Протекает она гораздо быстрее, чем зимнее охлаж-

Таблица 109

Адвективные типы погоды в летнем (июнь—август) и зимнем (декабрь—февраль) сезонах в континентальном умеренном климате (Камышин)

Типы погоды	Преобладающая температура воздуха в 13 час местного времени, °С	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	позторяемость, %
Июнь — август			
Очень теплая	от 26 до 30	из Казахстана и Средней Азии с юга Русской равнины	35 5
		слабоградиентное барическое поле	60
Теплая	от 21 до 25	из центральных районов Русской равнины	70
		слабоградиентное барическое поле	30
Относительно прохладная	от 15 до 20	с северо-востока Русской равнины	90
		из Западной Сибири	10
Декабрь — февраль			
Относительно теплая	от —4 до +1	из Черного моря Предкавказья с юго-запада Русской равнины	60 30
		слабоградиентное барическое поле	10
Умеренно холодная	от —10 до —5	из Западного Казахстана и северного Каспия	50
		из центральной части Русской равнины	35
		слабоградиентное барическое поле	15
Холодная	от —16 до —11	из Восточного Казахстана с севера Русской равнины	40 40
		слабоградиентное барическое поле	20
Очень холодная	от —20 до —17	из внутренней Сибири	60
		из Арктики	20
		слабоградиентное барическое поле	20

дение. Это приводит к возрастанию роли радиационного фактора в формировании погоды и уменьшению изменчивости условий погоды, особенно во внутренних частях континентов. На юго-востоке Русской равнины термическая структура теплого периода обусловлена чередованием только трех типов погоды: «очень теплой», «теплой», «относительно прохладной». Длительная трансформация воздуха над материком иссушает почву и нередко способствует наступлению засухи.

Таким образом, увлажнение внутриматериковых пространств умеренных широт атмосферными осадками подвержено большой изменчивости. Засушливые годы чередуются с годами достаточного и даже избыточного увлажнения. В отдельных южных районах умеренного пояса соотношение между засушливыми и достаточно влажными годами в среднем достигает один к трем. Особенно велика изменчивость месячных, а также сезонных сумм осадков и меньше — годовых. Годовые количества осадков в условиях уме-

ренного континентального климата изменяются в пределах 300—600 мм; причем доля летних осадков существенно возрастает по сравнению с зимними месяцами за счет влагосодержания воздуха. Исключение представляют пустынные районы, где летом, наоборот, количество осадков уменьшается, так как уменьшается активность

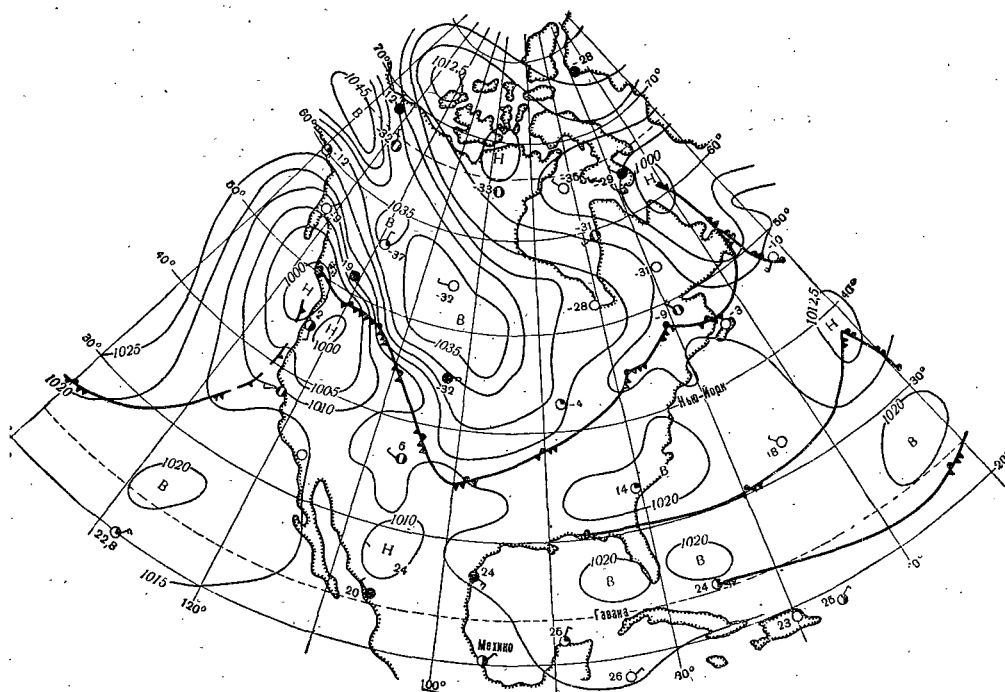


Рис. 60. Развитие антициклона зимой над материком (12 января 1971 г.). (Условные обозначения как на рис. 54)

фронтов в циклонах, и проходят они более редко; к тому же уровень конденсации в этих районах расположен высоко.

Характерной чертой материкового умеренного климата является большая годовая амплитуда температуры, достигающая 50—60°. Вместе с тем этот климат отличается значительной междусуточной изменчивостью температуры во все сезоны года, а в особенности в холодную его половину; в среднем температура воздуха от одного дня к другому изменяется на 3°, в отдельных же случаях скачок температуры может быть более 20° (табл. 110).

Таблица 110

Температура воздуха, осадки и относительная влажность в материковом умеренном климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Камышин, 50° с. ш., 45° в. д., 24 м													
Температура, °С	−11,0	−10,2	−4,5	7,2	16,2	21,0	23,8	21,8	15,1	6,8	−1,2	−7,5	311
Осадки, мм	23	20	19	19	27	31	31	26	24	27	35	29	
Влажность, %	86	84	84	66	54	51	51	52	58	71	83	86	
Виннипег, 50° с. ш., 97° з. д., 232 м													
Температура, °С	−19,0	−16,7	−8,4	3,4	11,1	16,8	19,6	18,2	12,5	5,8	−5,1	−13,8	518
Осадки, мм	24	20	29	33	54	78	74	62	56	36	29	23	
Влажность, %	94	94	91	70	62	65	73	76	80	79	92	93	

В горных районах в зависимости от времени года климатические условия существенно изменяются по сравнению с прилегающими равнинами. Летом в горах быстро падает температура воздуха: средний градиент составляет около $0,6^\circ$ на 100 м поднятия. Это объясняется не только влиянием свободной атмосферы, но и некоторым сокращением инсоляции в связи с увеличением облачности. Усилению температурного контраста между горными районами и прилегающими равнинами способствует сильное прогревание последних, особенно в степной зоне. Зимой, наоборот, на равнинах нередко оказывается холоднее, чем в горах, особенно во время прохождения холодных масс воздуха. В связи с этим вертикальный градиент температуры зимой в среднем близок к 0° , и заметно понижается температура только в высокогорных районах.

При прохождении циклонов над горными хребтами в предгорьях и на склонах с наветренной стороны происходит обострение не только ясно выраженных атмосферных фронтов, но и размывающихся окклюзий, что приводит к увеличению осадков по сравнению с прилежащими равнинами. В силу преимущественного движения циклонов с запада на восток почти на всем протяжении материка наветренными по отношению к приходящим фронтам оказываются западные склоны.

Положение верхней границы леса и снеговой линии в материковом умеренном климате сильно колеблется в зависимости от географической широты, температуры воздуха в летние месяцы, степени увлажнения.

Океанический умеренный климат. Радиационный баланс поверхности океанов за год примерно в 1,5 раза больше, чем на материках, и достигает, например, в умеренных широтах Атлантики $30-60$ ккал/см². Радиационный баланс имеет простой годовой ход с ярко выраженным максимумом в июне—июле ($6-9$ ккал/см²мес) и отрицательным значением в декабре ($-1, -3$ ккал/см²). Таким образом, водная поверхность, особенно в акваториях с теплыми течениями, в зимнее время теряет значительно большее количество радиационного тепла, чем суша, и тем самым оказывает охлаждающее влияние на атмосферу.

Кроме тепла остаточной радиации в умеренные широты океанов почти столько же поступает адвективного тепла с теплыми морскими течениями. До 80% общих тепловых ресурсов расходуется на испарение и 20% — на турбулентный обмен с атмосферой (главным образом в зимнее полугодие).

Морские воздушные массы умеренных широт формируются главным образом из морских арктических (антарктических) и тропических. Трансформация арктических и антарктических воздушных масс начинается на западе океанов, в тылу движущихся на восток циклонов. Продвигаясь в направлении субтропиков, эти воздушные массы меняют свои свойства: прогретые и увлажненные они выносятся к западным берегам материков. Зима на океанах в умеренных широтах значительно теплее, чем на материках, и

средняя температура зимних месяцев на несколько градусов выше нуля. Лето более прохладное, особенно в Южном полушарии. Циклоническая деятельность развита во все сезоны. Характерны ветры значительной силы, часто бывают штормы, особенно в Южном полушарии. Зимой нередко снегопады.

Таким образом, океаническим умеренным климатам свойственны небольшие годовые амплитуды температуры, сравнительно равномерное распределение осадков в годовом ходе, повышенные и даже штормовые скорости ветра — «ревущие сороковые» — в Южном полушарии (табл. 111).

Таблица 111

Сезонные характеристики режима ветров, температуры воздуха и осадков

Метеорологические элементы	Январь	Июль
Атлантический океан, 50° с. ш., 30° з. д.		
Преобладающие ветры	западные	западные
Вероятность штормов, %	15—20	менее 5
Температура воздуха, °С	7	15
Вероятность осадков, %	20	10—15

Умеренный климат западных побережий материков. Резко преобладает западный перенос океанического воздуха на материк в проходящих циклонах и антициклонах. Наблюдающаяся в течение всего года циклоническая деятельность определяет изменчивость условий погоды. Средняя междусуточная изменчивость температуры воздуха составляет 1—2°, а в некоторых случаях, при смене арктического и тропического воздуха 15—20°. В формировании погоды адвективный фактор является определяющим не только зимой, но и летом. Влияние океана сильно ощущается зимой, когда морской воздух, проникая на материк, оказывается относительно теплым и устойчиво стратифицированным. Это сказывается как на величине средних месячных температур воздуха, так и на термической структуре холодного сезона. В Париже, например, в ходе температуры зимой проявляются три типа погоды: «относительно теплая», «прохладная», «относительно холодная» (табл. 112).

Летом морской воздух приобретает над сушей неустойчивую стратификацию и быстро прогревается. Типы погоды, составляющие термическую структуру теплого периода, характеризуются более низким уровнем температуры воздуха, чем в материковом типе климата, что сказывается и на величине средней месячной температуры воздуха (табл. 113).

Таким образом, в формировании умеренных климатов на западных побережьях материков очень велика роль циркуляционных

Таблица 112

Адвективные типы погоды в летнем (июнь — август) и зимнем (декабрь — февраль) сезонах в умеренном климате на западных побережьях материков (Париж)

Тип погоды	Преобладающая температура воздуха в 12 час. по Гринвичу, °С	Адвекция воздушных масс	
		район выноса	повторяемость, %
Июнь — август			
Очень теплая	от 24 до 28	с юга и юго-запада Средиземноморья	40
		с юго-востока Европы	20
Теплая	от 18 до 23	слабоградиентное барическое поле с востока Атлантики	40
		с северо-запада Русской равнины	85
Относительно прохладная	от 13 до 17	слабоградиентное барическое поле из северо-востока Атлантики	10
		из Северной Европы	5
			65
			35
Декабрь — февраль			
Относительно теплая	от 9 до 11	с юго-запада Средиземноморья	95
Прохладная	от 4 до 8	слабоградиентное барическое поле с востока Атлантики	5
		с юго-востока Европы	80
Относительно холодная	от —2 до +3	слабоградиентное барическое поле с северо-востока Атлантики и Северной Европы	10
		из Восточной Европы	10
		слабоградиентное барическое поле	65
			15
			20

факторов главным образом циклогенеза на полярном и арктическом (антарктическом) фронтах и адвекции воздушных масс. Наоборот, роль радиационных факторов разного происхождения из-за почти постоянно значительной облачности отступает на второй план.

Средняя температура воздуха в зимние месяцы положительна. Летом в Северном полушарии температура выше 15°, но ниже 20°, в южном 10°. Годовое количество осадков на равнинах составляет 500—600 мм, на гористых берегах может превышать 2000 мм. Распределяются осадки по сезонам довольно равномерно. Пасмурная и дождливая погода характерна для всех сезонов года, а в особенности для осени и зимы, к тому же в эти сезоны велика повторяемость туманов.

Широколиственные леса и луговая растительность свидетельствует об устойчивом и достаточном увлажнении. С приближением к высоким широтам увлажнение становится избыточным. Положительная в среднем температура воздуха зимой позволяет во многих местах сохраняться зеленому травяному покрову в течение

Таблица 113

Температура воздуха, осадки и относительная влажность на западе материков в умеренном поясе

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	

Гринвич, 51° с. ш., 0° в. д., 7 м													
Температура, °C	4,2	4,3	6,0	8,6	12,1	15,2	17,1	16,6	14,3	10,4	6,9	5,0	607
Осадки, мм	48	41	41	42	45	46	57	60	49	61	61	56	

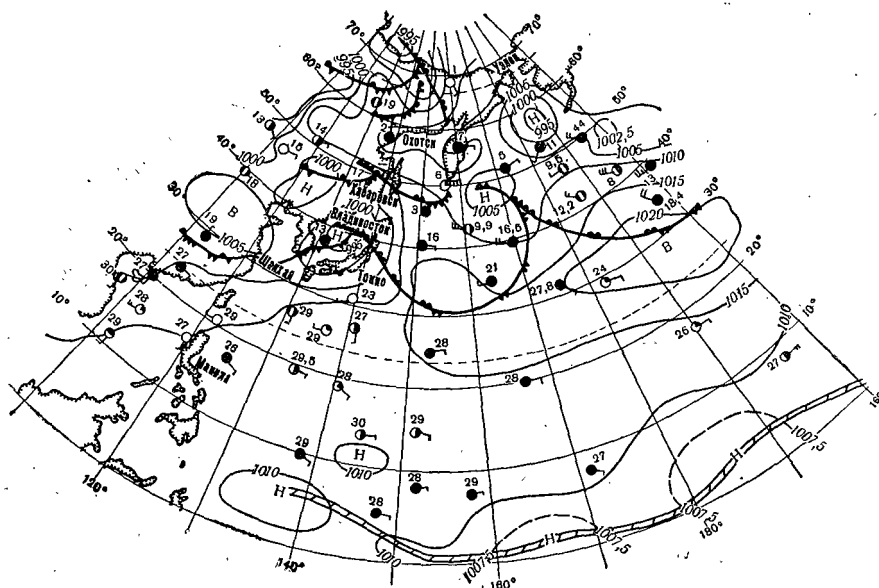
Париж, 49° с. ш., 2° в. д., 50 м													
Температура, °C	3,0	3,9	6,4	9,7	13,9	16,6	18,3	17,8	15,0	10,3	6,2	3,6	613
Осадки, мм	48	41	40	44	54	56	60	60	50	57	51	52	
Влажность, %	86	81	76	69	71	73	73	74	79	85	87	88	

Принс-Руперт, 54° с. ш., 130° в. д., 52 м													
Температура, °C	1,6	2,2	3,6	6,1	9,3	11,8	13,5	13,9	12,0	8,6	5,2	2,7	2413
Осадки, мм	224	188	210	172	132	105	118	147	207	326	307	277	

Евангелистас, 52° ю. ш., 73° з. д., 50 м													
Температура, °C	8,6	8,6	8,4	6,9	5,6	4,6	4,2	4,1	4,8	5,7	6,2	7,5	3028
Осадки, мм	293	263	285	295	245	239	233	217	229	222	252	257	

ние круглого года. Однако недостаток летнего тепла снижает верхнюю границу леса в горах до 500—700 м над ур. моря.

Умеренный климат восточных побережий материков имеет отчетливо выраженный муссонный характер. Летом сильно развита циклоническая деятельность (рис. 61), в резуль-



Действие рельефа проявляется в усилении осадков на обращенных к проходящим циклонам склонах гор (главным образом южные и юго-западные склоны). Распределение температуры воздуха в условиях зимнего антициклонального режима и пересеченного характера поверхности отличается большой пестротой.

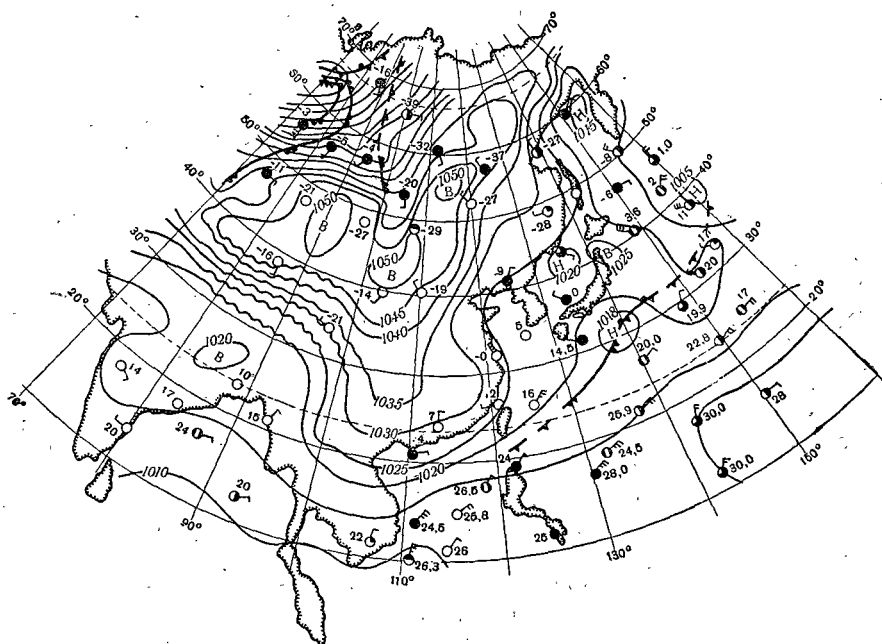


Рис. 62. Развитие антициклона зимой на востоке Азии (3 января 1971 г.).
(Условные обозначения как на рис. 54)

В северо-восточных районах ослабление влияния зимних материковых антициклонов и усиление циклонической деятельности приводит к тому, что зимний материковый муссон мало выражен, зима менее холодная, но очень ветреная. Распределение осадков в году более равномерное:

Ключи, 56° с. ш., 160° в. д., 26 м

Темпера- тура, °C	-16,9	-15,0	-10,5	-2,7	4,1	10,8	14,7	13,8	8,6	1,4	-7,5	-14,6	-1,2
Осадки, мм	60	48	40	27	29	30	56	61	45	50	52	64	562

ТИПЫ КЛИМАТА В СУБАРКТИЧЕСКОМ И СУБАНТАРКТИЧЕСКОМ ПОЯСАХ

В связи с особенностями распределения материков и океанов в Северном и Южном полушариях в субарктическом поясе в Северном полушарии наблюдаются два основных типа климата — материковый и океанический, в субантарктическом поясе Южного полушария один тип климата — океанический.

Материковый субарктический климат. Летом в северной части Азии и Северной Америке преобладают ветры северных направлений, так как центры циклонов проходят в это время года по более южным траекториям. Арктический воздух над материком в условиях значительного притока солнечной радиации (длинный день) трансформируется, приближаясь по своим характеристикам к воздушным массам умеренных широт. Зимой, наоборот, преобладающие южные ветры несут умеренный воздух, который, охлаждаясь в северных районах, приобретает свойства арктического. Таким образом, в материковом субарктическом типе климата сезонные различия в преобладающих воздушных массах обусловлены не столько адвективными процессами, сколько трансформацией воздушных масс, вызванной резко меняющимся по сезонам радиационным балансом земной поверхности. В зимнее время года радиационный баланс отрицателен и в условиях преобладания антициклонического режима обуславливает выхолаживание воздуха и глубокое промерзание почвы при малой высоте снежного покрова. Наоборот, летом радиационный баланс достигает значений его в умеренных и даже тропических широтах (в июне $8 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$) и обуславливает прогрев воздуха и оттаивание вечномерзлых слоев почвы. Границы субарктического пояса менее определены, нежели границы других поясов.

Материковый субарктический климат отличается очень холодной продолжительной зимой и относительно теплым коротким летом. Средняя годовая амплитуда температуры достигает наибольших для земного шара значений: в северо-восточной Якутии — 65° . Короткий, но весьма теплый для этих широт летний период позволяет развиваться земледелию даже за Полярным кругом.

Суровость зим и кратковременность теплого периода способствует образованию непроницаемого для воды многолетнемерзлого грунта, мощность которого достигает нередко более 100 м. Многолетняя мерзлота вызывает ряд специфических явлений, свойственных этому типу климата: грунтовые и речные наледи, сезонные бугры вспучивания, «каменные кольца», явления термокарста. Основной фактор разрушения горных пород зимой — морозное выветривание, а в теплое время года развивается снос продуктов разрушения — стекание пропитанного водой грунта. Химическое выветривание проявляется очень слабо, поэтому вода в реках чистая и прозрачная. Коэффициент поверхностного стока очень высок.

Осадков выпадает мало (200 мм), так как влагосодержание воздушных масс невелико, и, несмотря на малое испарение (радиационный баланс в годовом выводе составляет $12\text{—}15 \text{ ккал/см}^2$), увлажнение не всегда оказывается достаточным; на холодный период приходится 20—30% годовой суммы осадков. Летние осадки выпадают преимущественно на холодных фронтах в виде слабых и непродолжительных дождей (табл. 114).

Климатическая роль рельефа проявляется главным образом в температурном режиме. В районах с пересеченным характером

Таблица 114

Температура воздуха и осадки в материковом субарктическом климате

Метеорологические элементы	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
Якутск, 61° с. ш., 129° в. д., 99 м						
Температура, °С	—43,2	—35,9	—22,2	—7,4	5,7	15,4
Осадки, мм	7	6	4	8	15	29
Форт-Юкон, 67° с. ш., 145° з. д., 128 м						
Температура, °С	—30,5	—25,6	—17,1	—5,7	6,4	14,9
Осадки, мм	15	12	10	6	10	18

Продолжение табл. 114

Метеорологические элементы	Месяцы						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Якутск, 61° с. ш., 129° в. д., 99 м							
Температура, °С	18,7	14,8	6,2	—7,9	—28,0	—39,8	—10,3
Осадки, мм	39	38	22	15	11	8	202
Форт-Юкон, 67° с. ш., 145° з. д., 128 м							
Температура, °С	16,4	12,8	4,9	—6,6	—21,0	—29,4	—6,7
Осадки, мм	23	28	19	16	12	12	181

рельефа, затрудняющим обмен воздуха в приземных слоях, температурные различия между зимой и летом наибольшие. По той же причине очень велики изменения температуры воздуха с высотой в горах, особенно в зимние месяцы, когда в нижнем километровом слое рост температуры с высотой достигает в среднем 2,5° на 100 м. На высоких водоразделах на 20° теплее, чем в долинах. В северо-восточной Якутии средняя температура воздуха в январе в некоторых долинах составляет —50°, а минимальная — почти —70°. Мощная зимняя инверсия температуры — одна из наиболее характерных особенностей материкового субарктического климата. Летом температура с высотой быстро падает, и верхняя граница леса проходит в среднем ниже 600 м.

Океанический субарктический и субантарктический климат характеризуется интенсивной циклонической деятельностью во все сезоны года, особенно в Южном полушарии. Сезонная смена воздушных масс — морского арктического (ан-

тарктического) и морского воздуха умеренных широт — не вызывает резких температурных различий между зимой и летом, и годовая амплитуда температуры не превышает 20° . Таким образом, зима оказывается относительно мягкой, лето же настолько прохладным, что на островах и побережьях материков древесная растительность не развивается и преобладает тундра. Суровость этого типа климата велика особенно зимой, когда часто дуют сильные ветры.

ТИПЫ КЛИМАТА В СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Важнейшими факторами климата полярных областей являются своеобразие режима и значительные суммы инсоляции, а также наличие в течение круглого года снежного и ледяного покрова. Радиационный баланс в годовом выводе отрицательный, и даже в летние месяцы мал, несмотря на значительную инсоляцию. Причина этого в большой отражательной способности снега. Сочетание высокого альбедо и большой излучательной способности подстилающей поверхности обуславливает отрицательный радиационный баланс в течение большей части года; в Арктике он невелик; в Антарктиде — достигает -5 ккал/см²год. В короткие периоды с положительным балансом основная часть радиационного тепла идет на нагревание и таяние снега и льда, поэтому температура воздуха и летом остается низкой. В Центральной Арктике она редко поднимается выше 0° . Во внутренних районах Антарктиды летние морозы удерживаются на уровне -30 , -35° . Характерной чертой термического режима полярных областей является «безъядерность» зим — средние температуры зимних месяцев различаются мало и наиболее холодным может быть любой месяц. Кроме того, в полярных областях в любое время года суточный ход температуры невелик (амплитуда $1-2^{\circ}$), но велики неперiodические ее изменения за счет адвекции и турбулентного перемешивания воздуха; в отдельных случаях зимой за сутки температура изменяется на $20-30^{\circ}$.

Вертикальное распределение температуры характеризуется наличием мощных инверсий, возникающих как за счет сжатия, так и радиационного выхолаживания воздуха от подстилающей поверхности. Нередко мощность инверсий достигает $3-4$ км, а градиент температуры -10° и более на 500 м подъема; инверсии сохраняются даже при сильных ветрах. Летом инверсионное распределение температуры наблюдается реже.

Конденсация влаги на поверхности снега и выпадающие осадки в совокупности значительно превосходят испарение. Осадков по сравнению со средними широтами выпадает мало.

В климате полярных областей различаются материковый и океанический типы. Первый наиболее ярко представлен в Южном

полушарии (Антарктида), второй — в Северном (Северный Ледовитый океан).

Материковый полярный климат. Для него характерны исключительно суровая зима и холодное лето. Средняя температура воздуха всех месяцев в году отрицательная. Минимум температуры достигает предельно низких для земного шара значений (во внутренних районах Антарктиды — почти -90°). Преобладающий зимой и летом антициклональный режим и малое влагосодержание атмосферы способствует как приходу, так и расходу радиации. В середине лета приток солнечной радиации больше, чем в районах близких к субтропикам. Так, например, на ст. Пионерская (70° ю. ш.) суммарная радиация в декабре составляет 24 ккал/см^2 , а в Ташкенте (41° с. ш.) в июне — 19 ккал/см^2 . Но отражение от снежного покрова настолько велико, что радиационный баланс на ст. Пионерская в декабре меньше 2 ккал/см^2 , тогда как в Ташкенте в июне он составляет около 8 ккал/см^2 . Однако на поверхности обнаженных скал в Антарктиде (в оазисе) радиационный баланс в декабре достигает 9 ккал/см^2 , что вызывает стаивание снега на небольших пространствах вокруг и образование местной кучевой облачности. Вертикальный градиент температуры в приземном слое воздуха очень велик: температура воздуха у нагретой Солнцем каменистой поверхности достигает 35° , а на высоте 2 м — 12° ниже нуля.

Очень важной климатической характеристикой антарктического климата является ветер, который в сочетании с низкой температурой обуславливает крайнюю суровость климата, чрезвычайно интенсивный метелевый перенос снега и его уплотнение.

Наибольшие скорости ветра наблюдаются обычно в окраинных частях Антарктиды — в местах, где влияние барического градиента на движение воздуха усиливается гравитационным его стоком в условиях благоприятного рельефа; средние месячные скорости ветра достигают 15 м/сек , а в отдельных случаях — 30 м/сек . Зона стоковых ветров в Антарктиде имеет ширину $600\text{—}800 \text{ км}$.

Осадки во внутренней Антарктиде выпадают главным образом в твердом виде. Это антициклонические осадки из сублимационной изморози и кристалликов льда, а также слабые циклонические снегопады. Годовое количество осадков в среднем не более $40\text{—}50 \text{ мм}$ (табл. 115). Тем не менее ежегодно накапливающийся избыток не растаявшего и не испарившегося снега подвергается постепенной фирнизации и выносится в движущихся ледниках. По мере приближения к антарктическому побережью количество осадков увеличивается до $600\text{—}700 \text{ мм}$.

Океанический полярный климат. Поверхность океана в полярной области в основном всегда покрыта льдами. Тепловой баланс этой поверхности весьма своеобразен. Годовой радиационный баланс близок нулю, но в области окраинных арктических морей достигает $5\text{—}10 \text{ ккал/см}^2$. Главной приходной статьей в общем балансе тепла является тепло океанических вод, проникаю-

Таблица 115

Температура воздуха и осадки в материковом полярном климате 1958—1959 гг.

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ст. Восток, 78° ю. ш., 107° в. д., 3420 м													
Температура, °С	−33,6	−44,0	−54,0	−63,1	−63,4	−66,7	−66,9	−70,6	−67,2	−59,0	−43,8	−32,2	
Осадки, мм	0,6	1,0	7,0	4,3	8,6	12,4	5,9	5,4	4,8	1,8	0,6	0,8	53,2

Таблица 116

Температура воздуха и осадка в океаническом полярном климате

Метеорологические элементы	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Алерт, 82° с. ш., 62° з. д., 62 м													
Температура, °C	-33,6	-33,8	-32,7	-24,2	-11,9	-0,4	3,7	0,6	-9,8	-20,0	-25,9	-30,2	
Осадки, мм	7	5	6	5	10	12	17	27	27	15	7	7	145

щее через толщу ледяных полей и разрывы в них. С мая по сентябрь, несмотря на отражение от поверхности снега, радиационный баланс относительно велик, и льды частично тают. В это время года поток тепла океанических вод близок к нулю, радиационное же тепло расходуется в основном на испарение и таяние и немного на нагревание воздуха. Последнее имеет место главным образом весной, когда воздух еще холоден, а температура поверхности снега под действием инсоляции оказывается гораздо выше. В период с октября по апрель радиационный баланс отрицателен и потеря тепла на излучение восполняется в первую очередь притоком тепла от подводных океанических вод и, кроме того, из атмосферы.

В зимнее время года умеряющее влияние океана на температуру воздуха проявляется в том, что морозы никогда не достигают такой силы, как на материке. Средняя температура января во внутренней Арктике оценивается в -40° , а минимумы — около -55° , что значительно выше, чем в северо-восточной Якутии (табл. 116).

Летом в связи с охлаждающим действием массового таяния льда и снега температура воздуха держится около 0° . У верхней границы охлажденного воздушного слоя часто образуется сплошной облачный покров, и относительная влажность во всем подинверсионном слое очень высока.

Из-за преобладающей летом пасмурной погоды и частых туманов теряется много прямой солнечной радиации, но все же значительная ее часть достигает земной поверхности в виде рассеянной радиации. В общей сложности радиация (прямая и рассеянная) составляет в июле около 16 ккал/см^2 , т. е. столько же, сколько в средних широтах. В Центральной Арктике ежемесячно насчитывается около 15—20 дней с осадками. Однако из-за малого влагосодержания воздуха интенсивность осадков невелика, а потому годовые суммы не превышают 150—200 мм. В периферических частях Арктики осадки увеличиваются до 300 мм, а в отдельных секторах и более. Выпадение осадков часто сопровождается метелью.

СХЕМА КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗЕМНОГО ШАРА

Климатическое районирование земного шара представляет сложную задачу, которую необходимо решать с учетом всего комплекса природных условий. В основе климатического районирования лежит пространственное изменение метеорологических условий в зависимости от режима инсоляции, циркуляции атмосферы и особенностей земной поверхности. Однако количественные изменения метеорологических элементов только в общем виде указывают на качественные переходы климата, т. е. на изменения характера действия климата на остальные элементы природной среды. Последнее

и является основной целью климатического районирования. Качественным изменением климата наиболее ярко соответствует характер растительно-почвенного покрова, и в связи с этим обобщенные геоботанические границы во многих случаях могут рассматриваться как границы климатические.

При использовании геоботанических показателей в качестве климатических косвенных надо всегда помнить о метеорологической природе климата. Нельзя при выделении климатических областей руководствоваться исключительно ландшафтными признаками, объединяя по геоботаническим показателям территории с различным режимом инсоляции и циркуляции атмосферы. Например, не во всех случаях ландшафт тундры свидетельствует о преобладании арктических масс воздуха или наличие влажных тропических лесов — об экваториальном типе климата.

Задача климатического районирования — не только выделение различных по своему характеру климатических провинций, но и установление между ними генетических связей и подчиненности. Подчиненность более мелких климатических единиц более крупным заключается в том, что мелкие территориально входят в состав крупных. Единицы первого порядка — это климатические пояса, выделяемые на основе широтных закономерностей тепло-влагообмена атмосферы с земной поверхностью и распределения воздушных течений, т. е. по признаку распространения зональных типов воздушных масс (экваториальных, тропических, умеренных, полярных). Единицы второго порядка — климатические области, выделяемые внутри поясов, исходя из региональных особенностей радиационного режима и циркуляции атмосферы. Единицы третьего порядка — горные климатические области, климат которых определяется влиянием горных систем (высота над уровнем моря, экспозиция, возмущения в воздушном потоке) на общий режим инсоляции и циркуляции атмосферы в данном районе земного шара. Единицы четвертого порядка — климатические районы, входящие в состав климатических областей и обусловленные не только географической широтой, высотой над уровнем моря, континентальностью или океаничностью положения, но и всей совокупностью местных физико-географических условий: формами рельефа, солонной экспозицией, характером растительности и др.

Схема расположения климатических областей земного шара, в основу которой положены географические особенности радиационного режима и циркуляции атмосферы, приведена на рис. 22 в гл. 3. Границы климатических поясов уточнены по геоботаническим показателям.

КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ КЕППЕНА И БЕРГА

Наряду с генетической классификацией типов климата существуют классификации, основанные на внешних признаках. Приводим две наиболее широко распространенные схемы: классификацию

климатов В. Кёппена, предложенную им в ряде работ в период с 1900 по 1936 г., и классификацию Л. С. Берга (1925).

В основу классификации Кёппена положены количественные значения температуры воздуха и атмосферных осадков. В соответствии с взаимодействием климата и окружающей природой Кёппен выделяет пять основных типов:

A — тропический влажный. Средняя температура самого холодного месяца не ниже $+18^{\circ}$. Годовое количество осадков не менее 75 см.

B — сухой. Средняя температура наиболее теплого месяца выше $+10^{\circ}$. Годовое количество осадков (в см): при равномерном увлажнении — не более $2(T+7)$, при преобладании летних осадков — не более $2(T+14)$, при преобладании зимних осадков — не более $2T$, где T — средняя годовая температура.

C — умеренно теплый с достаточным увлажнением. Средняя температура наиболее холодного месяца ниже $+18^{\circ}$, но выше -3° . Годовое количество осадков: при преобладании зимних осадков — более $2T$, при преобладании летних осадков — более $2(T+14)$.

D — умеренно холодный с достаточным увлажнением. Средняя температура наиболее теплого месяца выше $+10^{\circ}$, наиболее холодного — ниже -3° . Осадки — как в предыдущем типе, зимой устойчивый снежный покров.

E — холодный, снежный. Средняя температура наиболее теплого месяца ниже $+10^{\circ}$.

В условиях климата типа *B* преобладают степи и пустыни.

В условиях климата типа *A*, *C*, *D* произрастают леса.

Основные типы климата, кроме типа *E*, подразделяются в зависимости от характера годового хода осадков на подтипы: с равномерным увлажнением (*f*), с сухим летом (*s*), с сухой зимой (*w*). Не ограничиваясь этим, В. Кёппен пытался отразить в своей классификации все огромное разнообразие встречающихся на земле климатических условий и вводил различные дополнительные обозначения.

Классификация В. Кёппена получила широкое распространение во всех странах как четко разработанная и хорошо отвечающая природным ландшафтными зонам (тундра, леса умеренных широт, степь, пустыня, влажный тропический лес). Недостатки классификации, во-первых, в значительной доле искусственности установления критерия засушливости климата, во-вторых, в недостаточной подчиненности принципам широтной географической зональности, которой вполне удовлетворяют только типы *A* и *E*, т. е. приэкваториальные и полярные. Климаты же *B* и *C* часто по существу незональны. В типе *B*, например, объединяются столь различные по широте местности, как Хартум и Омск, а область климата *C* на атлантическом побережье Европы охватывает пространство от юга Испании до Полярного круга. В-третьих, не от-

ражена в классификации высотная климатическая поясность: Абиссинское плато и Восточно-Китайская низменность, например, оказываются в одном и том же подтипе умеренно теплого климата с сухой зимой (C_w).

Классификация климатов Л. С. Берга во многом совпадает с классификацией Кёппена, но более географична. Л. С. Берг различает следующие одиннадцать типов климата: тундры, тайги, лиственных лесов умеренной зоны, муссонный умеренных широт, степей, пустынь внетропических, средиземноморский, лесов субтропических, пустынь тропических, саванн, тропических влажных лесов.

Для районов, лежащих выше снеговой линии, прибавляется 12-й тип — климат вечного мороза.

«Отмеченные выше зоны, — указывает Л. С. Берг, — есть области климатические, а не растительные... Климатические зоны не могут вполне совпадать с растительными, ибо распространение растений зависит не только от климата, а и от причин исторических... Климатическая зона лесов, например, только в общих чертах совпадает с растительной зоной того же наименования, в деталях же существуют расхождения. То же до некоторой степени справедливо и относительно почв» [2, стр. 355].

В отличие от В. Кёппена Л. С. Берг в своей классификации строго разграничивает широтную и высотную климатические зональности. В этом большое ее преимущество. Л. С. Берг указывает, например, что, несмотря на общее падение температуры воздуха с высотой в горах тропического пояса, климат этих горных районов следует рассматривать как горный вариант тропического типа, а не относить его на основании только температурных показателей к климатам умеренных широт.

✱

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И КЛИМАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ

ПОНЯТИЕ ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ И КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА

Вопрос об изменениях и колебаниях климата имеет чрезвычайно большое значение для понимания развития климатов в геологическом и в историческом прошлом, а также для прогноза их будущего. В связи с этим сведения об изменениях климатов могут быть полезны при поисках ископаемых и сырьевых ресурсов Земли; они важны, кроме того, для совершенствования долгосрочных предсказаний метеорологического режима, для изучения возможностей в осуществлении различных улучшений климата.

Так как климат является одним из важнейших факторов географической среды, то в изучении изменений и колебаний его всегда были заинтересованы ученые различных специальностей и широкий круг практиков. Большой вклад в изучение климатов геологического и исторического прошлого внесен геологами, палеоботаниками, зоологами и специалистами других наук. Вопросом изменений и колебаний климата занимались такие выдающиеся географы-климатологи, как А. И. Воейков, В. Кёппен, Л. С. Берг и др. Однако, несмотря на разносторонний и большой интерес к рассматриваемой проблеме, многочисленные фактические данные об изменениях и колебаниях климата в прошлом все еще далеко не полностью систематизированы и часто оказываются недостаточными, а потому изучение древних климатов на Земле остается одним из важных вопросов не только климатологии, но и других наук.

Прежде всего необходимо уточнить существо понятий «изменение и колебание климата»:

Известно, что метеорологический режим любого района земного шара в разные годы подвержен изменчивости. Так, страны Южной Европы, зимы которых обычно мягкие и влажные, в отдельные годы страдают от морозов и обильных снегопадов. В летописях и других источниках отмечается, что Черное море не раз замерзало, а в 859 г. замерзало Адриатическое море и в Венецию можно было ходить по льду. Очень суровые и продолжительные зимы 1621 и 1669 гг. вызвали замерзание Босфора, а в 1709 г. близ берегов вновь замерзало Адриатическое море. Еще бóльшая изменчивость метеорологического режима свойственна районам, располо-

женным в более высоких широтах. В Ленинграде, например, в 1814 г. средняя температура января была равна -21° , а в 1866 г. она поднялась до $-1,6^{\circ}$. Средняя же многолетняя температура января здесь составляет около -8° . Исключительно теплым на огромных пространствах Русской равнины был декабрь 1960 г., когда в Москве средняя температура достигла $-0,2^{\circ}$ и превысила норму почти на 8° .

Подобные колебания характерны не только для термического режима, но и для других метеорологических элементов, в частности для осадков, с чем связано чередование засушливых и влажных лет.

Рассмотренные примеры изменчивости метеорологического режима присущи климату, составляют его содержание. Они не дают основания для заключений о тенденции развития климата.

Под изменениями климата понимают направленное, прогрессивное улучшение или ухудшение его, в ходе которого происходит закономерное во времени изменение метеорологического режима, например, длительное повышение или понижение температуры в каком-либо районе и соответствующее изменение других метеорологических элементов. Такое направленное изменение метеорологических элементов возможно при изменении климатообразующих факторов. Оно может быть связано с увеличением или уменьшением количества тепла, поступающего от Солнца на земную поверхность, с изменением характера этой поверхности, включая соотношение между морем и сушей, орографию, альбедо, и, наконец, с изменениями поглощательной способности земной атмосферы в результате различного содержания в воздухе углекислоты, водяного пара, озона, обуславливающих тепличный эффект. Все эти причины в силу взаимосвязанности явлений природы могут вызывать более или менее длительные нарушения процессов прихода-расхода радиации, атмосферной циркуляции и влагообмена, а следовательно, изменение баланса тепла и влаги на Земле.

Реально ли подобное изменение климатообразующих процессов? Если рассматривать периоды времени, измеряемые геологическими эпохами, то можно утверждать, что как земные, так и астрономические причины изменения климата имели место. Об этом говорят многочисленные факты исторической геологии, палеоботаники, зоологии и других наук.

Таким образом, понятие «изменение климата», с полным основанием можно применить в том случае, когда говорится о больших промежутках времени, порядка геологических эпох. На сравнительно небольших отрезках времени часто нет возможности установить определенную направленность в изменении метеорологических элементов. В таких случаях чаще применяют понятие — «колебания климата». Обычно это название употребляют тогда, когда речь идет об изменениях климата Земли, не имеющих прогрессивного характера, например, о колебаниях его на протяжении исторического времени.

В литературе, однако, нередко «изменением климата» называют как прогрессивно направленные изменения метеорологических элементов, так и их колебания, имеющие свою ритмичность. Под ритмическими колебаниями понимают такие изменения метеорологических элементов и климата в целом, которые различаются как продолжительностью периодов, так и величиной амплитуды. Если ритмы атмосферных процессов сходны по интенсивности, но отделены друг от друга многолетними промежутками времени, то такие колебания, наиболее часто свойственные климату, называют циклическими.

ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ И ЕЕ МЕТОДЫ

Изучением изменений и колебаний климата занимается наука, которая называется палеоклиматологией. Палеоклиматология изучает климаты как геологического, так и исторического прошлого. Она пытается не только восстановить, но и объяснить последовательность смены климатов на всем протяжении истории Земли.

Методы изучения изменений и колебаний климата в зависимости от того, лежат ли в основе этого изучения метеорологические данные или косвенные признаки, резко делятся на две группы.

Наиболее объективным, прямым показателем изменчивости погоды и колебаний климата являются результаты инструментальных наблюдений метеорологических станций. Однако массовые наблюдения имеют сравнительно небольшую продолжительность и лишь в отдельных пунктах систематически ведутся с XVIII в. Вследствие этого широкое использование прямых признаков для восстановления климатов прошлого ограничено имеющимися рядами наблюдений.

Для реконструкции климатов геологического, да и значительной части исторического прошлого Земли приходится пользоваться в основном косвенными признаками. К ним относятся сведения о погоде и климате, содержащиеся в некоторых литературных произведениях и других исторических источниках. Множество косвенных признаков климатического режима имеется непосредственно в слоях Земли. Это — показатели геологических процессов: свидетельства разных типов выветривания и осадконакопления, включая состав и строение осадочных пород, показатели гидрологических и других природных процессов, различные ископаемые остатки животных и растений.

Использование косвенных признаков для изучения изменения климатов прошлого основано на предположении, что связи между климатом и другими природными явлениями с течением времени не только сохраняются, но и остаются такими же, как и в настоящее время. Таким образом, современное влияние климатов как на интенсивность процессов выветривания и осадконакопления, так, отчасти, и на органический мир в различных климатических зонах отождествляется с его влиянием в различные геологические эпохи.

Это, хотя и не бесспорное, допущение вооружает палеоклиматологию множеством явлений и процессов, зависящих от климата. Тем самым частично облегчается задача по восстановлению наиболее общих климатических условий прошлого.

Косвенные признаки, конечно, не отличаются той степенью точности и достоверности, которая характерна для инструментальных данных. К тому же в большинстве случаев они дают лишь качественные характеристики климатов прошлого.

В настоящее время в геологии и в палеогеографии все большее применение получают химический или изотопный метод определения палеотемпературы и, следовательно, климатов прошлого. Этот метод состоит в том, что в морских осадочных отложениях, например в составе карбонатов, содержится различное количество изотопов кислорода O^{18} и O^{16} . Соотношение между изотопами зависит от температуры тех вод, в которых образовались отложения. Если температура воды низкая, то содержание O^{18} в отложениях относительно высокое и изотопные контрасты выражены резко. Повышение температуры способствует сглаживанию различий изотопного состава отложений. Таким образом, по известному соотношению изотопов $O^{18}:O^{16}$ в морских ископаемых остатках представляется возможным определить температуру воды древних морей. Например, согласно Лоуэнштаму и др. [206], изотопные определения дают температуру воды меловых морей в полярной области не менее $10-15^{\circ}$. Однако и изотопный метод лишь приближенно оценивает термический режим. На соотношение изотопов в отложениях кроме температуры влияют другие факторы, в частности химический состав и соленость морской воды. Вместе с тем изотопный состав не всегда устойчив во времени.

Реальность восстановленных климатических условий прошедших времен будет увеличиваться с увеличением количества не противоречащих друг другу косвенных признаков. При этом остатки ископаемых видов животных и растений подвергаются статистической обработке и сравниваются с современным распределением фауны и флоры в различных климатических зонах и областях. Это сравнение и дает право сделать заключение о климатических условиях тех времен, к которым относятся ископаемые органические остатки. Отсюда следует, что достоверность восстановленных климатов зависит не только от надежности тех или иных косвенных признаков климата, но и от наших знаний современных климатов Земли.

КОМПЛЕКСНЫЕ ПРИЗНАКИ КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

Многочисленные ископаемые минеральные и органические остатки, представляющие косвенные признаки климата, можно объединить в группы, характеризующие температурный режим, режим влажности и осадков и другие метеорологические особенности климатов прошлого. Однако отдельные признаки могут одновременно

представлять различные черты климата. Их можно назвать комплексными признаками климатов прошлого. К таким признакам относятся отложения солей. Известно, что для образования соляных отложений требуется интенсивное испарение. Этот процесс энергично протекает в аридных климатах, отличающихся большой сухостью и высокой температурой воздуха. Например, согласно Грину [206], современное солеобразование в Северной Америке происходит в областях, где испаряемость в 2,5—3 раза превышает атмосферные осадки (испаряемость 2500—3000 мм/год, осадки до 1000 мм/год), а средняя годовая температура держится на уровне 19—20° (зимняя не ниже 10°). Таким образом, ископаемые толщи соли могут служить индикатором существовавшего во время их образования климата с высокой температурой, малой относительной и абсолютной влажностью и небольшим количеством осадков.

Наличие в осадочных породах каолина и в особенности бокситов, содержащих алюминиевую руду (Al_2O_3), — признак не только жарких, но и влажных климатов. Эти минералы представляют собой продукты химического выветривания и образуются в результате распада алюмосиликатов (полевого шпата). Активность процесса химического выветривания, как показывает развитие современной природы, наиболее значительна в условиях влажного жаркого климата.

К числу комплексных ботанических признаков теплых и влажных климатов можно отнести специфические черты ископаемой флоры: богатство видового состава, огромные размеры деревьев и листьев, отсутствие годичных колец и др.

ПРИЗНАКИ ТЕПЛЫХ КЛИМАТОВ

Помимо отложения солей, бокситов и специфических особенностей флоры есть и другие признаки теплых климатов.

Один из них — наличие в осадочных породах мелких частиц окиси железа (Fe_2O_3), придающих породам красный цвет. Типичные краснозёмы встречаются в настоящее время только в теплых климатах — от субтропических до тропических саванн — и представляют собой продукт разрушения железистых минералов (магнетит, бурые железняки, сидериты и др.).

Весьма важным признаком теплых климатов являются мощные толщи морских известняков — кальцита (CaCO_3) и доломита. Известняки могут иметь органогенное и химическое происхождение. К первым относятся ракушечники, образующиеся за счет накопления органических остатков многочисленных морских микроорганизмов. Этот процесс в теплых мелководных морях одновременно сопровождается химическим осаждением карбоната кальция. Известно, что в чистой воде углекислый кальций практически нерастворим и выпадает в осадок. Но в воде, содержащей углекислый газ (CO_2), карбонат кальция растворяется и делает эту воду извест-

ковой. Поэтому, чем больше углекислоты содержится в воде, тем более она способна держать в растворе карбонат кальция.

Таким образом, осаждение карбоната кальция зависит от содержания в воде углекислого газа. Последнее в свою очередь определяется температурой. Теплые воды вследствие малого содержания в них углекислоты быстрее насыщаются известью, и именно из них углекислый кальций выпадает в осадок. Наоборот, хо-

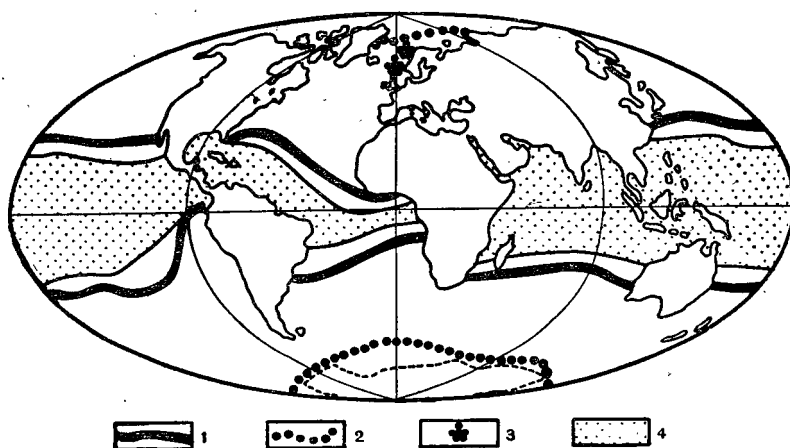


Рис. 63. Современное распространение кораллов (из М. Шварцбаха [211]):
1 — полярная граница рифов; 2 — граница мадреновых кораллов и морских анемонов; 3 — отдельные области развития кораллов; 4 — богатое развитие коралловых рифов

лодные моря, богатые углекислотой, способны удерживать известь в растворе. Поэтому осадки, отлагающиеся на дне этих морей, обычно бедны карбонатами или совсем их лишены. Отсюда следует, что наличие или отсутствие в осадочных отложениях мощных толщ известняков может служить признаком теплого или холодного климата.

От содержания углекислоты в морских водах зависит и осаждение фосфоритов. Пласты фосфоритов образовались преимущественно на дне теплых морей. Н. С. Шатский [210] полагает, что температурный режим этих морей сходен с режимом современных тропических и средиземноморских бассейнов, где температура воды превышает $+15^{\circ}$.

К числу важнейших признаков теплого климата относятся коралловые рифы. В настоящее время колонии кораллов обитают в теплых морях с температурой воды около $21-22^{\circ}$. Их современное распространение на мелководьях (глубина $20-50$ м) ограничено в основном 30° северной и южной широты. Однако ископаемые коралловые рифы найдены далеко за этими пределами, в частности

в Англии, Скандинавии и в других умеренных и высоких широтах (рис. 63), что свидетельствует о теплом климате этих мест в геологическом прошлом.

Надежные признаки теплых климатов дает ископаемая флора и фауна, а прежде всего их видовое богатство. В тропических широтах южной Америки в настоящее время насчитывается около 40 000 видов растений, в Средней Европе — 1100, а на севере СССР — всего 250—350 видов. Аналогичные изменения по мере перехода от низких широт к высоким происходят с видовым составом древесной растительности. В многоярусном тропическом лесу на Камерунском побережье Африки насчитывается до 500—600 видов древесных пород. В среднеевропейском лиственном лесу их всего лишь 10—15 видов. Пальма — наиболее яркий представитель тропической флоры. Граница ее естественного произрастания в настоящее время достаточно хорошо совпадает с положением на карте изотермы $+20^{\circ}$ и в некоторых классификациях принимается за рубеж тропических климатов. Однако ископаемые остатки древесины, листьев и плодов пальмы встречаются в пластах углей умеренных широт: на юге Франции, в Средней Европе и в других ныне нетропических районах.

Большое разнообразие видового состава фауны — характерный признак теплых климатов. Л. С. Берг [133] отмечает, что, например, в бассейне р. Конго насчитывается 3200 видов рыб, а в речной системе на территории всего СССР известно только 300 видов рыб. Еще ярче контрасты видового состава морской фауны в низких и высоких широтах. В индонезийских морях известно около 40 000 видов морских животных, в Средиземном море их обитает уже около 8000 видов, а в северных морях — всего лишь 1200—1400 видов.

Можно предполагать, что климаты геологического прошлого Земли оказывали аналогичное влияние на распределение фауны. Однако на разнообразие видового состава морской фауны кроме климата существенно влияют соленость и состав вод. На континентах видовое разнообразие кроме температуры зависит от влагообеспеченности. Поэтому как в отложениях жарких морских, так и континентальных климатов не исключена бедность видового состава флоры и фауны.

Из представителей наземной фауны лучше всего характеризуют теплый климат холоднокровные сухопутные организмы, и прежде всего пресмыкающиеся. Крупные представители пресмыкающихся отсутствуют уже в умеренной зоне. Сравнительно беден в этой зоне их видовой состав. Так, М. Шварцбах [211] пишет, что в Европе насчитывается 64 вида пресмыкающихся, в то время как во внутренней Индии — 221, а на Шри Ланке и в Бирме — до 536 видов. Еще больше различается число видов змей. На сравнительно небольшой площади о. Ява их насчитывается 122 вида, а под Ленинградом — всего лишь 2 вида. Таким образом, богатство ископаемых видов пресмыкающихся и их гигантские размеры служат призна-

ком теплых климатов. То же относится к низшим теплокровным, у которых температура тела может колебаться в значительных пределах. Относящиеся к этому классу животных летучие мыши в настоящее время живут преимущественно в тропических странах, и только один их вид обитает в холодных климатах.

ПРИЗНАКИ ХОЛОДНЫХ КЛИМАТОВ

В холодных климатах химическое выветривание имеет слабое развитие. Преобладающая роль принадлежит физическому выветриванию. Оно заключается в разрушении горных пород под действием температурных колебаний, в особенности при замерзании воды в их трещинах. Поэтому для отложений холодных климатов характерны массы обломочного материала, содержащего легко выветриваемые минералы (полевошпат, роговая обманка и др.).

Весьма важным показателем холодного климата являются оледенения, связанные с ними весьма характерные отложения и своеобразные формы ландшафта. Достоверность древних материковых оледенений доказывается встречающимися иногда ископаемыми льдами, а чаще — моренными отложениями. Изучение современного оледенения показывает, что ледник в процессе своего поступательного движения переносит на большие расстояния огромное количество камней и других материалов.

Еще более результативной в этом отношении была деятельность древних ледников, и в частности четвертичного оледенения, охватившего огромные пространства суши. При таянии и отступании ледника образовались отложения с характерным для них отсутствием слоистости и беспорядочным вкрапливанием различного размера валунов. Особенно показательны конечные морены с их зандрами, озами и друмлинами, вытянутыми в направлении движения древнего ледника. Ископаемые моренные отложения найдены во многих местах земного шара в умеренных и даже в тропических широтах и свидетельствуют о холодном климате этих мест в соответствующее время.

В непосредственной связи с холодными климатами и с явлением оледенения находятся ископаемые вечномёрзлые грунты и «ледяные клинья». Последние встречаются сравнительно часто как результат зимнего замерзания почвы, при котором образуются глубокие трещины. При летнем оттаивании они заполняются водой и илистыми отложениями. Морозобойные трещины четвертичного возраста встречаются во многих местах по периферии четвертичного оледенения. При этом в Средней Европе, по данным Шварцбаха [211], глубина трещин уменьшается с удалением от ледника.

О смене климата в ледниковые и межледниковые эпохи можно судить по расположению террас, в особенности морских. В ледниковое время в результате образования огромных масс льда уровень моря понижался, и оно отступало. В межледниковые (теп-

лые) эпохи происходил обратный процесс. Подсчеты показывают, что при полном таянии современных ледниковых покровов уровень моря поднялся бы на 70 м [128]. Поэтому низкое расположение древних морских террас может свидетельствовать о понижении, а высокое — о повышении температуры в соответствующие эпохи. При этом необходимо принимать во внимание тектонические и изостатические движения земной коры, существенно изменяющие положение террас. Под влиянием последних ледниковые морские террасы Скандинавии оказались на высоте около 300 м над современным уровнем моря.

Для характеристики климата геологического прошлого с определенной осторожностью можно применять данные о высоте снеговой границы. Ее положение, как известно, зависит не только от температуры, но и от количества осадков. Наиболее низко снеговая граница расположена в районах с относительно холодными и достаточно влажными климатами. В настоящее время в Северном полушарии снеговая граница достигает уровня моря под 81° с. ш. (Гренландия). В Южном, более влажном полушарии этого уровня она достигает уже под 53° ю. ш. (о. Херд в Индийском океане). Наоборот, наиболее высокое положение снеговая граница занимает в жарких и сухих климатах. В сухих тропиках, например, она располагается на высоте около 6000 м. О положении снеговой границы в доисторическое время можно судить по высоте древних кар или цирков в горных странах. Более низкое их расположение по сравнению с современным уровнем снеговой границы говорит прежде всего о более холодном климате соответствующего времени.

Однако и в данном случае нужно иметь в виду, что высотное положение древних кар и соответственно уровень снеговой границы могли измениться под влиянием опусканий или поднятий земной коры. Поэтому и этот признак следует применять с осторожностью.

Весьма ценные данные о суровости климата могут дать флора и фауна, отличающиеся бедностью видового состава в этом климате.

Характерной группой древесной растительности в холодных климатах являются хвойные. В областях с холодной зимой и относительно холодным летом произрастают лишь ползучие ивы, карликовые березы и мхи.

Южная граница тундры в настоящее время во многих местах на континентах хорошо совпадает с положением изотермы самого теплого месяца года $+10^{\circ}$. Отсюда следует, что ископаемые высокоствольные деревья, их различные остатки и пыльца, найденные в тундре, указывают на то, что в соответствующую эпоху район этих находок имел температуру хотя бы одного летнего месяца более $+10^{\circ}$. Но нужно учитывать возможность переноса, в особенности пыльцы, на большие расстояния. Это может сказаться на достоверности определения границы леса в геологическом прошлом.

Важное значение для характеристики климата имеют годовые кольца деревьев. Они наиболее характерны для древесной растительности умеренного пояса с зимним перерывом ее роста и для мест с ярко выраженным засушливым периодом года (саванны). В жарком и влажном климате в результате отсутствия сезонности деревья вегетируют в течение всего года и потому годовых колец не имеют. Едва различимы годовые кольца у полярных деревьев, что объясняется крайне медленным их развитием из-за суровости климата.

Довольно часто встречаются в отложениях холодных климатов ныне вымершие млекопитающие — мамонт и волосатый носорог. Эти животные были широко распространены в ледниковое время. Их остатки найдены как во многих местах Сибири, вплоть до Таймыра, так и на Украине.

Используя фауну в качестве характеристики климатов, следует учитывать большую приспособляемость животных к климатическим условиям. Например, современные сородичи мамонта и носорога прекрасно себя чувствуют в условиях жарких климатов. Нужно принимать во внимание и возможность миграции животных на большие расстояния. Отсюда следует, что единичная ископаемая находка северного животного еще не может служить достоверным признаком холодного климата.

ПРИЗНАКИ СУХИХ КЛИМАТОВ

Один из важнейших признаков аридного климата — это, как уже говорилось выше, отложение солей (каменной, калийной, гипса). Процесс отложения солей наиболее бурно протекает не только в сухих, но и в жарких климатах. Особенно много их выделяется в лагунах и на мелководьях соленых морей в сухих климатах (Каспийское, Аральское, Мертвое моря).

На земном шаре хорошо прослеживаются два пояса отложений солей. Они располагаются к северу и к югу от экватора, совпадают с положением аридных областей и подтверждаются не только современным солеобразованием, но и распространением месторождений ископаемой соли. В особенности это относится к Северному полушарию, для которого Лоци [211] построил карты распространения солей для различных геологических эпох и установил, что соляные пояса от одной геологической эпохи к другой изменяли свое положение, а следовательно, изменялось расположение аридных климатов. В раннем палеозое отложение солей происходило главным образом в высоких широтах Северного полушария. Позже пояс соленакопления смещался к югу и уже в пермский период находился в средних широтах; еще позже — в конце юрского периода — он приблизился к положению современного солеобразования.

К ландшафтам сухих климатов относятся степи и пустыни. В этих ландшафтах, особенно в пустынях, преобладает физическое

выветривание, вызванное колебаниями температуры и деятельностью ветра. С первыми связано образование трещин в скальных породах, шелушение их и превращение в массу обломочного материала. Ветер производит дальнейшую работу: измельчает и шлифует обломки, постепенно превращает их в песок, переносит его на большие расстояния и откладывает в виде высоких дюн. Геоморфологическими формами пустынных и полупустынных областей являются останцовые горы, сложенные более твердыми породами. Иногда встречаются ископаемые останцы.

Для аридных областей характерно небольшое количество видов растительности. Например, в современной Сахаре насчитывается всего 300 видов растений, т. е. примерно столько же, сколько и в субарктических климатах. Распространены ксерофиты с сильно уменьшенной поверхностью листьев, волосатым покровом и другими особенностями строения, уменьшающими транспирацию. Однако ксерофитные черты встречаются нередко не только у растений сухих климатов. Поэтому использовать эти признаки нужно с осторожностью.

Еще меньше показателей аридного климата дает животный мир. В особенности это относится к пустыням, отличающимся бедностью фауны. Несколько чаще встречаются ископаемые остатки животных степной зоны.

ПРИЗНАКИ ВЛАЖНЫХ КЛИМАТОВ

В отличие от аридных во влажных климатах широко распространено и протекает с большой интенсивностью химическое выветривание. Поэтому важнейшим признаком влажного климата служат продукты химического выветривания в минералогическом составе осадочных пород: каолин (белая фарфоровая глина), железные, марганцевые и бокситовые руды и др. Их образование, как уже говорилось выше, происходит в условиях не только влажных, но и достаточно теплых климатах.

Весьма важным показателем влажного климата служат залежи торфа и каменного угля. Современные торфяные болота, занимающие пониженные участки местности, — это элемент ландшафта, широко распространенный не только в умеренных широтах. В Северном полушарии они встречаются, как правило, севернее 40° (рис. 64), в районах часто холодных, но с избыточным увлажнением, т. е. там, где осадки превышают испарение.

Значительное увлажнение характерно также для районов с бурно развивающейся древесной растительностью. Например, древовидные папоротники нуждаются не столько в высокой температуре, сколько в большом количестве влаги. Они в настоящее время широко распространены и прекрасно растут в Новой Зеландии, климат которой отличается умеренной температурой (15—18°) в летние месяцы, но большим количеством осадков — около 1000 мм, а в отдельных местах — 3000 мм (г. Хокитика). Поэтому угленос-

ные пласты, образовавшиеся в результате скопления остатков наземной растительности в пониженных формах рельефа, возникли именно в зоне влажного климата.

О влажном климате говорят следы эрозионных процессов: широко разветвленная речная сеть в современных пустынях, древние,

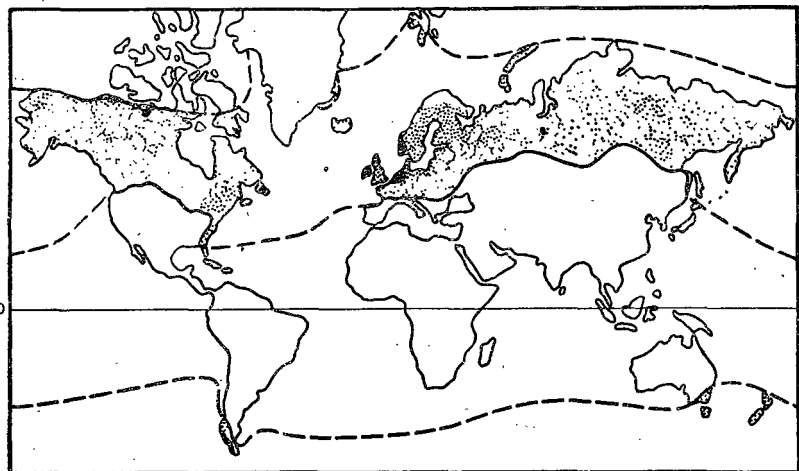


Рис. 64. Границы современного распространения торфяных болот (по М. Шварцбаху [211])

теперь отсутствующие озера с хорошо сохранившимися террасами и др. В настоящее время геологами установлено, что в плейстоцене Сахара отличалась обилием осадков и полноводными многочисленными реками. Отдельные из них были гораздо длиннее и полноводнее некоторых европейских рек, например Рейна или Лауры, в бассейнах которых выпадает около 800—1000 мм осадков. Исследования французской археологической экспедиции, возглавляемой Анри Лотом, позволяют предполагать, что некогда (не менее 600 000 лет назад) Сахара была плодородным цветущим плато.

ПРИЗНАКИ ДРУГИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

Весьма важная климатическая характеристика — это ветер и его господствующее направление. Одновременно ветер является одним из ведущих экзогенных факторов, изменяющих поверхность Земли. Следы деятельности ветра часто встречаются в ископаемом виде.

О господствующих направлениях ветров говорит расположение некоторых форм поверхности: дюн, барханов, ветровой ряби

и др., отличающихся асимметрией склонов. Известно, что крутой склон дюн и барханов образуется на подветренной, а пологий — на наветренной стороне. К. К. Марков [186], изучая параболические дюны, нагроможденные ветром в Центральной Европе, установил, что уже в послеледниковое время здесь существовал западный перенос воздуха. Ветровая рябь, характерная для песчаников, располагается обычно перпендикулярно направлению ветра и

так, что пологий ее склон обращен к ветру, а крутой находится на подветренной стороне.

Ветер оказывает большое влияние на жизнь растений, и в частности на расположение их корневой системы. Ископаемые деревья, найденные в каменноугольных отложениях в Англии (Шеффилд), имеют корни, протянутые в западном направлении горизонтально, а в восточном — они уходят вглубь. В настоящее время в районах с западными ветрами укрепление отдельно стоящих деревьев происходит аналогичным образом.

Для характеристики климатов прошлого нередко используется хорошо известная связь между морскими течениями и ветром. О направлении течений судят по встречающейся ряби в ископаемых морских осадках.

В различных слоях Земли изредка встречаются сплавленные массы песка, обуглившиеся де-

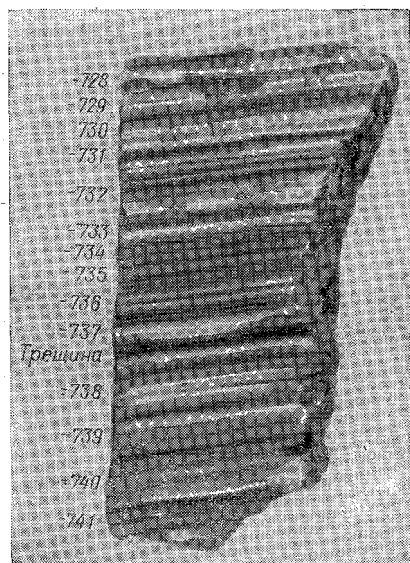


Рис. 65. Сезонная слоистость озерных отложений — ледниковых ленточных глин

рева. Это признаки гроз, которые как прежде, так и теперь часты в тропических климатах, особенно во влажных. В настоящее время, например, в Бейтензорге (о. Ява) в течение года бывает 322 грозовых дня, в Индии — 100, в Европе — 17, а в Гренландии — только 0,7 [211].

Осадочные породы иногда позволяют судить не только о климате, но и о его сезонных колебаниях. Сезонные колебания климата дают более или менее хорошо выраженную слоистость с чередованием толстых и тонких слоев. Наиболее яркий пример слоистости, отражающей сезонные колебания климата, — ленточные глины (рис. 65). Они отлагались на дне приледниковых озер при таянии материкового льда. В летнее время, при бурном процессе таяния, талые воды приносили в озера грубый материал. При этом образовывался толстый (2—3 см) и относительно светлый песча-

ный слой осадков. Зимой процесс таяния был слабым или вовсе прекращался, в озерах оттаивался тонкий (2—4 мм) и темный глинистый слой. Изучение слоистости озерных отложений дает основание для суждений не только о сезонных колебаниях климата, но и о межгодовой его изменчивости. Большая толщина летних слоев свидетельствует о высокой температуре летнего периода; малая — признак прохладного лета. Подсчет числа пар слоев ленточных глин имеет хронологическое значение и дает возможность установить скорость отступления ледника и время его исчезновения.

Кроме четвертичных ленточных глин есть многочисленные примеры других ископаемых ленточных слоев, пригодных для климатологического анализа. К ним относятся: ленточные сланцы, годовичная слоистость отложений каменной соли, кольца прироста деревьев.

Годичные кольца деревьев представляют собой наиболее яркий и широко известный пример сезонности роста, являющейся следствием соответствующих изменений климата, в особенности за пределами тропических широт. Впервые метод годовичных колец был применен для изучения климата Ф. Н. Шведовым [212] в 1881 г. В последующем этот метод был развит американским ученым Дугласом и другими исследователями. Он лег в основу так называемой дендроклиматологии.

Годичные кольца роста дают некоторые животные организмы: известковые створки моллюсков, чашечки кораллов, чешуйчатые рыбы. И их используют для климатологического анализа.

Таким образом, климаты прошлого оставили большое количество признаков как в неорганической, так и в органической природе. Изучение этих признаков является ключом для познания древних климатов, восстановление которых представляется весьма сложной задачей. Нередко ископаемые остатки не позволяют сделать однозначных заключений о климате прошлого. Вследствие этого «реконструкции климатов», сделанные различными авторами, не во всем совпадают. Это относится особенно к древнейшим эпохам Земли, слои которых подверглись большой метаморфизации и бедны климатическими показателями.

*

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ДРЕВНИХ КЛИМАТАХ ЗЕМЛИ

Геологическое время	Ископаемые свидетельства климата	Характер климата
Докембрийский этап развития Земли	Слои докембрия изучены в отдельных местах. Имеются толщи известняков и доломитов, первые красноцветные толщи; ленточные мергели с годовой и сезонной слоистостью. Органических остатков мало из-за сильной метаморфизации пород, а также в результате слабого развития органической жизни. Обнаружены мареноподобные отложения (тиллиты).	Длительные и существенные изменения в земной атмосфере завершились резким усилением роли солнечной радиации во всех земных процессах. Возникла неоднородность в географическом распределении климатических условий — сочетание жарких и относительно холодных, влажных и сухих областей.
Палеозойская эра. Кембрийский период	Широкое распространение известняков и доломитов, красноцветные песчаники и сланцы. Отложения каменной соли и гипсов.	Совокупность теплых и влажных, а также жарких и сухих климатических областей.
Ордовикский период	Толщи известняков, доломиты, красноцветы; остатки теплолюбивой фауны и морских водорослей	Климат продолжал оставаться жарким с небольшими термическими различиями и значительными контрастами увлажнения.
Силурийский период	Мощные толщи органогенных и хемогенных известняков, доломиты; каменная соль, гипс. Широкое распространение колоннальных кораллов. В отложениях много остатков растений (псилофитовая флора) и разнообразных видов морской и пресноводной фауны, давшей, в частности, толщи горючих сланцев.	Большие пространства занимали теплые влажные области, но вместе с тем имелись районы с аридным климатом. Благоприятные для жизни климатические условия способствовали широкому распространению и многообразию животного и растительного мира.
Девонский период	Резкое увеличение площади суши в первой и океаничности во второй половине девона. Каменная соль, гипс, мощные слои красного песчаника; известняки, доломиты; промышленные залежи каменного угля (Китай, Шпицберген) с остатками теплолюбивой флоры и растительности умеренного пояса; бокситы и осадочные железные руды. Вместе с тем имеются валунные ледниковые отложения.	Резкое усиление континентальности и засухливости климата на крупных материках после каледонского орогенеза на стыке силура и девона. Аридизации подверглись огромные пространства Земли. К концу девона климат стал мягче, усилились черты океаничности. Разнообразие климатических условий в начале периода постепенно завершилось сглаживанием контрастов климата в верхнедевонское время. Все это сопровождалось большими колебаниями увлажнения.

Геологическое время	Ископаемые свидетельства климата	Характер климата
Каменноугольный (карбоновый) период	Крупнейшие залежи каменного угля в низких и высоких широтах с многочисленными остатками растительности различного видового и морфологического строения. Местами хорошо выражена сезонная слоистость (годовые кольца роста). Морские отложения представлены слоями известняков, среди которых локализованы включения ангидрида и гипса. Следы обширного оледенения.	Термические контрасты невелики. Влажные и теплые области занимали обширные пространства земного шара. Между ними — узкая, локализованная засушливая зона. В конце периода большие пространства суши были охвачены оледенением.
Пермский период	Образование крупных горных систем (герцинский орогенез), резкое увеличение площади суши. Красноватые породы в виде конгломератов и песчаников. В морских отложениях — известняки, доломиты, гипс, соли. Каменноугольные пласты, но меньшей мощности, чем карбоновые; включают признаки ксерофитной флоры.	Общее усиление засушливости климата. Вместе с тем имеются многочисленные признаки климатической зональности, подобной предыдущему периоду. Зоны ориентированы с северо-запада на юго-восток (в Северном полушарии).
Мезозойская эра. Триасовый период	Эоловые отложения красных и пестрых песчаников с редкими остатками ксерофитной растительности. В лагунах — каменная соль и гипс. Внутри материков — пересыхающие моря. Локальные залежи каменного угля.	Дальнейшее усиление засушливости и континентальности климата. Влажные области существуют, но сокращаются в своих размерах. Расширяется зона умеренного климата.
Юрский период	Во многих местах земного шара найдены морские отложения с включениями диатомовых водорослей в полярных бассейнах, известняков и кораллов — в теплых морях. Многочисленные месторождения каменного угля от Арктики до Австралии с остатками тропической растительности, флоры умеренного и относительно холодного, но влажного климата. Продукты химического выветривания (бокситы, коалин).	Резкое увеличение океаничности климата. Преобладает влажный климат с несколько сглаженными, но вполне заметными широтными различиями. Температура тропических широт близка к современной, но в умеренных и особенно в полярных областях она существенно выше значений настоящего времени и благоприятствовала бурному развитию органической жизни.

Геологическое время	Искапаемые свидетельства климата	Характер климата
Меловой период	Многочисленные (включая полярные области) угленосные отложения с большим количеством органических остатков, в том числе гигантских пресмыкающихся. Морские отложения широко представлены карбонатными породами (мергели, известняки, мел) и свидетельствуют о теплых водах меловых морских бассейнов. Признаков оледенений не обнаружено.	Климатическая зональность выражена в отложениях на всем пространстве от Гренландии до Антарктиды. Расширение зоны теплого влажного климата и распространение умеренного климата в полярные области.
Кайнозойская эра. Третичный период (палеоген)	В угленосных толщах многочисленные остатки тропической, умеренной и полярной растительности. На континентах местами признаки резкой засушливости: соленосные и гипсоносные отложения. Граница теплолюбивой флоры достигала 60° с. ш. Менее теплолюбивая растительность проникла в субполярные и полярные широты.	Преобладает теплый и влажный климат с небольшими пространственными температурными различиями. Климатическая зональность проявляется, как и в меловом периоде; северная граница субтропиков в отдельных местах приближается к 55—60° с. ш. В тропической зоне наряду с влажными климатами распространение получили аридные климатические условия.
Третичный период (неоген)	Образование и усложнение горных систем; увеличение площади суши и широкое отступление моря. Зона теплолюбивой флоры сокращается. Расширяются пространства с признаками засушливого климата	Прогрессивное похолодание и резкое усиление континентальности климата. Увеличение пространственных и межсезонных климатических контрастов; расширение ареала засушливых климатов.
Четвертичный период (плейстоцен)	Следы обширного материкового оледенения в высоких и умеренных широтах, вызвавшего миграцию животных и растений в Северном и Южном полушариях. Плейстоценовые отложения имеют часто несколько горизонтов валунных глин, разделенных слоями элювиального происхождения, что свидетельствует о неоднократных колебаниях климата. На территории аридных областей в ледниковое время выпадало много осадков, которые создали здесь разветвленную гидрографическую сеть.	Ледниковый период имел более холодные (ледниковые) и менее холодные (межледниковые) эпохи. С первыми связаны похолодания особенно в умеренных и высоких широтах. В межледниковое время имели место значительные потепления с повышением температуры до современных и временами более высоких значений. Соответственно в низких широтах чередовались пловиальные (дождливые) и относительно сухие эпохи.

Продолжение табл. 117

Геологическое время	Ископаемые свидетельства климата	Характер климата
Четвертичный период (голоцен)	Отступление льдов из умеренных широт в полярные области. Неоднократная смена растительности менее теплолюбивой на более теплолюбивую и более сухолюбивой на менее сухолюбивую.	Общее устойчивое потепление климата в умеренных и высоких широтах при значительных колебаниях температуры и увлажнения.

О КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА В ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

СВЕДЕНИЯ О КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА

Исторический период охватывает всего несколько тысячелетий. Это слишком короткий промежуток времени по сравнению с геологическими системами Земли. Поэтому направленные изменения климата, происходящие на протяжении исторического периода, еще не проявили себя, хотя скорость этих изменений может быть несколько не меньше, чем в геологическом прошлом. В силу отсутствия заметных тенденций принято считать, что климат Земли на протяжении исторического периода практически остается как бы неизменным. Кажущаяся неизменность климата объясняется не только непродолжительностью, но и относительным постоянством географических факторов климатообразования на протяжении всего исторического периода. В самом деле, за это время рисунок земной поверхности, т. е. распределение суши и моря, изменился лишь незначительно, мало изменился также и характер рельефа земной поверхности и положение полюсов.

По мнению ряда исследователей, в том числе Л. С. Берга [2, 133, 136], К. Брукса [141] и др., на протяжении исторического периода в Европе сохраняется «субатлантическая» климатическая эпоха. Эта эпоха в Прибалтике и в центре европейской части СССР, например, выражена более холодным, чем в предыдущие эпохи, климатом и стимулирует продвижение леса на степь и тундры на тайгу.

Отсутствие заметных направленных изменений климата в течение исторического периода не исключает колебаний климата за этот период. При этом различаются погода и климат отдельных десятилетий и более продолжительных периодов.

Для восстановления развития климата в исторический период используются различные источники, и прежде всего данные инструментальных наблюдений метеорологических станций. Однако, применяя результаты инструментальных наблюдений для оценки колебаний климата, нужно учитывать непрерывное их совершенствование, что влияет на сравнимость данных наблюдений.

Много сведений о погоде и климате содержат литературные источники, народные предания, летописи, описания наводнений,

засух, суровых зим и др. Все это дает возможность сделать более или менее приблизительное заключение о климате исторического прошлого. Но эти источники имеют разную степень надежности, отражают субъективное мнение авторов, которые прежде всего фиксировали отдельные, резко выделяющиеся явления погоды.

Существенно дополняет сведения для характеристики погоды и климата за исторический период сама природа: изменения уровня озер, водности рек и площади ледников, отложения ленточных глин в озерах, рост или сокращение торфяников, развитие растительности, годовичные кольца роста деревьев. Все это характеризует не только колебания отдельных метеорологических элементов и климата в целом, но и дает нередко единственную возможность установить хронологию его развития за исторический период.

В итоге оказалось, что «субатлантический» климат на протяжении исторического периода (за последние 2500 лет) испытывал колебания разной интенсивности и продолжительности.

В начале исторического времени продолжался сравнительно прохладный и влажный климат, начавшийся еще во второй половине первого тысячелетия до нашей эры. По К. Бруксу, этот период в Европе ознаменовался сильным увеличением дождливости. Количество осадков во многих районах значительно превышало современные суммы (в Англии и Швеции, например, в 1,5 раза). Избыточное увлажнение при невысокой температуре стимулировало быстрый рост торфяников, повышение уровня озер: уровень Боденского озера поднялся более чем на 9 м.

В первые столетия нашей эры увлажнение и температура были близки к современному их уровню. Однако приблизительно в IV—V вв. началось заметное улучшение климата, и до VII в. в Европе климат был сухой и теплый. В дальнейшем, вплоть до X—XI вв., сохранился теплый, но достаточно влажный климат. Это период климатического оптимума исторического времени. Одновременно произошло резкое уменьшение ледовитости северных морей. Климат о. Исландии отличался более благоприятными условиями, чем в настоящее время (значительные площади суши, использовавшиеся здесь в X в., сейчас покрыты ледниками). Норманны на своих суденышках в летний период неоднократно достигали восточного побережья Гренландии, побережья Северной Америки, и на этом пути, даже в Девисовом проливе, они не встречали льдов. Петерсон [141] полагает, что в Северном Ледовитом океане с VIII по XII в. господствовали «полуледниковые» условия, при которых лед возникал лишь зимой, а летом полностью исчезал. По имеющимся сведениям, Гренландия, открытая в конце X в., была свободна ото льда. Летом почва оттаивала на большую глубину и создавались условия для произрастания травянистой и даже древесной растительности. Поэтому не случайно остров носит название «зеленой страны». Первые норвежские колонисты занимались здесь сельским хозяйством, и прежде всего животноводством.

С середины XIII в. быстро нарастает ухудшение климата. Вновь появились ледяные поля в полярных и приполярных водах. Морские пути на севере Атлантики становятся непроходимыми и забываются. Возобновилось оледенение Гренландии; норвежские колонии пришли в упадок, а к концу XIV и началу XV в. они были уничтожены. Оледенение распространилось на Исландию, где в первой половине XIV в. отмечено максимальное за историческое время развитие ледников. Наибольшее ухудшение климата за исторический период относят к XV в., когда даже в Северной Норвегии нельзя было заниматься земледелием.

Ухудшение климата в XIII—XV вв. выразилось в резком увеличении изменчивости погоды. В Европе произошло увеличение числа лет с суровыми зимами, сильными бурями и грозами, возросла повторяемость засух, но увеличилось количество лет и с избытком осадков (наводнениями). Все это подтверждается подсчетами К. Брукса для Европы и сводкой И. Е. Бучинского [142] для Русской равнины (табл. 118).

Таблица 118

Количество лет с различными метеорологическими явлениями на территории Русской равнины, по данным И. Е. Бучинского [142]

Период, годы	Засухи	Дожди и наводнения	Суровые и снежные зимы	Теплые и бесснежные зимы	Бури и грозы
1301—1350	3	10	0	1	4
1351—1400	6	8	9	3	8
1401—1450	10	14	14	4	18
1451—1500	5	13	11	7	17
1501—1550	4	10	4	2	13
1551—1600	4	9	7	5	9
1601—1650	3	7	12	2	6
1651—1700	3	14	19	3	4

О большой изменчивости метеорологического режима в XIII—XV вв. говорят также данные Г. И. Швеца [213] о половодьях на Днепре (табл. 119).

Таблица 119

Количество половодий на Днепре

Характеристика половодья	Века				
	XIII	XIV	XV	XVI	XVII
Выдающееся высокое . .	0	1	2	0	2
Высокое	1	3	9	2	11
Низкое	0	5	9	3	1
Катастрофически низкое	0	0	1	0	0

Обращает на себя внимание XV в., когда наряду с чрезвычайно высокими и большой повторяемостью высоких половодий была столь же велика повторяемость низких и зафиксировано даже одно катастрофически низкое половодье. Этот век был богат суровыми и теплыми зимами, бурями и грозами.

В дальнейшем, начиная примерно с XVII в., происходило некоторое улучшение климата, выразившееся в повышении температуры, но все же она оставалась сравнительно низкой вплоть до XIX в. Тем не менее ледники в Исландии и Гренландии в течение последних столетий исторического периода сокращались, и уже к концу XVII в. отступающий ледяной покров обнажил городища и могильники первых поселенцев.

Таким образом, многочисленные доказательства говорят о том, что в Европе и в полярной области на протяжении исторического периода происходили колебательные изменения климата. Они характерны, как общепризнано в настоящее время, и для других районов земного шара.

Однако ранее среди географов и ботаников широко распространена была точка зрения, что в Западной и Центральной Азии и в некоторых других районах на протяжении исторического периода происходило прогрессивное иссушение климата, т. е. направленное его изменение. Эта гипотеза основывалась, в частности, на указаниях Геродота (около 438 г. до н. э.) о больших размерах Каспийского моря, на описании этого моря Страбоном (20 г. н. э.), согласно которому предполагаемый уровень моря того времени превышал современный на 26 м. Для доказательства иссушения климата ссылались на наличие в пустынях Центральной Азии и в других районах развалин покинутых городов, заброшенных караванных путей. Ботаники, кроме того, в своих доводах опирались на оазисное распространение влаголюбивых широколиственных пород, вытеснение их другими засухоустойчивыми породами, на сокращение площади лесов и др.

Наиболее активным сторонником теории прогрессивного иссушения климата Западной и Центральной Азии, а также других районов земной поверхности был американский географ Хентингтон. Русские исследователи — сторонники теории усыхания Центральной и Средней Азии — И. В. Мушкетов, П. А. Кропоткин, Г. Е. Грум-Гржимайло и др.

Однако работами А. И. Воейкова [151, 153] и особенно классическими исследованиями Л. С. Берга [136, 137] было доказано, что в Западной и Центральной Азии, как и в Европе, в историческое время происходили колебания климата, а не систематически направленные его изменения. Чтобы доказать это, Л. С. Берг [136] подробнейшим образом проанализировал изменения уровня озер Казахстана, Туркменистана и Западной Сибири, изменения воды в реках, изменения горизонтального и вертикального распространения растительности и др. Он пришел, в частности, к выводу, что климат Туранской низменности за исторический период существен-

но не изменился. Эта низменность всегда была пустыней. Древние города и государства здесь развивались лишь в орошаемых оазисах.

Л. С. Бергом были рассмотрены естественные условия существования человека в Центральной и Передней Азии и в некоторых странах Средиземного моря. Этот анализ убедительно показал, что историческое развитие человеческого общества объясняется не изменениями климата в сторону усыхания, как это предполагали Хентингтон и др., а социально-политическими причинами, и в частности разрушением городов и оросительных систем в результате многочисленных военных нашествий и др. Л. С. Берг пишет: «За историческую эпоху нигде не замечается изменение климата в сторону прогрессивного увеличения средней годовой температуры воздуха или уменьшения атмосферных осадков. Климат (не говоря о колебаниях, имеющих период всего в несколько десятков лет) остается или постоянным, или даже замечается некоторая тенденция к изменению в сторону большей влажности» [136, стр. 66].

Этот вывод опирается, кроме того, на всесторонний анализ колебаний уровня Каспия в историческое время (Берг [137]).

Безусловную справедливость вывода Л. С. Берга об отсутствии прогрессивного иссушения климата Средней Азии в течение исторического периода подтвердил также К. К. Марков [187].

Правильность этого вывода подтверждается и анализом годичных слоев арчи в Памирском ботаническом саду (Горно-Бадахшинская автономная область Таджикской ССР), проведенным А. В. Гурским, И. Б. Каневской и Л. Ф. Остаповичем [163]. Они исследовали 18 деревьев (одно из них имело возраст 930 лет), но не обнаружили тенденции климата в сторону большей сухости. Вместе с тем были установлены его колебания с периодом от 9—12 до 50 лет.

О колебаниях климата в Азии за исторический период свидетельствует анализ китайских архивных данных о наводнениях, засухах и «дождливости», проведенный Ку Чин-чу (табл. 120; [141]).

Прежде всего бросается в глаза общее увеличение наводнений и засух на протяжении столетий нашей эры. Это, вероятно, связано с увеличением числа архивных источников, в которых зафиксированы соответствующие явления. «Дождливость» определялась процентным выражением числа лет с наводнениями от общего числа лет с засухой и наводнениями в соответствующем столетии. Столетия IV, VI, VII, XV и XVI в Азии были относительно сухими, а II, III, VIII, XII и XIV — более влажными. Заметим, что период с VIII по XII в. отличался высоким увлажнением и в Средней Азии. Здесь поливное земледелие распространялось на все междуречье Амударьи и Сырдарьи. Плотность населения была так велика, что, по данным арабских источников, «кошка могла пробежать от Самарканда до Аральского моря по крышам домов». Из табл. 120 следует, что направленного изменения «дождливости» в

Азии на протяжении семнадцати веков нашей эры не было, но имели место ее колебания.

Таблица 120

Число лет с наводнениями и с засухой в Китае

Характеристика увлажнения	Век нашей эры																
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	
Наводнения	18	15	5	18	10	13	31	24	36	41	56	43	57	24	43	67	
Засуха	35	24	41	37	41	43	41	43	64	69	58	77	60	54	84	82	
Дождливостъ, %	34	38	11	33	20	23	43	36	36	37	49	36	49	31	34	43	

Таким образом, имеются многочисленные доказательства того, что в течение исторического времени на обширных пространствах земного шара происходят колебания климата с различным размахом изменения метеорологического режима и с разной продолжительностью периодов.

СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ

Многочисленными исследованиями установлено, что в XX столетии нашей эры в ряде мест земного шара происходят ярко выраженные колебания климата. Их главнейшая особенность — повышение температуры. Потепление началось еще в конце XIX в., но особенно сильно проявилось с конца второго десятилетия XX в.

Первоначально потепление климата было замечено в Арктике. Здесь оно оказалось и наиболее интенсивным. Еще в 1921 г. Н. М. Книпович [174] обратил внимание на то, что с 1919 г. начала повышаться температура в Баренцевом море. За период 1919—1928 гг. температура верхнего слоя воды в этом море была в среднем почти на 2° выше, чем за период 1912—1918 гг. В четвертом десятилетии в Баренцевом море и в других секторах Арктики появилось много видов теплолюбивых рыб, которые ранее сюда не заходили. Н. М. Книпович [175] пишет, что в каких-нибудь полтора десятка лет и даже в еще более короткий промежуток времени произошло такое изменение фауны, которое связывается обыкновенно с представлением о долгих геологических промежутках.

Этот период отличается весьма значительным и повсеместным уменьшением количества и мощности льдов в арктических морях. Так, в Девисовом проливе и во всем районе Северной Атлантики ледовитость в период 1920—1929 и 1930—1939 гг. была наименьшей за предшествовавшие сто лет [185]. Аналогичная обстановка характерна и для других районов Полярного бассейна, что благо-

приятствовало плаванию в высоких широтах Северного Ледовитого океана и развитию рыбного промысла.

Потепление сказалось не только на температуре воды и на уменьшении мощности льдов, одновременно оно отмечено с 20-х годов повышением температуры воздуха почти на всех метеорологических станциях полярной области. На Новой Земле в Малых Кармакулах средняя годовая температура за период с 1920 по 1935 г. оказалась почти на 2° выше, чем за 1876—1912 гг. На Шпицбергене все годовые температуры с 1930 по 1938 г. были выше многолетней средней на $1,5$ — $3,5^{\circ}$. То же имело место на побережье Гренландии.

Обстоятельные исследования Е. С. Рубинштейн [199, 200], основанные на огромном материале наблюдений, а также работы многих других авторов доказали, что повышение температуры в XX в. охватило не только Арктику, но и значительную часть Северного полушария. Поэтому С. П. Хромов [208] это колебание климата рассматривает как потепление климата Земли XX в.

По данным Е. С. Рубинштейн, потепление за период с 1900 по 1950—1955 гг. носит согласованный характер на больших пространствах. Оно сохраняет свои характерные особенности не только на территории СССР, но и в Западной Европе. Однако наиболее ярко потепление проявилось на Крайнем Севере СССР и в основном отражено в повышении температуры в ноябре — январе. Так, в Малых Кармакулах средняя температура января за период с 1908 по 1917 г. составила $-18,7^{\circ}$, а за период с 1937 по 1946 г. она оказалась равной $-10,1^{\circ}$.

В колебаниях атмосферного давления и количества осадков определенной закономерности не обнаружено. Е. С. Рубинштейн подчеркивает, что связь между изменениями отдельных элементов климата сложна и не всегда однозначна.

В работе Е. С. Рубинштейн [200] представлены многочисленные скользящие средние температуры. Они свидетельствуют о том, что в большинстве случаев за последнее десятилетие периода с 1900 по 1950—1955 гг. кривые начали опускаться, т. е. потепление как будто бы приостановилось.

Новейшие сведения и выводы о современных планетарных колебаниях климата содержатся в работе Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [201]. В ней также представлены скользящие 10-летние средние температуры для многочисленных пунктов, расположенных почти на всех континентах земного шара. Из анализа многолетних колебаний температуры в различные месяцы и за год в целом следует, что потеплением климата в XX в. охвачена значительная часть земного шара. Однако в некоторых внутренних районах Азии, Африки, Австралии, а также на отдельных приантарктических островах оно не проявилось.

Потепление наиболее интенсивным было в атлантическом секторе Арктики и, по мнению Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой, распространялось к югу и на восток с некоторой (5—10 лет)

инерцией. Поэтому южнее $40-38^\circ$ с. ш. потепление еще продолжается.

Во многих пунктах Южного полушария потепление отчетливее выражено в летний период (декабрь, январь, февраль), т. е. в месяцы наибольшего потепления в Северном полушарии.

После 40-х годов в высоких северных широтах началось неуклонное понижение температуры. Например, в Арктике разность 10-летних средних температур за 1951—1960 и 1930—1939 гг. до-

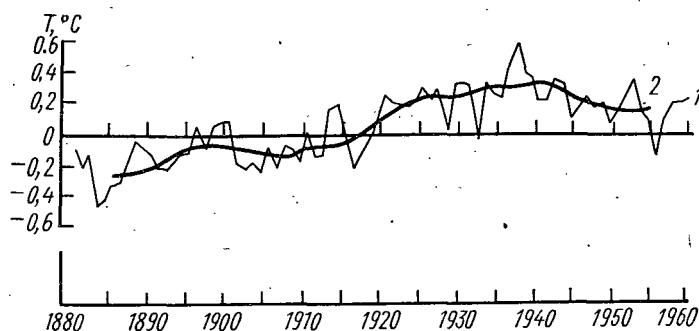


Рис. 66. Вековой ход годовых аномалий температуры воздуха для северных широт от 17 до 90° :
1 — несглаженные значения аномалий, 2 — 10-летние скользящие средние значения

стигла $-1,0^\circ$; область с отрицательным значением разности температур этих десятилетий вышла далеко за пределы полярных широт и в некоторых районах распространилась южнее 50° с. ш.

О смене потепления на похолодание около 1940 г. свидетельствует также вековой ход аномалий годовой средней температуры воздуха для зоны от 17 до 90° с. ш. (рис. 66).

Таким образом, все более очевидным становится колебательный характер современных планетарных изменений климата.
✓ Весьма широкое распространение и разнообразное проявление современного потепления подтверждается и другими исследованиями. Установлено, например, что в Вене с 1905 г. число дней с морозом неуклонно уменьшалось. Ледники во многих горных странах как в высоких, так и в средних и низких широтах в течение первой половины XX столетия отступали.

В. Ш. Цомая [209] и И. М. Кисин [170], изучавшие динамику ледников Кавказа, пришли к выводу о резком уменьшении оледенения за последние 70 лет: на Восточном Кавказе площадь оледенения сократилась на 47%. Скорость отступления ледников с 1881 г. непрерывно увеличивается, и особенно велика она для 3—5-го десятилетия XX в.

Отступление ледников в XX в. наблюдали также на Шпицбергене, в Гренландии и на Аляске. Это явление характерно и для

Перуанских Анд (Южная Америка), а также для Килиманджаро (Африка). Ежегодное среднее уменьшение мощности ледников, например, в Восточных Альпах (по 8 ледникам) с 1920 по 1950 г. равно 61 см. Площадь оледенения в Швейцарских Альпах за период с 1890 по 1944 г. уменьшилась на 25%.

По новейшим данным [123], с 1959—1960 гг. в развитии ледников Кавказа наметилась обратная тенденция; языки ледников получают усиленное питание и, таким образом, современные метеорологические условия благоприятствуют их росту.



Рис. 67. Вековой ход уровня Каспийского моря у г. Баку

П. А. Шумский и А. И. Кренке [221] подчеркивают, что взаимодействия между ледниками и климатом очень сложны и не вполне выяснены. Тем не менее увеличение в последнее 10-летие числа наступающих ледников указывает на вероятное окончание стадии сокращения и начало нового их роста.

Таким образом, динамика современного оледенения свидетельствует об определяющем влиянии общепланетарных колебаний температуры на поведение ледников.

Потепление климата вызывает изменение сроков вскрытия и замерзания рек и озер, изменение температуры водных масс. В ряде работ [138, 202] с потеплением климата связывают изменение водности озер. Например, Большое Соленое озеро в США за последнее столетие уменьшилось почти вдвое, резко и неуклонно с 1930 г. падает уровень Каспийского моря. За 16 лет (с 1930 по 1946 г.) он снизился на 192 см. Наинизшее значение уровня за период с 1550 по 1960 г. пришлось на 1956 г. и было равным 99 см, или — 27,74 м абс. высоты (рис. 67). При таком снижении уровня моря береговая линия Каспия на северном побережье отошла в глубь моря на 10—30 км, а площадь сократилась на 28 000 км².

Вопросом колебания уровня Каспийского моря занимались многие ученые: А. И. Воейков, Л. С. Берг, Ю. М. Шокальский, Н. М. Книпович, А. В. Вознесенский, Б. А. Апполов и многие другие. Особое значение для объяснения изменений уровня Каспийского моря в XX в. имеет работа А. А. Каминского [169].

А. А. Каминский впервые высказал мысль, что для объясне-

ния колебаний уровня Каспия необходимо выйти за его пределы и «обратить внимание на поймы рек, питающих его». Прежде всего он предлагал обратить внимание на р. Волгу, поставляющую в Каспий около 81% от общего прихода воды. А. А. Каминский, а затем Б. Д. Зайков [168] сопоставили и получили довольно хорошее совпадение колебаний уровня Каспия и стока Волги. А так как сток Волги определяется атмосферными процессами большого масштаба, то естественно связать изменения уровня Каспия с потеплением климата и объяснить их колебаниями циркуляционного режима. К этому важному выводу пришли: А. С. Берг [138], Л. А. Вительс [148, 149], Н. А. Ширкина [168], Н. А. Белинский и Г. П. Калинин [132] и другие исследователи.

Л. С. Берг, изучая старинные русские плавание по арктическим морям, впервые обратил внимание на тесную связь колебаний уровня Каспия и изменений ледовой обстановки в этих морях. Он установил, что благоприятные условия плавания соответствовали низкому уровню Каспия. Наоборот, при обилии льдов в арктических морях уровень Каспия поднимался высоко. Эти два синхронно изменяющихся явления обусловлены колебаниями циркуляционного режима земной атмосферы.

Л. А. Вительс [148], изучавший изменения барико-циркуляционного режима за период с 1900 по 1939 г., нашел, что повторяемость циклонов и антициклонов над Северным полушарием за эти годы изменилась несущественно, но траектории циклонов стали более северными. Изменилось соотношение между барическими образованиями различной глубины и мощности: увеличилась повторяемость глубоких циклонов и умеренных антициклонов. Это обусловило увеличение интенсивности циркуляции в сторону большей циклоничности в Европе, Северной Атлантике, в Арктике и привело к современному потеплению климата.

Напротив, над южной частью европейской территории СССР (включая Черное и Каспийское моря), во втором десятилетии XX в. преобладала антициклоническая погода, особенно в холодный период. К такому же выводу пришла Н. А. Ширкина [168]. Она установила, что для теплых зим эпохи потепления XX в. характерно развитие антициклонического режима в восточной половине европейской территории СССР и в Западной Сибири. Циклоническая деятельность интенсивно протекала по периферии антициклона: над севером Европы и Атлантики, над югом Средней Азии. Такое распределение атмосферных процессов привело к тому, что на территории бассейна Волги количество осадков уменьшилось и сток этой реки снизился. Наоборот, количество осадков в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи за последнее столетие увеличилось, что подтверждается общим подъемом кривой годовых слоев арчи (рис. 68). Водность рек Средней Азии в XX в. повысилась. Этим объясняется установленный Л. С. Бергом факт, что колебания уровня Каспийского и Аральского морей имеют обратный знак.

Таким образом, современные колебания климата имеют весьма разнообразные проявления и отличаются широким распространением. Непосредственной их причиной является атмосферная циркуляция, развивающаяся в каждом физико-географическом районе своеобразно. Изменениями циркуляций, по мнению большин-

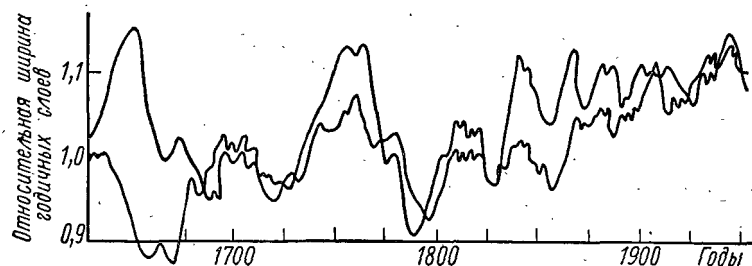


Рис. 68. Сглаженные кривые относительной ширины годовых слоев арчи

ства исследователей, управляет деятельность Солнца; но механизм связи между ними пока не вполне ясен.

ПОИСКИ ПЕРИОДИЧНОСТИ В КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА

Колебания климата, происходящие на протяжении исторического времени, привлекли внимание многих ученых. Перед исследователями встал вопрос о том, подчиняются ли эти колебания периодичности или ритмичности, и если да, то какова она. Для того чтобы установить периодичность колебаний климата, используются как косвенные признаки климата, включая литературные источники, так и данные наблюдений метеорологических станций. Те и другие характеристики предварительно статистически обрабатываются. Первичные данные наблюдений метеорологических станций в силу большой изменчивости метеорологических элементов мало приемлемы для изучения колебаний климата. Они сначала должны быть обработаны так, чтобы свойственная метеорологическим элементам изменчивость была по возможности сглажена или ослаблена. Для этой цели чаще всего применяют так называемый метод скользящих средних. Наиболее употребительная десятилетняя скользящая средняя.

Отыскать скрытую периодичность в ходе метеорологических элементов помогают методы периодограммного анализа, коррелограмм [7] и др.

Поиски периодичности (цикличности) в колебаниях климата привели к выявлению периодов различной продолжительности, достоверность которых, однако, не всегда подтверждалась дальнейшим ходом развития климата.

Одним из первых исследователей периодичности в колебаниях климата был Э. А. Брикнер. Он собрал и статистически обработал обширный материал метеорологических наблюдений за период с 1700 по 1880 г. Кроме того, Э. А. Брикнер использовал сведения о наводнениях, о датах вскрытия и замерзания рек, об отступании ледников в горах, о колебаниях уровня бессточных озер, сведения о Каспии с 1306 г., о суровых зимах, о сроках сбора винограда, начиная с IX в., и другие материалы. Анализ этих многочисленных и разных по своей климатической значимости данных позволил ему в 1890 г. сделать вывод о наличии 35-летнего цикла ($34,8 \pm 7$ лет) в режиме температуры, давления и осадков.

По данным Е. А. Брикнера, колебания температуры происходят почти одновременно на всем земном шаре и амплитуда их составляет в среднем около $0,8^\circ$. По его мнению, эти колебания вызывают изменение атмосферного давления на различных широтах, а также существенные колебания в увлажнении.

Длительность брикнеровского 35-летнего цикла является лишь средней. Она изменяется в отдельных случаях в довольно больших пределах — от 20 до 50 лет.

Открытие цикла Брикнера послужило толчком для многочисленных поисков цикличности в изменении отдельных метеорологических характеристик и погодных явлений. В частности, М. А. Боголепов [140] в 1907—1908 гг. собрал и обработал сведения о погоде, содержащиеся во многих русских и иностранных летописях, исторических хрониках и других литературных источниках. На основании анализа этих материалов он пришел к выводу о существовании в среднем 33,5-летнего периода в колебаниях климата.

Исследованиями советского геолога Г. Ф. Лунгерсгаузена [181, 183] этот цикл обнаружен даже в палеозойских слоях ленточных мергелей на западном склоне Южного Урала, образовавшихся 500—600 миллионов лет назад.

Но есть работы, отвергающие реальность цикла Брикнера. В особенности большая критика этого цикла развернулась в первой половине XX в., когда обнаружилось, что он как будто перестал себя проявлять в изменении гидрометеорологических явлений: вместо ожидавшегося понижения температуры и увеличения количества осадков с конца второго десятилетия XX в. происходило ее повышение, получившее название «современного потепления климата».

Подтверждение периодов Брикнера в колебаниях климата дает исследование А. В. Шнитникова [215, 217]. Этим автором установлено, что за период с конца XVII до середины XX в. уровни многих озер Западной Сибири и Северного Казахстана испытывали циклические колебания в соответствии с колебаниями климата. Средняя продолжительность полных циклов этих колебаний равна 30—35 годам, а длительность отдельных циклов из-

меняется от 20 до 45—47 лет, т. е. почти в точности соответствует рассеянию циклов Брикнера.

Реальность цикличности Э. А. Брикнера и ее солнечную обусловленность подтверждают М. С. Эйгенсон [223] и другие гелиофизики. Однако сам Э. А. Брикнер первоначально не был уверен в том, что установленный им период связан с солнечной деятельностью. Он писал: «...мы видим, как колесики вертятся и как стрел-

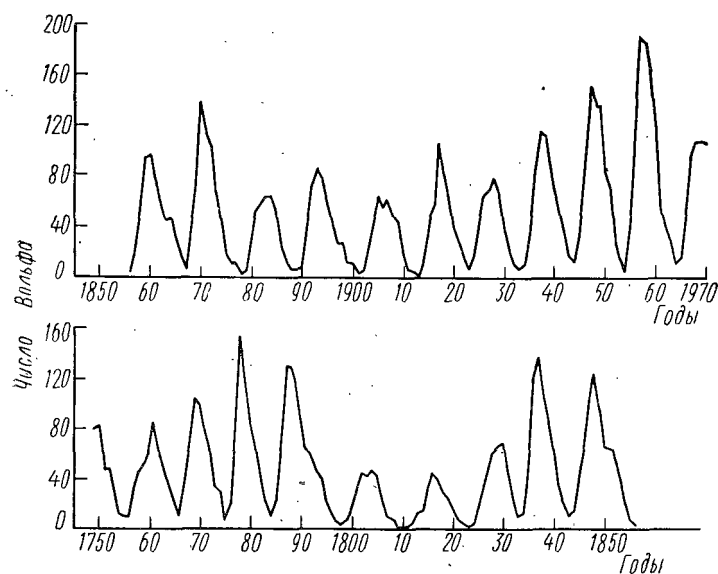


Рис. 69. Цикличность годовых значений солнечных пятен (числа Вольфа)

ка движется с определенным ритмом, однако движущаяся сила, пружина, от нас скрыта» [Klimaschwankungen, Wien, 1890, стр. 482].

Большим толчком к поискам периодичности в колебаниях климата в историческое время было открытие закономерных изменений в солнечной активности (образование на Солнце пятен, факелов, протуберанцев). Для оценки солнечной активности чаще всего применяют относительные числа Вольфа, характеризующие пятнообразование на Солнце. Ежемесячные данные о числах Вольфа имеются в настоящее время с 1749 г., а годовые — даже с 1700 г. Изучение их показало, что солнечная деятельность подвержена циклическим колебаниям, имеющим среднюю продолжительность около 11 лет. В отдельных случаях длительность циклов колеблется от 7,3 до 14,6 лет. В 1964 г. закончился 19-й и начался 20-й 11-летний цикл солнечной активности (рис. 69).

С открытием цикличности в солнечной деятельности многие исследователи начали сопоставлять с ней колебания отдельных метеорологических элементов. Еще в 70-х годах XIX в. Кеппен обратил внимание на связь изменений температуры на Земле с 11-летним периодом колебаний солнечной активности: во время минимума солнечных пятен и вскоре после него температура воздуха несколько выше, чем в годы, следующие за максимумом сол-

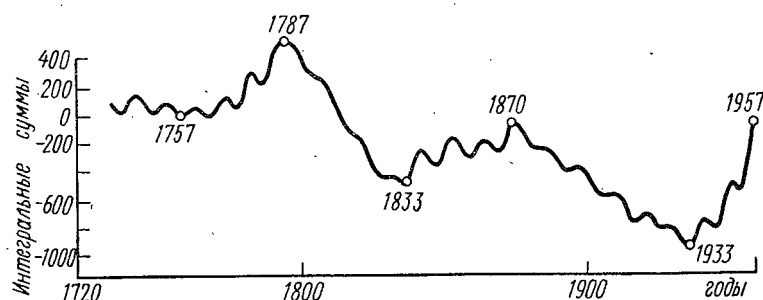


Рис. 70. Вековые циклы солнечной активности — интегральная кривая годовых аномалий чисел Вольфа

нечных пятен. При этом от минимума к максимуму солнечной активности амплитуда колебания температуры во всех широтных зонах достигает $0,2—0,4^{\circ}\text{C}$. В дальнейшем оказалось, что если рассматривать отдельные районы земного шара, то для них связь между солнечной активностью и температурой может быть разнозначной. Это, по мнению Е. С. Рубинштейн [199], объясняется тем, что в годы с любой солнечной активностью на поверхности земного шара есть области как с отрицательными, так и с положительными аномалиями температуры. С приближением минимума солнечных пятен происходит лишь некоторое уменьшение площади первых и увеличение площади вторых областей. Наоборот, в годы максимума солнечной активности преобладают области с отрицательной аномалией температуры.

Связь между колебаниями солнечной активности и метеорологическими элементами, в частности с изменениями температуры воздуха, изучали Аббот и Фоуль, Кёппен, К. Брукс и В. Ю. Визе, а также многие другие ученые.

Реальность этой связи в последнее время подтверждена статистически Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [201]. Вместе с тем этими авторами подчеркивается, что механизм солнечно-земных связей сложен, что наряду с ним на климатические явления действуют и другие факторы.

До сравнительно недавнего времени 11-летний цикл был основным циклом солнечной активности. Однако в 1954 г. советским гелиофизиком Эйгенсоном был обнаружен 5—6-летний, а ранее «вековой» — 80—90-летний циклы солнечной активности (рис. 70).

Длительность векового цикла, по Эйгенсону, изменяется от 60—70 до 100—110 лет.

К земным геофизическим проявлениям векового цикла относится 90-летний ритм суровых зим в Европе, установленный Истомом, по данным исторических хроник, еще в 1917 г. и тщательно изученный Кёппеном (табл. 121, рис. 71).

Таблица 121

Вековые колебания климата

Показатель	Период колебания в гг.	Год максимума (минимума) последнего цикла
Средние за каждые 10 лет значения среднегодовых чисел Вольфа (1729—1938 гг.)	80	1934 мин
Ледовитость северной части Атлантического океана (1590—1940)	83	1933 мин
Средний уровень Каспийского моря (1610—1940 гг.)	85	1939 мин
Средняя годовая температура воздуха в Копенгагене (1798—1920 гг.), в Берлине (1769—1921 гг.) и Риме (1811—1924 гг.)	94	1957 макс (Берлин)
Суровость зим в Западной Европе (1215—1905 гг.)	90	—
Толщина годовых колец секвой в Калифорнии (1295 г. до н. э. — 1905 г.)	84	1932 макс

Обстоятельные исследования векового климатического цикла и его солнечного происхождения принадлежат И. В. Максиму [185], А. В. Шнитникову [215] и др.

И. В. Максимов на большом материале обнаружил наличие вековых колебаний ледовитости северной части Атлантического океана и получил среднюю продолжительность цикла около 80 лет. Он показал, что эта цикличность близка к средней продолжительности колебаний других климатических показателей (см. табл. 121).

Некоторыми исследователями высказано предположение о существовании «сверхвекового» изменения солнечной активности и что это колебание, вероятно, имеет гораздо меньшую амплитуду, чем вековое [223]. М. С. Эйгенсон пишет о двойном вековом цикле продолжительностью около 160—170 лет, который близок к 190-летнему циклу П. П. Предтеченского [194]. Б. М. Рубашев и И. В. Максимов пришли к выводу о возможной реальности 200—300-летнего и 600-летнего циклов солнечной деятельности, А. В. Шнитников — о возможности даже цикла порядка 1500—2000 лет. Однако все эти циклы не могут быть проверены имеющимся материалом наблюдений и потому в большой мере гипотетичны.

В настоящее время признано, что гораздо лучше и более определенные результаты дает связь не отдельных метеорологических элементов с солнечной активностью, а связь течений общей цирку-

ляции атмосферы с числами Вольфа или другими показателями солнечной деятельности. Эту мысль высказал еще в 1882 г. А. В. Клоссовский [172]. Он писал: «Мы знаем уже, что распределение тепла и осадков обуславливается вихрями, которые постоянно существуют и перемещаются в нашей атмосфере; за исходную точку поэтому следует принять исследование связи между солнечными пятнами и вихревыми движениями в нашей атмосфере... Весьма вероятно, что более энергическая деятельность на Солнце вызывает более сильную деятельность в земной атмосфере, большую интенсивность циклонических движений, а это в свою очередь выражается особым распределением тепла, водяных брызг и электрических метеоров. Противоречивые результаты получены до сих пор потому, что исследования начаты не с основных движений, а с второстепенных метеорологических факторов» ([172] стр. 350, 353). Современная климатология дает многочисленные факты, подтверждающие слова А. В. Клоссовского. Установлена, например, прямая связь солнечной активности с частотой тропических циклонов и числом гроз. С увеличением солнечной активности усиливается экваториальный муссон, и, как следствие этого усиливается дождливость в Индии и вообще в субэкваториальных климатах; температура же при этом, как и следовало ожидать, понижается.

В умеренных и высоких широтах, отличающихся интенсивной атмосферной циркуляцией, такой строгой зависимости не наблюдается. Здесь в гелиогеофизических связях действует закон акцентации тропосферных процессов, открытый Е. Е. Федоровым и В. Ю. Визе. Согласно этому закону усиление солнечной активности приводит к углублению циклонов и увеличению мощности антициклонов. Тем самым происходит увеличение горизонтальных барических градиентов, а

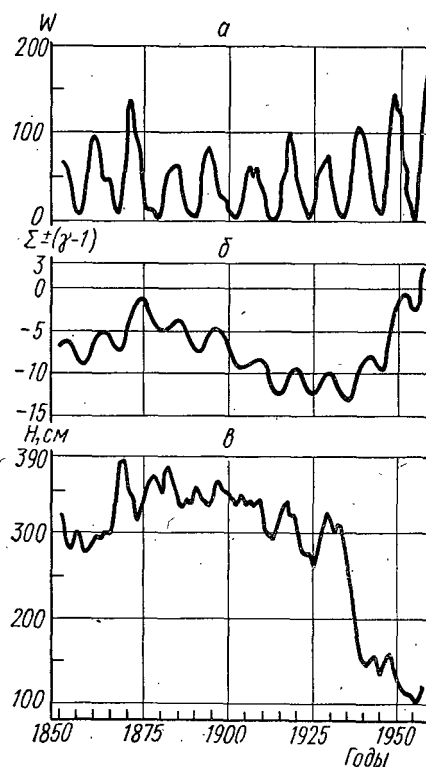


Рис. 71. Уровень Каспия в третьем вековом цикле солнечной активности (по А. В. Шнитникову): а — циклы годовых значений чисел Вольфа; б — вековой ход солнечной активности; в — уровень Каспия

следовательно, усиление общей циркуляции атмосферы. Увеличение числа солнечных пятен наибольшее влияние оказывает на глубокие циклоны и мощные антициклоны, на барические центры действия атмосферы. К подобному взгляду пришел, в частности, В. Ю. Визе [147], изучавший ледовитость Баренцева моря. Он нашел, что в эпохи максимума пятен североатлантическая депрессия углубляется, т. е. циклогенез на арктическом фронте усиливается, а в годы минимума — ослабевает. Установлено, что при усилении солнечной активности активизируется арктический центр действия атмосферы. Это приводит к частым вторжениям арктического воздуха и обуславливает холодные весны на территории европейской части СССР.

Л. А. Вительс [149] исследовал связь атмосферной циркуляции с геомагнитными бурями, зависимость которых от солнечной деятельности общеизвестна. Оказалось, что во время геомагнитных бурь происходит резкое возрастание градиента Азор — Исландия, обуславливающее усиление атлантической циркуляции. К подобному же выводу пришел Н. А. Белинский [131]. По его мнению, именно цикло- и антициклоническая деятельность более тесно, чем другие явления в тропосфере, связана с солнечной деятельностью. Он нашел, кроме того, что в целом над полушарием с увеличением солнечной деятельности наблюдается усиление циклонической и ослабление антициклонической деятельности.

Влиянию солнечной активности на атмосферную циркуляцию посвящены работы М. С. Эйгенсона, П. П. Предтеченского, Б. Л. Дзердзеевского и многих других советских и зарубежных исследователей. В результате этих работ в настоящее время считают, что изменение солнечной активности оказывает влияние не только на интенсивность атмосферной циркуляции, но и на ее тип. А. Я. Безрукова [130], например, изучала связь с солнечной активностью тринадцати типов атмосферной циркуляции Северного полушария, выделенных Б. Л. Дзердзеевским, В. М. Курганской и Э. М. Витвицкой [166]. Оказалось, что в многолетнем (1899—1948 гг.) ходе процента типодней зональной циркуляции атмосферы отчетливо проявляется вековой ход солнечной активности и происходит перераспределение относительной повторяемости типовых механизмов атмосферной циркуляции.

Таким образом, циклические изменения солнечной активности оказывают влияние не только на верхние слои атмосферы, но и на тропосферные процессы. Однако, как считает М. С. Эйгенсон, солнечная деятельность «не обязана» проявляться всегда, везде и всюду одинаково. В силу большой изменчивости атмосферной циркуляции в некоторых физико-географических районах связи между солнечной активностью и гидрометеорологическими явлениями могут отсутствовать или принимать обратный знак. Наиболее ярко они проявляются в местах с большой повторяемостью определенного типа атмосферной циркуляции.

Что касается механизма и физической связи между солнечной

активностью и земными явлениями, в частности колебаниями атмосферной циркуляции, то он в настоящее время еще не выяснен, хотя мнения по этому вопросу имеются. М. С. Эйгенсон и др. [222] разработали так называемую конденсационную модель связи между солнечной активностью и атмосферной циркуляцией. Согласно этой модели, ультрафиолетовая и корпускулярная радиация действуют разрушающе на озон земной озоносферы. Образующийся при этом атомарный кислород окисляет азот атмосферы. В результате получаются окислы азота, которые далее попадают в верхние слои тропосферы и являются хорошими ядрами конденсации. Это должно стимулировать конденсационные процессы в атмосфере и выделение энергии влажностной неустойчивости. Энергия, содержащаяся в атмосфере в виде скрытой теплоты конденсации, высвобождается и переходит в кинетическую энергию, вызывающую оживление циркуляции атмосферы.

В последнее время конденсационная модель, или «озонная гипотеза», подверглась критике, согласно которой под влиянием солнечной активности не озоносфера действует на тропосферу, а наоборот, и эта связь осуществляется через циркуляцию атмосферы. Все больше накапливается фактов в пользу термодинамической связи между верхними слоями атмосферы, возбуждаемыми деятельностью Солнца и тропосферой. По исследованиям, например, Л. Р. Ракиповой [195, 196] усиление солнечной деятельности вызывает повышение температуры в ионосфере над тем или другим районом, а это в свою очередь может вызвать заметное углубление (до 5 мб) уже существующего в этом районе тропосферного циклона. Б. И. Сазонов и В. Ф. Логинов [204] полагают, что солнечная активность воздействует на общую циркуляцию атмосферы в результате изменения замагниченности космического пространства.

*

ГИПОТЕЗЫ, ОБЪЯСНЯЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

В настоящее время имеются многочисленные гипотезы, объясняющие смену климатов на протяжении геологического прошлого Земли. Особенно много попыток объяснить их развитие было сделано после открытия ледникового периода в начале XIX в. В итоге существует более пятидесяти «теорий ледниковых эпох», которые очень часто одно и то же явление освещают с диаметрально противоположных позиций. Более того, некоторые исследователи [193] вовсе отрицают существование ледниковых периодов.

Гипотезы, объясняющие изменение климатов прошлого, обычно объединяют в три группы.

Первая группа включает астрономические гипотезы, которые связывают изменение климата с изменениями элементов земной орбиты (ее формы, положения в пространстве) и с перемещениями оси вращения Земли.

Вторая группа состоит из физических гипотез, объясняющих смену климатов Земли изменением количества и спектрального состава солнечной радиации, поступающей на земную поверхность как в результате развития физических процессов на Солнце, так и из-за изменения оптических свойств земной атмосферы и процессов, в ней происходящих.

Третья группа — гипотезы геолого-географические. Причины изменения климатов они связывают с тектоническими процессами: с образованием крупных поднятий земной коры, изменениями площади суши и моря (их расположения и очертаний), с изменениями направления и мощности морских течений и т. д. Рассмотрим некоторые из гипотез.

АСТРОНОМИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

В главе 2 уже говорилось, что в результате воздействия планет солнечной системы и влияний других космических объектов положение Земли относительно Солнца изменяется. Для объяснения смены климатов Земли используют главным образом колебания вытянутости (эксцентриситета) земной орбиты, ее наклона по отношению к эклиптике (изменение наклона земной оси) и изменение ориентировки земной оси в пространстве. Продолжительность

периодов этих колебаний измеряется соответственно: 90 000, 40 000 и 21 000 лет.

Все эти изменения в движении Земли вокруг Солнца подробно рассмотрены Кролем в конце XIX в.; они имеют не только разную продолжительность периодов, но и оказывают различное влияние на поступление солнечной радиации. Суммарное их действие на радиацию может быть представлено результирующей кривой (рис. 72), которая была рассчитана и построена М. Миланковичем [190] для промежутка времени в 650 000 лет и довольно хорошо объясняла оледенение четвертичного периода. По расчетам Миланковича, солнечная радиация на верхней границе атмосферы в отдельные эпохи прошлого отличалась от современной следующим образом (табл. 122).

Таблица 122

Разница солнечной радиации (в ккал/см²) на границе атмосферы в отдельные годы до н. э. по сравнению с настоящим временем

Северная широта, град	Настоящее время		Годы до н. э.					
			9300		20 300		230 000	
	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима
5	161	149	+6,7	-7,4	+0,02	+1,0	-2,5	+4,0
75	132	7	+4,7	-1,9	-5,6	0,0	-7,2	+1,2

Из табл. 122 следует, что в Северном полушарии, особенно в высоких широтах, за 230 000 лет до н. э. лето было холодное; прохладным было также лето 20 300 лет до н. э. По мнению Миланковича, Кёппена и других ученых, оба эти года характеризуют соответственно более древнюю — рисскую и молодую — вюрмскую стадии четвертичного оледенения. Напротив, к послеледниковому климатическому оптимуму Миланкович относит 9300 г. до н. э. (атлантическое время), когда летом поступало большее количество солнечной радиации, чем теперь. Широколиственные леса распространялись на север значительно дальше, чем в настоящее время, и ледовитость в Арктике была заметно ослабленной по сравнению с нынешней. Гипотеза М. Миланковича была весьма популярной особенно в тридцатых годах нашего столетия. Есть ее сторонники и в настоящее время [214].

Однако среди части палеографов и палеоклиматологов высказывались сомнения о большом климатическом значении периодических изменений элементов земной орбиты, отражаемых кривой Миланковича. Критики указывали, что в своих построениях М. Миланкович слишком схематизирует, допуская однородность земной поверхности и неподвижность земной атмосферы. Далее отмечалось, что колебания радиации, обусловленные астрономиче-

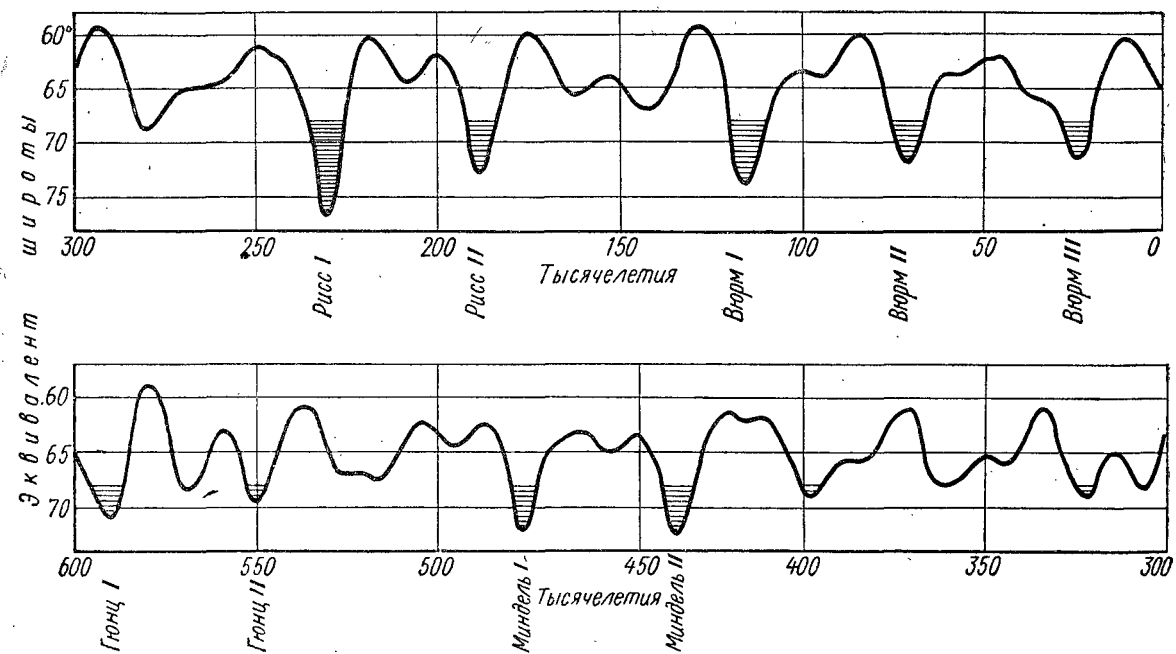


Рис. 72. Вековой ход облучения на 65° с. ш. (по М. Миланковичу)

скими причинами, якобы недостаточны для возникновения оледенения. Кроме того, констатировалось несовпадение основных событий четвертичного периода по Миланковичу и по методу ленточных глин.

Одно из основных возражений, выдвигаемых против астрономической гипотезы, состоит в том, что такую «кривую радиации» можно построить и для более отдаленных геологических времен, например, для третичного периода. Однако признаков оледенения для этого периода, по данным геологов, нет.

Расчеты М. Н. Миланковича подтвердил венгерский ученый Д. Бочак [188]. Он считает, что изменения радиации, вызванные астрономическими причинами, имели место и в дочетвертичное время, но они были недостаточны для возникновения и развития обширных ледниковых покровов в то время. К аналогичному выводу пришел также М. И. Будыко [3]. Он, кроме того, доказал, что малые колебания в приходе радиации в условиях современной большой неустойчивости термического режима высоких широт при наличии полярных ледяных покровов способны вызвать большие изменения климата.

ФИЗИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

В XIX в. палеоклиматические изменения объясняли изменением состава атмосферы. Так, Тиндаль, а затем Аррениус ухудшение климата в ледниковый период связывали с изменением содержания в атмосфере углекислоты. Как известно, в земной атмосфере содержится углекислого газа всего 0,03% (по объему), но и это его присутствие увеличивает «оранжерейный эффект» атмосферы и оказывает влияние на климат. Расчеты показывают, что если бы углекислый газ в атмосфере отсутствовал, то температура воздуха на Земле была бы на 21° ниже современной и равнялась бы -7°. Увеличение содержания углекислоты вдвое, по отношению к современному, вызвало бы рост средней годовой температуры до +18°.

Таким образом, теплые периоды в геологической истории Земли связывали с высоким содержанием углекислоты в атмосфере, а холодные — с низким ее содержанием. Пермо-карбоновое оледенение объясняли тем, что в предшествующий каменноугольный период бурно развивающаяся растительность значительно уменьшила содержание углекислого газа в атмосфере. Однако четвертичное оледенение, а тем более чередование его ледниковых и межледниковых эпох подобным образом объяснить невозможно. Тем не менее и в настоящее время имеются сторонники «гипотезы углекислоты». Так, Кэлендер и Пласс [201] считают, что за последние 100 лет в результате сжигания топлива общепланетарная температура повысилась на 0,5°. И, по мнению Векслера [214], увеличение концентрации углекислоты в атмосфере является одной из возможных причин потепления климата XX в.

Изменение «оранжерейного эффекта» атмосферы, кроме того, иногда связывают с изменением содержания в воздухе водяного пара. Х. Векслер считает, что уменьшение влагосодержания воздуха вдвое понизило бы среднюю температуру земной поверхности примерно на 5° . Однако вопрос о причинах изменения влажности автор оставляет открытым.

Гемфриз выдвинул гипотезу, согласно которой вековые изменения климата могут происходить в результате изменения прозрачности атмосферы вследствие

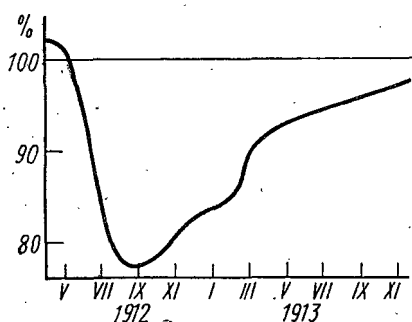


Рис. 73. Изменение радиации после извержения вулкана Катмаи

вулканической пыли и пепла. Он пришел к выводу, что засорение атмосферы продуктами вулканизма увеличивает альбедо Земли как планеты, уменьшает поступление солнечной радиации на земную поверхность и приводит к похолоданиям. Действительно, вулканы являются источниками огромных масс пыли и пепла. Подсчитано, например, что вулкан Кракатау (Индонезия) в 1883 г. выбросил в воздух 18 км^3 рыхлого материала, а

вулкан Катмаи (Аляска) в 1912 г. дал атмосфере около 21 км^3 пыли и пепла.

Обилие твердой мутности, выбрасываемой в атмосферу, широкое ее распространение и продолжительное сохранение (по Гемфризу мелкие фракции пыли могут оставаться в атмосфере многие годы) уменьшает приход коротковолновой солнечной радиации на земную поверхность (рис. 73), сокращает продолжительность солнечного сияния и мало влияет на эффективное излучение. После извержения Катмаи в 1912 г. даже в Алжире интенсивность радиации была ослаблена на 20%. В г. Павловске, под Ленинградом, коэффициент прозрачности атмосферы после извержения этого вулкана вместо нормальной величины 0,765 уменьшился до 0,588, а в августе — до 0,560. В отдельные дни напряжение солнечной радиации составляло только 20% от нормального. В Москве число часов солнечного сияния в 1912 г. равнялось лишь 75% наблюдавшегося в смежные годы.

Интересные данные об ослаблении солнечной радиации твердыми примесями в атмосфере сообщает В. Б. Шостакович [219]. Он пишет, что в засушливое лето 1915 г. лесные пожары охватили в Сибири площадь в 1,6 млн. км^2 , а дым — площадь в 6 млн. км^2 , равную по величине Европе. Солнечная радиация уменьшилась в августе до 65%. Пожары продолжались около 50 дней и вызвали запоздание в созревании злаков на 10—15 дней против обычного. Аналогичное влияние дыма огромных лесных пожаров в 1950 г.

в Канаде описывает Векслер. Он сообщает, что из-за дыма дневная сумма интенсивности солнечной радиации в безоблачные дни в Вашингтоне составляла 253 кал/см²сут., т. е. 52% нормы для безоблачного дня.

Стронником влияния помутнения атмосферы на климат является Брукс, по данным которого все холодные годы начиная с 1700 г., следовали за крупными извержениями вулканов: холодные 1784—1786 гг.— за извержением вулкана Асама (Япония) в 1783 г.; холодный 1816 г. («год без лета») — за извержением Томборо (о. Сумбава) в 1815 г.; холодные 1884—1886 гг.— за извержением Кракатау в 1883 г.; холодные 1912—1913 гг.— за извержением Катмай (Аляска) в 1912 г.

Из приведенных фактов следует, что механические примеси, выбрасываемые в атмосферу вулканами, особенно в периоды горообразования, могли оказывать некоторое влияние на климат.

Активным сторонником гипотезы вулканической причинности, объясняющей колебания и изменения климата, является М. И. Будыко [3]. Он нашел, что после вулканического извержения, при среднем уменьшении прямой радиации на 10%, а это, как видно из рис. 73, вполне допустимо, средняя годовая температура Северного полушария уменьшается примерно на 2—3°. Расчеты М. И. Будыко, кроме того, доказывают, что в результате загрязнения атмосферы вулканической пылью суммарная радиация более существенно ослабляется в полярной области и мало — в тропических широтах. В соответствии с этим снижение температуры должно быть более значительным в высоких широтах и сравнительно небольшим в низких. По тем же расчетам, а также результатам исследований Селлерса [3] для возникновения полного оледенения земного шара достаточно уменьшение притока суммарной солнечной радиации всего на величину около 2%.

По мнению М. И. Будыко, неоднократный высокий уровень вулканической активности в геологическом прошлом мог быть вероятной причиной резких колебаний климата. Однако геологические данные не дают подтверждений связи эпох интенсивной вулканической деятельности с похолоданиями. По В. М. Сеницыну [206], смена ледниковых и межледниковых эпох в плейстоцене также не сопровождалось колебаниями вулканической деятельности.

К группе физических гипотез принадлежит также широко известная гипотеза Симпсона. Симпсон связывает смену климатов на Земле с изменениями интенсивности солнечной радиации. Допускается, что величина солнечной постоянной изменяется на 10%. Ее изменения он объясняет переменной деятельностью Солнца и принимает во внимание влияние прозрачности атмосферы и альбедо земной поверхности. Основные положения гипотезы Симпсона заключаются в том, что при увеличении излучающей способности Солнца растет интенсивность солнечной радиации и, следовательно, температура земной поверхности, причем низкие широты

нагреваются больше, чем высокие. Вследствие этого возрастает температурный градиент экватор — полюс и усиливается атмосферная циркуляция. В свою очередь рост скорости ветра и температуры способствуют испарению и увеличению влагосодержания воздуха. Последнее при усилении циклоничности благоприятствует облакообразованию и выпадению большего количества осадков. Возросшая облачность, с одной стороны, увеличивает альбедо Земли,

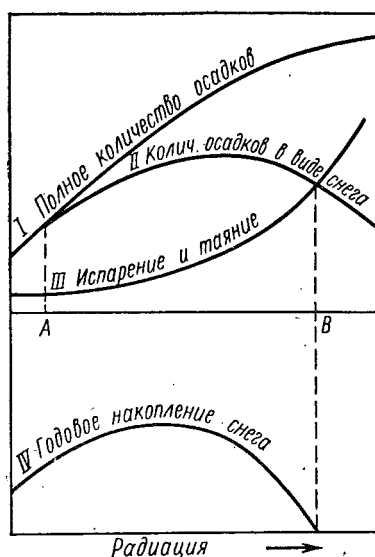


Рис. 74. Влияние возрастания радиации на количество осадков и накопление снега (по Симпсону)

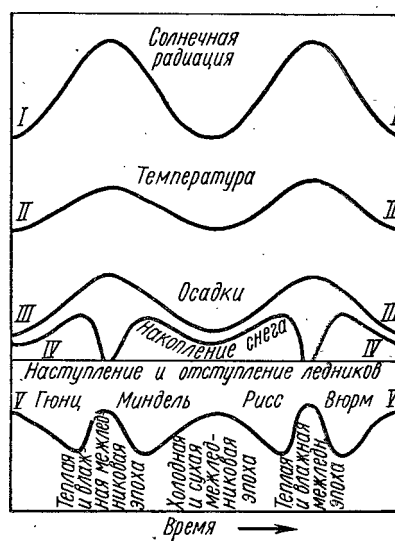


Рис. 75. Влияние двух циклов солнечной радиации на оледенение (по Симпсону)

в особенности в высоких широтах, где угол падения солнечных лучей невелик, а с другой — в большой мере предохраняет Землю от потери длинноволновой радиации. Все это сглаживает температурные контрасты между днем и ночью, между летом и зимой.

Изменение солнечной радиации имеет различные последствия для климатов низких и высоких широт. В низких широтах изменения солнечной радиации вызовут соответствующие изменения облачности и осадков, колебания температуры при этом будут сглажены, а в засушливых областях (пустынях) при увеличении радиации температура из-за большей облачности может даже понизиться. Таким образом, в местах, не подверженных оледенению, во время максимума солнечной радиации климат становится более морским и дождливым, а во время минимума — более континентальным и сухим.

Иначе складываются климатические условия в полярных областях и на возвышенностях, подверженных оледенению, где

летняя температура не поднимается выше 0° . Увеличение солнечной радиации приведет к росту средней годовой температуры и к увеличению осадков (рис. 74), которые первоначально выпадают преимущественно в виде снега. Это способствует росту ледников, таяние которых в течение облачного и потому прохладного лета незначительно. Однако при дальнейшем росте интенсивности солнечной радиации и температуры возрастут доля дождевых осадков, испарение, а с переходом температуры через 0° — таяние снега и льда. Все это вместе обусловит деградацию ледников и установление теплого межледникового периода.

В результате последующего уменьшения радиации и понижения температуры произойдет повторение процессов в обратном порядке: сначала возобновится накопление снега и льда, т. е. начнется новое оледенение. Но скоро вследствие уменьшения количества осадков исчезнут ледники и наступит холодная и сухая межледниковая эпоха.

Таким образом, гипотеза Симпсона дает лишь качественное представление об изменении климата в связи с колебаниями солнечной радиации.

Для объяснения ледниковых и межледниковых эпох четвертичного периода Симпсон первоначально в 1934 г. предложил два полных цикла в изменении интенсивности солнечной радиации (рис. 75). Реальность этих циклов он пытался подтвердить геологическими данными, но последующие работы геологов не дали убедительных доказательств существенных изменений в поступлении солнечной радиации за четвертичный период. В частности, остатками флоры и фауны, встречающимися среди ископаемых отложений, доказано, что великая миндель-рисская межледниковая эпоха не была холодной и сухой, что каждому дождливому периоду в тропиках соответствует одно, а не два оледенения в высоких широтах. Чтобы исключить эти неувязки, Симпсон в 1959 г. увеличил число максимумов солнечной радиации в течение ледникового периода с двух до трех [189]. Таким образом, согласно этому предположению в ледниковом периоде насчитывалось шесть ледниковых эпох и пять межледниковых (двух типов). По мнению Симпсона, настоящая эпоха приходится на конец спада третьего максимума солнечной радиации. Американские сторонники Симпсона — Уиллетт и Белл [214] число максимумов солнечной радиации на протяжении четвертичного периода предлагают увеличить даже до четырех.

Гипотеза Симпсона с ее уточнениями пользуется широким признанием. Большой ее заслугой является увязка колебаний солнечной радиации (к сожалению, только качественная) с изменениями многих геофизических процессов.

К группе физических гипотез относятся, наконец, гипотезы, объясняющие изменение климата циклическими колебаниями деятельности Солнца. При этом считается, что энергетическая мощность солнечной радиации практически остается

ся постоянной, а изменяются потоки ультрафиолетовой и корпускулярной геоактивной радиации. Впервые мнение о влиянии солнечной активности на палеоклиматические изменения появились в литературе после того, как были установлены вековые и предположительно многовековые циклы ее изменений.

Наиболее стройная гипотеза о влиянии солнечной активности на изменение климата принадлежит П. П. Предтеченскому [194]. Эта гипотеза объясняет смену климатов Земли изменениями общей циркуляции атмосферы под влиянием деятельности Солнца.

П. П. Предтеченский считает, что при усилении солнечной активности интенсифицируется циркуляция атмосферы, в ней начинают преобладать адвективные процессы, что ведет к сглаживанию температурных контрастов зима—лето. Наоборот, при ослаблении солнечной активности доля адвекции уменьшается и преобладающими становятся процессы стационарного типа. Таким образом, континентальность климата в первом случае во всех циркуляционных поясах уменьшается, а во втором — возрастает.

П. П. Предтеченский полагает, что солнечная активность, воздействуя на конденсационные процессы в атмосфере, оказывает влияние на основные механизмы общей циркуляции атмосферы: западно-восточный перенос и меридиональные вторжения. Эти механизмы действуют всегда, но степень развития каждого из них подвержена изменчивости в зависимости от деятельности Солнца.

При максимуме солнечной активности, по Предтеченскому, абсолютно преобладает меридиональная циркуляция; температурный градиент экватор — полюс достигает наименьшего значения. Зона умеренных широт совершенно исчезает, а другие зоны достигают максимального расширения. Климат во всех зонах становится более морским, отличается однообразием на больших пространствах и обилием осадков. Поэтому пустыни почти полностью исчезают. Эта эпоха, по мнению автора гипотезы, имела место на стыке мезозойской и кайнозойской эр (рис. 76, д).

При минимуме солнечной деятельности абсолютно преобладает западно-восточный перенос. Зоны умеренных широт занимают максимальную площадь, а все другие зоны предельно сокращены. Это эпоха максимальной разобщенности зон и предельной континентальности климата. Местные особенности формирования климата в таких условиях проявляются в полной мере. Пустыни достигают большого развития. Подобные климатические условия были, например, в начале мезозойской эры (см. рис. 76, а).

При переходе от максимума активности к минимуму и, следовательно, от одного преобладающего механизма циркуляции к другому происходят изменения климата и климатической зональности.

Так, при ослаблении солнечной деятельности на Земле могут сложиться условия, когда меридиональная циркуляция и западно-восточный перенос будут равноценны. Это эпоха предельной неустойчивости циркуляции и изменчивости климата. Зоны умеренных широт продолжают расширяться, температура снижается, особенно

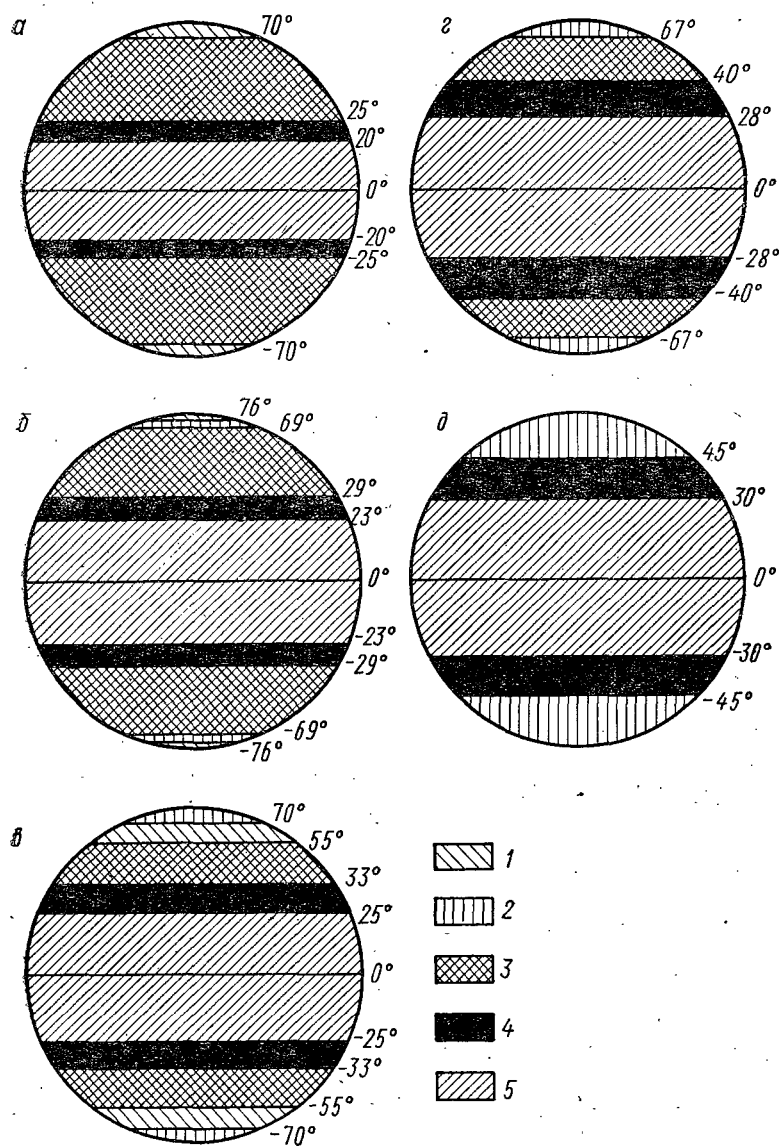


Рис. 76. Схема распределения климатических зон:
a — триас; *б* — верхняя пермь; *в* — ледниковая эпоха; *г* — эоцен — олигоцен — миоцен; *д* — мел — палеоцен (по Предтеченскому [194]);
 1 — холодные полярные зоны, 2 — теплые полярные зоны, 3 — умеренные широты, 4 — притропические максимумы давления, 5 — экваториально-тропическая зона

летом, но осадков выпадает еще много. Это благоприятствует накоплению снега и льда, установлению ледниковой эпохи. Огромную стимулирующую роль в развитии оледенений автор отводит местным ледниковым антициклонам.

Таким образом, ледниковые эпохи закладываются и развиваются при неупорядоченности атмосферной циркуляции, а с переходом к преобладанию меридионального или западно-восточного переноса они деградируют. Множественность ледниковых и межледниковых эпох автор объясняет совокупным влиянием на циркуляцию атмосферы различных по продолжительности и амплитуде циклов солнечной активности, которые накладываются один на другой.

Наиболее гипотетичным в схеме П. П. Предтеченского является существование многовековых циклов солнечной активности и механизм связи между солнечной активностью и циркулирующей атмосферой, тем более что конденсационная модель в настоящее время не находит поддержки.

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

В XIX столетии большой популярностью для объяснения изменений климатов прошлого, и в частности четвертичного оледенения, пользовалась гипотеза постепенного охлаждения Земли, основывающаяся на космогонических построениях Канта — Лапласа. Делались даже попытки расчета понижения температуры в процессе потери Землей первоначального запаса энергии. Однако последующее открытие дочетвертичных оледенений и развитие климата в позднечетвертичное время поставили гипотезу постепенного охлаждения Земли под сомнение.

В иной интерпретации излагается роль внутреннего тепла Земли в гипотезе А. Вагнера, появившейся в 1940 г. Рассматривая тепло Земли как продукт распада радиоактивных веществ, Вагнер считает, что в геологически спокойное время происходит аккумуляция тепла в недрах Земли. Приток тепла к земной поверхности постепенно увеличивается и способствует потеплению климата. В эпохи орогенеза на складкообразование затрачивается огромное количество энергии, и приток ее к поверхности резко уменьшается. Именно с этими эпохами А. Вагнер связывает ледниковые периоды.

Выводы гипотезы А. Вагнера не подкреплены количественными характеристиками и встречают возражения. Они заключаются в том, что в геологическом прошлом оледенения не всегда следовали за горообразованием. Кроме того, оба эти процесса происходили на совершенно разных концах материков, тогда как следовало бы ожидать более тесную связь между ними во времени и пространстве. К тому же в настоящее время установлено, что влияние внутреннего тепла Земли на климат мало и совершенно

недостаточно для того, чтобы могли исчезнуть материковые ледниковые покровы четвертичного периода.

В первой половине XX в. широкой популярностью для объяснения смены климатов геологического прошлого Земли пользовалась гипотеза А. В. Вегенера [144] о возникновении материков и океанов. Эта гипотеза объясняет климатические изменения предполагаемым дрейфом материков. Мысль о перемещении материков выдвинута А. В. Вегенером в 1912 г. Однако она не нова. Еще М. В. Ломоносов писал об этом в 1763 г. в труде «О слоях земных». Более четко сформулирована эта мысль неизвестным автором, написавшим в 1877 г. книгу «Астрономические предрассудки и материалы для составления новой теории образования планетной системы». Автор этой книги писал: «В очертании материков земного шара замечается следующее: западные берега Европы и Африки почти параллельны восточным берегам Америки. В большинстве случаев заливам берегов Старого Света соответствует выдавшиеся в море части материков восточных берегов Америки, и наоборот... Юго-восточный берег Южной Америки от мыса Рока и далее, за устье реки Рио-де-Лаплата, своею кривизною почти совершенно соответствует кривизне юго-западного берега Африки, начиная от устья реки Нигера и вплоть до мыса Доброй Надежды... Все это едва ли может быть простою случайностью» ([139], стр. 271). Сходство очертаний материков неизвестный автор объяснял их раздвижением.

Сущность гипотезы Вегенера о дрейфе материков состоит в том, что относительно легкие гранитные глыбы материков плавают в более тяжелой и вязкой базальтовой оболочке Земли (симе), подобно тому как льдины плавают в воде. Автором гипотезы предполагается, что в догеологическое время Земля была покрыта сплошным слоем гранитного материала (сиаль). В последующем, под влиянием центробежной и приливо-отливных сил, происходили разломы и разрывы сиалической сферы на отдельные материковые глыбы, сдвиги и смятия этих глыб. Допускается, что центробежная сила перемещала материки от полюса к экватору, а приливо-отливные силы, которые вызываются солнечным и лунным притяжением земной коры, обуславливали движение материков в западном направлении. Это расхождение материков происходило постепенно. Северная Америка, по мнению автора, отделилась от Северной Европы лишь в четвертичное время.

В качестве основных доводов в пользу перемещения материков кроме сходства очертаний берегов Вегенером привлечены некоторые геологические, палеонтологические, биологические (в частности, сходство флор и фаун на разных материках) и другие доказательства. Поэтому многие ботаники являются сторонниками гипотезы Вегенера. К ним принадлежит советский палеоботаник А. Н. Криштофович [176].

Последующие исследования геофизиков показали, что силы, на которые ссылается Вегенер, недостаточны, чтобы вызвать раз-

движение и расползание материков. Л. С. Берг [139] считал, что наличие подводного Атлантического хребта несовместимо с раздвижением Старого и Нового Света, что обмен флорой и фауной между материками происходил при посредстве цепей островов Атлантического океана и хребта, ныне ушедшего под его воды.

Противники предположения Вегенера далее утверждают, что силы, поднимающие и опускающие определенные участки материковых глыб, расположены под земной корой, в базальтовой оболочке (симе), или в так называемой верхней «мантии». Поэтому если бы материковые глыбы плавали по симе, то горы и впадины также перемещались бы по земной поверхности под действием внутренних сил в различных участках мантии.

Современные приверженцы гипотезы дрейфа материков (мобилисты) получили эффективную поддержку из области паломagnetизма. Изучение остаточной намагниченности разновозрастных горных пород на разных материках показало, что ориентировка восстановленных древних магнитных полей менее или более не соответствует современному положению магнитных полюсов Земли. Магнитологи убеждены, что это несоответствие магнитных полей обусловлено раздвижением материков, а также их перемещением относительно магнитных полюсов Земли. В последнее время сторонники дрейфа материков опираются также на идеи, развиваемые некоторыми геологами. Согласно этим идеям, мантия Земли является гигантской конвекционной системой. В ней совершается круговорот глубинного вещества, при котором жидкий слой мантии вырывается на поверхность Земли посредине океанов и твердеет, образуя литосферу. Новые порции лавы раздвигают литосферу в стороны от срединных океанических хребтов. Таким образом эта гипотеза пытается объяснить движение самого морского дна, а оно в свою очередь создает якобы своего рода конвейерный механизм для раздвижения глыб суши.

Гипотезу континентального дрейфа Вегенер объединяет с еще более широко распространенной гипотезой о перемещении земной оси и полюсов. Эту часть своих построений Вегенер развил в дальнейшем вместе с Кёппеном. Авторы считают, что независимо от перемещения материков Северный полюс, начиная с палеозоя, прошел большой путь через Тихий океан и наконец принял современное свое положение. При этом географическая широта отдельных пунктов изменялась в весьма большом диапазоне (табл. 123).

Доказательства в пользу перемещения полюсов и изменения географической широты целиком основываются на косвенных признаках палеоклиматов. Согласно гипотезе Вегенера и Кёппена, по этим признакам во все геологические эпохи, начиная с каменноугольного периода, можно установить наличие на Земле тех же основных климатических поясов, которые прослеживаются и в настоящее время, т. е. влажную экваториальную зону, две сухие зоны, две влажные зоны умеренных широт и две полярные области.

Таблица 123

Географическая широта (в град.) отдельных пунктов земной поверхности
в различные геологические эпохи

Пункт	Эпоха								
	камен- но- уголь- ная	перм- ская	триа- совая	юрская	мело- вая	эоце- новая	миоце- новая	начало четвер- тичной	совре- менное поло- жение
Шпицберген	24	32	42	40	40	38	65	70	79
Нью-Йорк	0	18	20	18	12	11	38	62	41
Иркутск	22	19	29	29	31	37	54	37	52
Коломбо	-82*	-69*	-68*	-69*	-70*	-58*	-24*	-18*	7

* Знак «—» обозначает южную широту.

Последние, по мнению авторов, всегда были скованы материковыми или плавучими льдами. Однако положение их на земной поверхности изменялось от одной геологической эпохи к другой вместе с изменением положения экватора и полюсов.

Гипотеза Вегенера и Кёппена более или менее хорошо согласуется с изменением климатов в палеозое и мезозое, но она не дает возможности объяснить развитие климатов в четвертичный период. Так, например, эта гипотеза становится в тупик при объяснении смены ледниковых и межледниковых эпох. Полюс на протяжении большей части четвертичного периода располагался в центральной части Гренландии, а континенты Евразии и Америки занимали положение, близкое к современному. Поэтому авторы гипотезы дрейфа континентов и перемещения полюсов для объяснения изменений климата вынуждены прибегать к внешним (космическим) причинам, и в частности к влиянию на климат изменения параметров земной орбиты.

Многие палеоклиматологи, включая К. Брукса [141], М. Шварцбаха [211] и др., соглашались с возможностью совершенно иного положения полюсов в ранние геологические периоды по сравнению с настоящим временем.

В Советском Союзе гипотезу перемещения земной оси и полюсов развил Л. Б. Рухин [203]. Основываясь на данных о распространении различных типов осадочных пород и органических остатков, этот автор пришел к выводу, что на протяжении почти всего палеозоя Южный полюс был расположен в Экваториальной и Южной Африке, что объясняет частые здесь оледенения. Европа располагалась вблизи экватора, и влажный экваториальный климат создал в этой области и даже севернее многочисленные месторождения каменного угля.

Положение земной оси на протяжении палеозойской и мезозойской эр изменялось мало. В последующем, как полагает Л. Б. Рухин, в особенности во второй половине третичного перио-

да, началось быстрое смещение полюсов. Они сдвинулись примерно на 50° . Для доказательства столь значительного и быстрого изменения положения земной оси в третичное время Л. Б. Рухин привлекает палеомагнитные данные, зоогеографические и другие исследования. Вместе с тем Л. Б. Рухин отмечает, что его предположение требует дальнейших доказательств. Оно не подтверждается прежде всего тем, что остатки третичных флор известны вокруг современного положения Северного полюса, в то время как должны быть лишь с одной его стороны.

Главную причину, вызвавшую смещение земной оси в третичное время, Л. Б. Рухин связывает с поднятиями и опусканиями больших участков земной коры и считает, что тектонические движения определяют изменение климата не только в результате перемещения полюсов, но и вследствие изменения лика Земли.

Н. М. Страхов [207] также видит причину изменения климатов на Земле в перемещении полюсов и объясняет это неравномерным распределением масс земной коры.

Известно, что современная климатология рассматривает земную поверхность, в частности рельеф местности, как один из ведущих факторов климатообразования. Поэтому не случайно в начале XX в. появилось несколько гипотез, в которых рельеф местности выступает в качестве решающей причины изменения климата. Популярность подобных «гипотез рельефа» в большой мере обосновывается известной последовательностью третичного орогенеза (альпийская складчатость) и четвертичного оледенения.

Л. Б. Рамзей [211], например, считает, что оледенения могут быть связаны с колебательными движениями земной коры. В ходе этих движений некоторые участки земной поверхности поднимаются до высот с небольшой плотностью воздуха и в результате излучения сильно охлаждаются. Они могут оказаться в условиях, благоприятных для образования снежников и ледников. Отсюда делается вывод, что условия пересеченной местности усиливают потерю тепла, создают множество ледниковых покровов и обуславливают общее понижение температуры. Наоборот, при выровненном рельефе климат становится более теплым.

В работах А. И. Воейкова [153, 154, 155], К. Брукса [141] также придается большое значение в изменении климата вертикальным (орогеническим и эпейрогеническим) движениям земной коры. Как известно, с этими движениями связан широкий круг явлений: образование крупных неровностей на Земле, изменение интенсивности и направления морских течений, изменение соотношения суши и моря, их расположения и даже изменение свойств атмосферы, в частности содержания в ней примесей вулканического происхождения. Все эти проявления тектонических процессов находятся в причинной зависимости друг от друга и изменяют не только лик Земли, но и ее атмосферу, т. е. изменяют географические условия на Земле. На климате эти изменения отражаются различно.

К. Брукс, например, не разделяет взгляды Л. Б. Рамзея на большую потерю тепла с возвышенностей рельефа в процессе лучеиспускания. Однако он считает, что рельеф в общем стимулирует образование облачности, которая отражает значительную часть солнечной радиации и тем самым ведет к снижению температуры. По расчетам К. Брукса, при переходе от совершенно выровненного рельефа земного шара к современному его состоянию, вследствие увеличения облачности над горными хребтами, температура воздуха в среднем понизится на $0,3^\circ$.

По новейшим данным М. И. Будыко [3], влияние облачности на термический режим, связанное с изменениями альбедо, в значительной мере компенсируется соответствующими изменениями эффективного излучения подстилающей поверхности.

В. Альбрехт [211] изменение климата связывает с образованием мощных горных хребтов на пути движения воздуха. Он утверждает, например, что возникновение обширного четвертичного ледникового покрова в Северной Америке обязано в определенной степени меридиональной цепи Кордильер, которые образуют барьер на пути влажных и теплых воздушных масс.

Процесс горообразования, изменяя рельеф Земли (как суши, так и дна моря), существенно влияет на горизонтальное перераспределение тепла в атмосфере и гидросфере и тем самым становится причиной изменения климата.

После открытия дочетвертичных теплолюбивых флор в Гренландии и в других полярных районах ряд ученых (Воейков, Брукс и др.) объясняли благоприятные условия произрастания этих флор обильным притоком к полюсу теплых масс воды. Реальность такого взгляда в большой мере подтверждается исследованиями В. В. Шулейкина [220]. По его расчетам, даже в современном тепловом балансе Карского моря, составляющем $87 \text{ ккал/см}^2\text{год}$, на тепло, поступающее с теплыми атлантическими водами, приходится $38 \text{ ккал/см}^2\text{год}$, или около 44%.

Важные количественные климатические характеристики и выводы для условий безледного режима Арктики в последнее время получены М. И. Будыко [3]. Этот автор так же, как и ранее К. Брукс, пришел к выводу о большой климатической значимости ледяного покрова Арктики. М. И. Будыко нашел, что при исчезновении полярных льдов средняя годовая температура воздуха в Центральной Арктике, даже без учета дополнительного притока тепла в гидросфере, повысилась бы по сравнению с современными условиями примерно на 15° (табл. 124).

Таблица 124
Термический режим Центральной Арктики при безледных условиях (по М. И. Будыко)

Сезон	Температура, $^\circ\text{C}$	
	воды	воздуха
Лето . . .	4,3	5,8
Зима . . .	-0,8	-5,4

По тем же расчетам при учете существующих условий горизонтального теплообмена и в атмосфере, и в гидросфере средняя годовая температура в безледной Арктике повысилась бы более чем на 40° . Несомненно, что такое повышение температуры скажется на термическом режиме далеко за пределами Арктики, включая тропические широты.

Безледный режим высоких широт, как это следует из расчетов М. И. Будыко, является неустойчивым. Это видно из того, что средняя температура воды зимой (см. табл. 124) лишь на 1° превышает точку замерзания соленой воды ($-1,8^{\circ}$). Поэтому свойственные климату колебания термического режима могут существенно изменить характер и свойства подстилающей поверхности в полярной области.

Широкие морские трансгрессии и регрессии, связанные с вертикальными движениями земной коры и неоднократно имевшие место в геологическом прошлом Земли, вызывали большие изменения в соотношении площади моря и суши и в их взаимном расположении. Все это влечет за собой существенные климатические изменения.

Весьма убежденным сторонником этого взгляда был А. И. Воейков [153]. Он писал, что никакая эксцентricность орбиты вместе с зимой в перигелии или афелии не дадут Северному полушарию климата более благоприятного для снежников и ледников, чем в Южном полушарии, с его более влажным океаническим климатом. По мнению А. И. Воейкова, в условиях морского климата для роста обширных ледников необходимо и достаточно понижения температуры. Понижения температуры на 5° может объяснить усиленное развитие глетчеров (например, в Альпах). Но этой причины недостаточно для увеличения размеров ледников в областях с относительно сухим, континентальным климатом. Так, по Воейкову, на равнинах и нагорьях Центральной Азии при понижении летней и годовой температуры «ледников все-таки не будет».

Взгляды А. И. Воейкова на зависимость оледенения от понижения температуры и усиления атмосферных осадков разделяет И. Д. Лукашевич [180]. Будучи сторонником непрерывного охлаждения Земли в результате постепенного остывания Солнца, И. Д. Лукашевич считает, что на общем фоне охлаждения Земли наиболее значительные колебания климата можно объяснить изменением в распределении суши и водной поверхности в результате трансгрессий и регрессий моря. При подъеме уровня моря во время трансгрессий превышение суши над морем уменьшается и она оказывается в условиях более высокой температуры. Поэтому морские трансгрессии действуют на климат отепляюще и температура на суше повышается на $1-2^{\circ}$. Этому способствует большая теплоемкость воды и сильный прогрев ее масс на мелководьях. Сокращение площади водной поверхности в результате регрессии моря, наоборот, влечет увеличение высоты континента, понижение температуры на суше, но температура воды

в океане повышается (вливаются теплые массы воды мелководий). И. Д. Лукашевич подчеркивает, что отступление моря особенно сильно сказывается на понижении температуры в северных областях из-за небольшого влагосодержания воздуха.

К аналогичным выводам пришел К. Брукс. Он отмечает, что увеличение площади морей способствует выравниванию климатов Земли на больших пространствах: температура в экваториальном поясе несколько снижается и заметно повышается в околополярных морских бассейнах. Основываясь на этом, автор делает вывод, что уменьшение площади суши в высоких широтах повышает, а в низких — понижает температуру поверхности Земли. Для иллюстрации этого Брукс приводит следующие расчетные данные изменения средней температуры на разных широтах при уменьшении площади суши на 10%:

Широта, град.	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Изменения, температуры, °C	-2,0	-1,8	-1,5	-1,0	-0,3	+0,3	+1,0	+1,5	+1,8

Приведенные изменения температуры велики, так как считается, что для образования ледникового покрова четвертичного периода было достаточным понижение температуры лета всего на 1—2°. К. Брукс подчеркивает, что повышение средней годовой температуры в высоких широтах при сокращении площади суши обусловлено повышением зимней температуры. Летняя же температура при этом незначительно понижается.

Таким образом, «гипотезы рельефа» объясняют изменение климата весьма разнообразными причинами, связанными с орогенетическими движениями и их географическими следствиями.

Некоторые из этих причин ввиду территориальной ограниченности, разрозненности и разновременности процессов горообразования имеют, скорее, частное, или локальное, значение. Следовательно, они не могут объяснить одновременные климатические изменения на всем земном шаре, примеры которых дает геология. Такие причины, как трансгрессии и регрессии моря, вызывают весьма широкие и результативные климатические изменения. Именно поэтому К. Брукс, обобщая вопрос о влиянии на климат изменений в распределении суши и моря, происходивших на протяжении геологической истории, приходит к выводу, что они вполне достаточны для того, чтобы объяснить отличие «неледникового» климата от «ледникового» или теплого геологического периода от холодного. К. Брукс считает такие внешние факторы, как колебания солнечной радиации или изменения астрономических факторов, возможными, но не обязательными условиями климатических изменений.

Подводя итог обзору гипотез, служащих для объяснения смены климатов геологического прошлого Земли, нужно отметить следующее.

1. Рассмотренные гипотезы являются лишь небольшой частью имеющихся в литературе. Уже одно обилие гипотез говорит о сложности проблемы изменения климатов Земли. Обилие гипотез объясняется множеством причин, от которых зависит климат и его изменение.

2. Все, или почти все, гипотезы, хорошо объясняя одни факты, например плейстоценовое оледенение, не дают объяснения другим, не менее важным фактам, например множественности оледенений.

3. По мнению большинства исследователей, смена климатов определяется действием космических и теллурических причин. Первые связывают с переменной деятельностью Солнца, но переменность видят либо в изменении интенсивности солнечной радиации, либо в колебании солнечной активности. Теллурические изменения климата объясняют земными процессами, для которых характерно весьма сложное взаимодействие и множественность следствий. По новейшим данным, изменения в приходе солнечной радиации существенно влияют на автоколебательные процессы в земной атмосфере и гидросфере. Влияние космических и меняющееся взаимодействие земных факторов во многом еще трудно поддается количественной оценке.

*

Л и т е р а т у р а

1. Атлас теплового баланса земного шара. Межведомствен. геофизич. комитет. М., 1963.
2. Берг Л. С. Основы климатологии. Л., Учпедгиз, 1938.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971.
4. Воейков А. И. Избр. соч. М., Изд-во АН СССР, 1948—1949.
5. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. М., ИЛ, 1960.
6. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965.
7. Курс климатологии (под ред. Е. С. Рубинштейн), ч. I—II. Л., Гидрометеиздат, 1952; ч. III. Л., Гидрометеиздат, 1954.
8. Маршунова М. С. и Н. Т. Черниговский. Климат советской Арктики (радиационный режим). Л., Гидрометеиздат, 1965.
9. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л., Гидрометеиздат, 1961.
10. Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л., Гидрометеиздат, 1968.

Литература к главе 2

11. Аверкиев М. С. Возможные месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при различной прозрачности атмосферы для широт 40—70°. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1956, № 2.
12. Аверкиев М. С. Расчет возможных сумм прямой солнечной радиации с учетом различной прозрачности атмосферы. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1958, № 1.
13. Аверкиев М. С. Рассеянная радиация безоблачного неба. «Метеорология и гидрология», 1956, № 5.
14. Аверкиев М. С. Суммарная радиация и ее компоненты при безоблачном небе в зависимости от прозрачности атмосферы для широт 40—70°. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1958, № 4.
15. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л., Гидрометеиздат, 1961.
16. Берлянд Т. Г. Изменчивость солнечной радиации поступающей к поверхности земли. «Тр. ГГО», 1965, вып. 179.
17. Берлянд Т. Г. Современное состояние исследований радиационного климата. В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат, 1966.
18. Берлянд Т. Г., Мухенберг В. В. Роль поглощенной радиации в формировании радиационного баланса. «Тр. ГГО», 1963, вып. 139.
19. Воейков А. И. К вопросу о колебании климата. «Метеорологический вестник», 1902, № 1.
20. Гаврилова М. К. Радиационный климат Арктики. Л., Гидрометеиздат, 1963.
21. Зубенок Л. И. Тепловой баланс континентов. «Тр. Всесоюз. научн. метеоролог. совещан.», т. IV. Л., Гидрометеиздат, 1962.

22. Ефимова Н. А. К методике расчета месячных величин эффективного излучения. «Метеорология и гидрология», 1961, № 10.
23. Ефимова Н. А. Радиационный баланс поверхности суши земного шара. «Тр. Всесоюз. научн. метеорологич. совещан.», т. IV. Л., Гидрометеиздат, 1962.
24. Ефимова Н. А., Строкина Л. А. Распределение эффективного излучения на поверхности земного шара. «Тр. ГГО», 1963, вып. 139.
25. Калитин Н. Н. Суммы тепла солнечной радиации на территории СССР. «Природа», 1945, № 2.
26. Калитин Н. Н. Соотношение между приходом солнечной и рассеянной радиации при различных климатических условиях. «Докл. АН СССР», 1946, т. 53, № 8.
27. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Л., Гидрометеиздат, 1954.
28. Кондратьев К. Я. Солнечная постоянная. «Метеорология и гидрология», 1971, № 3.
29. Ломоносов М. В. Труды по минералогии, металлургии и горному делу. Прибавление 2. «О слоях земных, 1763». Полн. собр. соч., т. 5. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.
30. Мухенберг В. В. Альbedo поверхности суши земного шара. «Тр. ГГО», 1967, вып. 139.
31. Мухенберг В. В., Строкина Л. А. Распределение поглощенной радиации на материках и океанах. «Тр. ГГО», 1967, вып. 193.
32. Полтараус Б. В. Зональные и сезонные особенности в приходе рассеянной солнечной радиации. «Метеорология и гидрология», 1972, № 10.
33. Савинов С. И. Солнечная, земная и атмосферная радиация. «Климат и погода», 1925, № 2—3.
34. Сивков С. И. Географическое распределение эффективных величин альbedo водной поверхности. «Изв. ВГО», 1952, т. 84, № 2.
35. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеиздат, 1968.
36. Строкина Л. А. Тепловой баланс в различных климатических зонах океанов. «Тр. Всес. научн. метеорологич. совещ.», т. IV. Л., Гидрометеиздат, 1962.
37. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной радиации. «Метеорология и гидрология», 1939, № 6.

Литература к главам 3, 6 и 7

38. Алисов Б. П., Сорокина В. Н., Мячкова Н. А. Погода как климатическая характеристика. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1971, № 2.
39. Витвицкий Г. Н. Климаты зарубежной Азии. М., Географгиз, 1960.
40. Витвицкий Г. Н. Климаты Северной Америки. М., Географгиз, 1953.
41. Витвицкий Г. Н. Циркуляция атмосферы в тропиках. М.—Л., Гидрометеиздат, 1971.
42. Зверев А. С. Синоптическая метеорология, изд. 2. Л., Гидрометеиздат, 1968.
43. Климатический справочник, ч. II. Ветер, относительная влажность воздуха, облачность, туманы, грозы и агроклиматические характеристики. Л., Гидрометеиздат, 1967.
44. Климатический справочник Африки, ч. I. Температура воздуха, осадки. Л., Гидрометеиздат, 1968.
45. Климаты Африки. Л., Гидрометеиздат, 1967.
46. Мировой агроклиматический справочник. Л.—М., Гидрометеиздат, 1937.
47. Педеллаборд П. Муссоны. М., ИЛ, 1963.
48. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление температура воздуха и атмосферные осадки Северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1959.

49. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории Северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1970.
50. Средние многолетние месячные и годовые суммы атмосферных осадков на зарубежной территории Северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1972.
51. Тихий океан, т. I. «Метеорологические условия над Тихим океаном». М., «Наука», 1966.
52. Хромов С. П. К дидактике вопросов общей циркуляции атмосферы. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1968, № 6.
53. Чаттерджи С. Б. Климат Индии. М., ИЛ, 1959.

Литература к главе 4

54. Брикнер Э. Я. Баланс круговорота воды на земле. «Почвоведение», 1905, т. VII, № 3.
55. Дроздов О. А. Влияние изменения шероховатости подстилающей поверхности на режим осадков. В кн.: «Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР». Л., Гидрометеиздат, 1952.
56. Иванов Н. Н. Пояса континентальности климата земного шара. «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1959, т. 91, вып. 5.
57. Калинин Г. П. Роль леса в распределении осадков. В сб.: «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения». Л., Гидрометеиздат, 1950.
58. Калитин Н. Н. Актинометрия. Л.—Л., Гидрометеиздат, 1938.
59. Костин С. И. Влияние леса на климат в условиях Воронежской области. «Научн. тр. Воронежск. с.-х. ин-та», 1948, т. X.
60. Львович Л. И. Элементы водного режима рек земного шара. «Тр. научн.-исслед. учреждений», сер. IV, вып. 18. Л., Гидрометеиздат, 1945.
61. Молчанов А. А. Лес и климат. М., Изд-во АН СССР, 1961.
62. Погосян Х. П. О влиянии распределения океанов и суши на температуру воздуха. «Изв. Всерос. геогр. о-ва», 1953, № 4.
63. Рубинштейн Е. С. Средние широтные температуры воздуха на земном шаре и их связь с изменением климата. «Тр. ГГО», 1970, вып. 269.
64. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. Л., Гидрометеиздат, 1959.
65. Степанов В. Н. Бюджет тепла поверхности Мирового океана и теплосодержание его вод. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1960, т. 37.

Литература к главе 5

66. Айзенштат Б. А. Радиационный баланс и температура почвы в Ташкенте. «Тр. ГГО», 1957, вып. 13.
67. Айзенштат Б. А. Исследование теплового баланса Средней Азии. В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат, 1966.
68. Балашова Е. М., Житомирская О. М., Семенова О. А. Климатическое описание республик Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1960.
69. Беляева И. П. Годовой ход потоков суммарной радиации на наклонные поверхности. «Изв. АН УзССР», сер. физ.-мат., 1961, № 5.
70. Беляева И. П. О расчете дневных сумм суммарной радиации на наклонные поверхности в облачные дни. «Изв. АН УзССР», сер. физ.-мат., 1962, вып. 4.
71. Береснева И. А. и Данилова Л. П. Влияние возвышенностей равнины и влагооборот. «Тр. ГГО», 1954, вып. 45.
72. Берлин И. А. О некоторых особенностях распределения относительной влажности в горных районах. «Тр. ГГО», 1959, вып. 96.
73. Борзенкова И. И. Об особенностях радиационного режима горных областей. «Тр. ГГО», 1970, вып. 263.
74. Боровиков А. М., Грудзинский М. Э., Хргиан А. Х. О метеорологических условиях высокогорного Тянь-Шаня. «Тр. ЦАО», 1958, вып. 21.

75. Бугаев В. А., Петросянц М. А. Об особенностях конвективных облаков над Тянь-Шанем. «Тр. ГГО», 1957, вып. 13.
76. Бурман Э. А. Местные ветры. Л., Гидрометеониздат, 1966.
77. Волошина А. П. Актинометрические и общеметеорологические наблюдения на седловине Эльбруса. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1961, № 1.
78. Воронцов П. А. Особенности местных ветров в районе Эльбруса. «Тр. ГГО», 1952, вып. 32(94).
79. Воронцов П. А. Фёны Рионской долины. «Тр. ГГО», 1955, вып. 54(116).
80. Воронцов П. А., Казаков Л. А. Особенности ветрового режима над хлопковым оазисом и полупустыней. «Тр. ГГО», 1953, вып. 39(101).
81. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов и предгорий Тянь-Шаня. Л., Гидрометеониздат, 1962.
82. Гольцберг И. А. К вопросу о построении карт температур, не приведенных к уровню моря. «Тр. по сельскохоз. метеорологии», 1936, вып. 24.
83. Давитая Ф. Ф., Дроздов О. А. Проблемы торной климатологии, их прикладное значение и пути решения. «Метеорология и гидрология», 1970, № 4.
84. Дроздов О. А. Изменение режима осадков. В кн.: «Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР». Л., Гидрометеониздат, 1952.
85. Дроздов О. А. О некоторых особенностях местных циркуляций горных районов. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, т. 24, вып. 4.
86. Дроздов О. А. Общие условия формирования климата ледников. Горно-долинная циркуляция в районе ледников Федченко и Зеравшанского. В кн.: «Крупнейшие ледники Средней Азии — ледники Федченко и Зеравшанский». Изд-во ЛГУ, 1967.
87. Ермолаев М. И. Основные геометрические и геохимические параметры земной коры. «Изв. ВГО», 1967, вып. 5.
88. Калесник С. В. Гляциология. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1954.
89. Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970.
90. Калитин Н. Н. Солнечная диффузная и земная радиация по наблюдениям на Эльбрусе. «Геофизика и метеорология», 1928, т. V, вып. 3.
91. Колесникова В. Н. Режим ветра в нижнем километровом слое атмосферы в Той-Тюбе. «Тр. Среднеазиатск. НИГМИ», 1959, вып. 2(17).
92. Колосков П. И. Рельеф как фактор климата Амурской области. Благовещенск, 1916.
93. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. «Тр. по изуч. земельных фондов КазССР», 1947, вып. 4.
94. Листрова А. Л. Урсатьевские ветры. «Тр. САНИГМИ», 1959, вып. 2(17).
95. Ломинадзе В. П., Чиракадзе Г. И. Климат и климатические ресурсы Грузии. «Тр. Закавказск. НИГМИ», 1971, вып. 44(150).
96. Лопухин Е. А. Актинометрические наблюдения в Турке. «Тр. Ин-та математ. и механики», 1955, вып. 14.
97. Лопухин Е. А. Актинометрические наблюдения на Памире в сентябре 1957. «Тр. САНИГМИ», 1959, вып. 2(17).
98. Лопухин Е. А., Закриллаев Ф. З. Изменение радиационных величин с высотой над земной поверхностью. «Тр. Ин-та математ. и механики», 1955, вып. 14.
99. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., Гидрометеониздат, 1962.
100. Морозова М. И., Петросянц М. О., Чернышева О. Н. Особенности воздушных течений над Памиром и Западным Тянь-Шанем. «Метеорология и гидрология», 1959, № 9.
101. Мумилов Ф. А. Радиационный и тепловой балансы Алайской долины в районе Сары-Таша. «Тр. САНИГМИ», 1959, вып. 2(17).
102. Мурванидзе В. А. Особенности залегания снежного покрова в горных районах Западной Грузии. «Тр. Тбилисс. НИГМИ», 1961, вып. 9.

103. Мурзаев Э. М. Природа Синьцзяня и формирование пустынь Центральной Азии. М., «Мысль», 1966.
104. Незваль Е. И. Ультрафиолетовая радиация на юге СССР при ясном небе. «Мат-лы Моск. филиала Геогр. о-ва» (в печати).
105. Петросянц М. Л., Субботина О. И., Чанышева С. Г. О влиянии орографии Средней Азии на среднее поле температуры. «Тр. САНИГМИ», 1965, вып. 20(95).
106. Полтараус Б. В. Фёны Западного Кавказа. «Метеорология и гидрология», 1972, № 7.
107. Рубинштейн Е. С. Средние месячные температуры воздуха в Европейской части СССР, ч. I, вып. 1. Л., Гидрометеониздат, 1926.
108. Рябчиков А. М. Структура высотной зональности ландшафтов суши. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1968, № 6.
109. Селезнева Е. С. Местные периодические ветры в горах. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1939, № 4, 5.
110. Справочник по климату СССР, ч. I. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние, вып. 13—16, 18, 19, 30, 31, 32. Л., Гидрометеониздат, 1966—1968.
111. Справочник по климату СССР. Части II, III, IV, V, вып. 9, 13—16, 18—21, 23, 24, 30—32. Л., Гидрометеониздат, 1966—1969.
112. Станюкович К. В. Основные типы поясности в горах СССР. «Изв. ГГО», 1955, т. 87, вып. 3.
113. Темникова Н. С. Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Л., Гидрометеониздат, 1959.
114. Тушинский Г. К. Лавины. М., Географгиз, 1949.
115. Фарапонтова Г. П., Кастров В. Г. Актинометрические наблюдения в нижней тропосфере над Кызыл-Кумами. «Тр. ЦАО», 1954, вып. 13.
116. Фигуровский И. В. Опыт исследования климатов Кавказа, т. I. СПб., 1912.
117. Фридланд В. М. Опыт почвенно-географического разделения горных систем СССР. «Почвоведение», 1951, № 9.
118. Хргиан А. Х. Аэрологические исследования горно-долинных ветров. «Тр. ЦАО», 1947, вып. 2.
119. Хргиан А. Х. Ледниковый ветер. «Метеорология и гидрология», 1938, № 11—12.
120. Хргиан А. Х. Вертикальные движения атмосферы и ветер над горной страной. «Тр. ЦАО», 1958, вып. 24.
121. Цомая В. Ш. Изменение скорости отступления ледников Кавказа в связи с потеплением климата. «Метеорология и гидрология», 1959, № 10.
122. Чанышева С. Г. Местные ветры Средней Азии. Л., Гидрометеониздат, 1966.
123. Цомая В. Ш., Дробышева О. А. Результаты гляциологических наблюдений на ледниках Кавказа. «Тр. Закавказск. НИГМИ», 1970, вып. 45(51).
124. Щукина О. А. О климатических факторах формирования ландшафтной поясности в горных странах. «Изв. ВГО», 1960, № 1.
125. Ярославцев И. Н. Напряжение прямой солнечной радиации в Средней Азии. «Тр. местн. обсерват.», 1947, вып. 1.
126. Blüthgen I. Allgemeine Klimageographie. Berlin, 1966.
127. Rumney G. Climatology and the World's Climates. London, 1969.

Литература к главам 8, 9, 10

128. Авсюк Г. А. Гляциологические исследования в период международного геофизического года (1957—1959 гг.). «Тр. Тбилисс. гидрометеорологич. ин-та», 1961, вып. 9.
129. Апполов Б. А. Будущее Каспийского моря. В кн.: «Колебания уровня Каспийского моря», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1954.
130. Безрукова А. Я. Характер циркуляции земной атмосферы и солнечная активность. «Бюл. комис. по исслед. Солнца», 1950, № 5, 6.

131. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеониздат, 1957.
132. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря. «Тр. НИУ ГИГМС», сер. IV, 1946, вып. 37.
133. Берг Л. С. Климат и жизнь. М., Географиз, 1947.
134. Берг Л. С. Климаты в древнейшие геологические времена. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958.
135. Берг Л. С. Жизнь и почвообразование на докембрийских материках. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958.
136. Берг Л. С. Вопрос об изменении климата в историческую эпоху. Избр. тр., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1958.
137. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время. «Проблемы физ. географии», 1934, № 1.
138. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. «Изв. ВГО», 1943, т. 75, вып. 4.
139. Берг Л. С. О предлагаемом раздвижении материков. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958.
140. Боголепов М. А. О колебаниях климата Европейской России в историческую эпоху. «Землеведение», кн. 3, 4. М., 1907.
141. Брукс К. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1952.
142. Бучинский И. Е. О климате прошлого Русской равнины. Л., Гидрометеониздат, 1957.
143. Бучинский И. Е. О современном потеплении климата. «Метеорология и гидрология», 1960, № 1.
144. Бегенер А. В. Возникновение материков и океанов. М.—Л., 1925.
145. Визе В. Ю. Причина потепления Арктики. «Советская Арктика», 1937, № 1.
146. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики. Л.—М., Изд-во Главсевморпути, 1940.
147. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитость арктических морей. «Докл. юбил. сессии Арктич. научн.-исслед. ин-та». М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1945.
148. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебания климата. «Тр. ГГО», 1948, вып. 8.
149. Вительс Л. А. Магнитные бури как солнечный репер атмосферной циркуляции. «Бюл. комис. по исслед. Солнца», 1949, № 1.
150. Вительс Л. А. К вопросу о связи осадков и уровней озер с солнечной активностью. «Бюл. комис. по исслед. Солнца», 1950, № 5, 6.
151. Воейков А. И. Продолжается ли высыхание Туркестана Центральной Азии. Избр. соч., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952.
152. Воейков А. И. Орошение Закаспийской области с точки зрения географии и климатологии. «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1908, т. 44, вып. 3.
153. Воейков А. И. К вопросу о колебании климата. «Метеорологическ. вестн.», 1902, № 1, 7, 8.
154. Воейков А. И. Изменение климатических условий в геологическом прошлом и современное оледенение. Избр. соч., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952.
155. Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений настоящих и прошедших. Избр. соч., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952.
156. Воейков А. И. Изменение уровня Волги и Каспийского моря и влияние вырубки лесов. «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1871, т. VII.
157. Воейков А. И. Периодичны ли колебания климата и повсеместны ли они на Земле? Избр. соч., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952.
158. Вознесенский А. В. О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря. «Изв. Центральн. гидрометеорологическ. бюро», 1926, вып. VI.
159. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменение солнечной активности. «Метеорология и гидрология», 1956, № 10.

160. Гричук В. П. К истории растительности Европейской части СССР в четвертичном периоде. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1946, вып. 37.
161. Гричук В. П. Основные этапы истории растительного покрова Восточно-Европейской равнины в четвертичном периоде. «Тр. конференц. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г.». Изд-во МГУ, 1950.
162. Грум-Гржимайло Г. Е. Рост пустынь и гибель пастбищных угодий и культурных земель в Центральной Азии за исторический период. «Изв. Геогр. о-ва», 1933, т. 65, № 5.
163. Гурский А. В., Каневская И. Б., Остапович Л. Ф. Основные итоги интродукции растений в Памирском ботаническом саду. «Тр. АН ТаджССР», 1953, т. XVI.
164. Дзердзеевский Б. Л. К вопросу о потеплении Арктики. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1943, № 2.
165. Дзердзеевский Б. Л. Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климат. В сб.: «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеоиздат, 1956.
166. Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая Э. М. Типизация циркуляционных механизмов в Северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. «Тр. НИУ ГУГМС», сер. II, 1946, вып. 21.
167. Дроздов О. А. О связи различных сторон колебаний климата. «Тр. ГГО», 1958, вып. 84.
168. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. «Тр. НИУ ГУГМС», сер. IV, 1946, вып. 38.
169. Каминский А. А. К вопросу о влиянии на колебания уровня Каспийского моря осадков в его бассейне. «Изв. Центральн. гидрометеорологическ. бюро», 1926, вып. VI.
170. Кисин И. М. О ледниках Восточного Кавказа. «Тр. Тбилисского научн.-исслед. гидрометеорологич. ин-та», 1961, вып. 9.
171. Клименко Л. В. Ежегодная изменчивость метеорологического режима (температуры воздуха) зимой на Европейской территории СССР. «Тр. НИИАК», 1959, № 8.
172. Кlossовский А. В. Новейшие успехи метеорологии, ч. I. Одновременная система наблюдений и предсказаний погоды. СПб., 1882.
173. Книпович Н. М. Гидрология Каспийского моря. В сб.: «Проблемы Волго-Каспия» («Тр. сессии АН СССР», 1933), т. II. М.—Л., 1934.
174. Книпович Н. М. О термических условиях Баренцева моря в конце мая 1921 г. «Бюл. Российск. гидрологическ. ин-та», 1921, № 9.
175. Книпович Н. М. Гидрология и промысловое дело. В сб.: «Исследование морей СССР», вып. II. Л., изд. Гос. гидрологич. ин-та, 1930.
176. Криштофович А. Н. Палеоботаника, изд. 4. Л., Гостоптехиздат, 1957.
177. Лазуков Г. И. Основные этапы развития флоры, фауны и человека в четвертичном периоде. В кн.: «Материалы по палеогеографии четвертичного периода». Изд-во МГУ, 1954.
178. Леонов Г. П. Историческая геология. Изд-во МГУ, 1956.
179. Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
180. Лукашевич И. Д. О причинах ледниковой эпохи. «Природа», 1915.
181. Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодичность в изменении климата прошлых эпох и некоторые проблемы геохронологии. «Докл. АН СССР», 1956, т. 108, № 4.
182. Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и оледенения земли. «Советская геология», сб. 59. М., Гостеологтехиздат, 1957.
183. Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодических изменениях климата в геологическом прошлом Земли. Сб. «Земля во Вселенной». М., «Мысль», 1964.
184. Ляхов М. Е. О колебаниях температуры воздуха в XIX и XX веках в восточно-европейском секторе Северного полушария. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1956, № 5.
185. Максимов И. В. Вековые колебания ледовитости северной части Атлантического океана. «Тр. Ин-та океанологии», 1954, т. VIII.

186. Марков К. К. Древние материковые дюны Европы. «Природа», 1928, № 6, 9.
187. Марков К. К. Высыхает ли Центральная Азия. «Вопросы географии», сб. 24. М., Географиз, 1951.
188. Марков К. К. Палеогеография. Изд-во МГУ, 1960.
189. Марков К. К. О причине ледникового периода. «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1961, т. 93, вып. 2.
190. Миланкович М. Н. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
191. Моисеев А. П. Вековая периодичность гроз в Москве в связи с солнечной активностью. «Природа», 1948, № 1.
192. Панов Д. Г. Происхождение материков и океанов. М., Географиз, 1961.
193. Пидопличко И. Г., Макеев П. С. О климатах и ландшафтах прошлого. Киев, 1952.
194. Предтеченский П. П. Климаты геологического прошлого и схема зависимости их от изменений солнечной активности. «Тр. ГГО», 1948, вып. 8.
195. Ракипова Л. Р. Вертикальное перемещение воздуха в атмосфере и космическая пыль. «Тр. ГГО», 1950, вып. 19.
196. Ракипова Л. Р. О связи между вихревыми тропосферными возмущениями и солнечной активностью. «Бюл. комис. по исслед. Солнца», 1951, № 7.
197. Рубашев Б. М. О влиянии колебаний солнечной активности на арктический центр действия тропосферы. «Метеорология и гидрология», 1939, № 10, 11.
198. Рубашев Б. М. Холодные весны и импульсы солнечной активности. «Докл. АН СССР», 1940, т. XXVIII, № 8.
199. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата. «Тр. НИУ ГУГМС», сер. I, 1946, вып. 22.
200. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. В сб.: «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеониздат, 1956.
201. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеониздат, 1966.
202. Рутковская В. А. Изменение климата и климатические тенденции. «Метеорология и гидрология», 1956, № 10.
203. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостехиздат, 1959.
204. Сазонов Б. И., Логиннов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеониздат, 1969.
205. Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. «Советская геология», 1945, № 6.
206. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., «Недра», 1967.
207. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.
208. Хромов С. П. Колебания климата и современное потепление. «Природа», 1956, № 1.
209. Цомае В. Ш. Изменение скорости отступления ледников Кавказа в связи с потеплением климата. «Метеорология и гидрология», 1959, № 10.
210. Шатский Н. С. Фосфоритокислые формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Совещания по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
211. Шварцбах М. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1955.
212. Шведов Ф. Н. Дерево как летопись засух. «Метеорологическ. вестн.», 1892, № 5.
213. Швец Г. И. О половодьях на р. Днепре за тысячелетний период. «Изв. Ин-та гидрол. и гидротехн. АН УССР», 1955, т. 13.
214. Шепли Х. Изменение климата. М., ИЛ, 1958.
215. Шнитникова А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата. «Тр. лаб. озеровед. АН СССР», 1950, т. I.

216. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. «Зап. ВГО», 1957, т. 16.
217. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука», 1969.
218. Шокальский Ю. М. О недавнем значительном колебании уровня Каспийского моря. М., 1913.
219. Шостакович В. Б. Лесные пожары в Сибири в 1915 г. «Изв. Восточн.-Сибирск. отд. Русского геогр. о-ва», 1924, т. 47.
220. Шудейкин В. В. Очерки по физике моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
221. Шумский П. А., Кренке А. И. Современное оледенение Земли и его изменение. «Межведомст. геофизич. комитет АН СССР». Геофизич. бюлл., 1965, № 14.
222. Эйгенсон М. С. и др. Солнечная активность и ее земные проявления. М.—Л., ОГИЗ, 1948.
223. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов, 1957.

*

Оглавление

Предисловие	3
Глава 1. Вводные понятия	4
Глава 2. Радиационные факторы климата и тепловой баланс земной поверхности	10
Соларный климат Земли	10
Суточные суммы солнечной радиации на границе земной атмосферы	12
Годовые суммы солнечной радиации на границе земной атмосферы	15
Вековые колебания солнечной постоянной и соларного климата Земли	17
Солнечная радиация на земной поверхности	19
Прямая радиация	19
Рассеянная радиация	22
Суммарная радиация	24
Альbedo земной поверхности и поглощенная радиация	36
Эффективное излучение земной поверхности	39
Радиационный баланс	42
Тепловой баланс	50
Глава 3. Циркуляционные факторы климата	59
Глава 4. Подстилающая поверхность и ее роль в формировании климата	74
Основные свойства подстилающей поверхности, влияющие на климат	74
Влияние подстилающей поверхности на режим метеорологических элементов	77
Влияние морских течений на климат	83
Влияние растительности, снежного и ледяного покровов на климат	87
Взаимопроникновение морских и континентальных влияний	91
Глава 5. Влияние рельефа суши на климат	97
Влияние рельефа на приходо-расход радиации	98
Влияние рельефа на циркуляцию атмосферы	118
Влияние рельефа на температуру почвы и воздуха	128
Влияние рельефа на влажность воздуха	146
Влияние рельефа на облачность и туманы	156
Влияние рельефа на осадки	164
Влияние рельефа на снежный покров	172
Вертикальная климатическая поясность	179
Глава 6. Географические типы климата во внутритропических широтах	183
Типы климата в экваториальном поясе	183
Типы климата в поясе экваториальных муссонов (субэкваториальном)	188
Типы климата в тропическом поясе	194
Глава 7. Географические типы климата во внетропических широтах	202
Типы климата в субтропическом поясе	202
Типы климата в умеренном поясе	213
Типы климата в субарктическом и субантарктическом поясах	224

Типы климата в северной и южной полярной областях	227
Схема климатического районирования земного шара	230
Классификация климатов Кёппена и Берга	231
<i>Глава 8. Климатические признаки и климаты геологического прошлого</i>	
Земли	234
Понятие об изменениях и колебаниях климата	234
Палеоклиматология и ее методы	236
Комплексные признаки климатов прошлого	237
Признаки теплых климатов	238
Признаки холодных климатов	241
Признаки сухих климатов	243
Признаки влажных климатов	244
Признаки других особенностей климатов прошлого	245
Краткие сведения о древних климатах Земли	248
<i>Глава 9. О колебаниях климата в историческое время</i>	252
Сведения о колебаниях климата	252
Современные колебания климата и их проявления	257
Поиски периодичности в колебаниях климата	262
<i>Глава 10. Гипотезы, объясняющие изменение климатов прошлого</i>	270
Астрономические гипотезы	270
Физические гипотезы	273
Геолого-географические гипотезы	280
Литература	289

*

*Борис Павлович Алисов,
Борис Васильевич Полтараус*

Климатология

Редактор Л. М. Батыгина

Переплет художника
Н. А. Князькова

Технический редактор
З. С. Кондрашова

Корректоры
М. И. Эльмус, А. А. Алексеева

Тематический план 1974 г. № 185

Сдано в набор 27/III 1974 г. Подписано
к печати 25/VII 1974 г. Л-50000
Формат 60×90/16 Бумага тип. № 3
Физ. печ. л. 18,75 Уч.-изд. л. 20,32 Изд.
№ 2158 Зак. 458 Тираж 9600 экз.
Цена 81 коп.

Издательство Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы