

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ
СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

06
+78

ТРУДЫ

ВЫПУСК 232

КЛИМАТЫ ЗЕМНОГО ШАРА

Под редакцией
д-ра геогр. наук
А. Н. ЛЕБЕДЕВА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1968

218468

Сборник содержит статьи по исследованию климатических закономерностей, методике расчета климатических параметров и их точности в зависимости от объема информации.

Вопросам климатических закономерностей посвящены статьи по влагосодержанию атмосферы над северным полушарием и отдельно над Африкой. Дается критический анализ современных представлений о влиянии Атлантического и Индийского океанов на формирование климата Африки. Рассматривается климатообразующая роль линии конвергенции в тропических широтах. В одной из статей проанализированы аэросиноптические условия образования гололедно-изморозевых явлений, в результате чего сформулированы прогностические выводы.

Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов, аэрологов, агрометеорологов и практиков, интересующихся вопросами прикладной климатологии.

Е. П. ДРАНЕВИЧ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГОЛОЛЕДНЫХ ЯВЛЕНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ ОБЛАСТЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Исходные материалы

Исследование проведено на основании инструментальных наблюдений за гололедом на 37 метеорологических станциях, равномерно расположенных на территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. Исходные метеорологические данные выбраны за период в 10 лет (1953—1963 гг.).

Температура, направление и скорость ветра для начала гололеда заимствованы из таблиц ТМ-1 и ТМ-5, для конца явления — из дополнительных наблюдений КМ-2, откуда выписывались также сведения о явлениях погоды, сопутствующих гололеду, влажности воздуха, форме и высоте облачности.

При анализе использовались синоптические и аэрологические карты бюро погоды, данные шаропилотных и радиозондовых наблюдений.

Методика обработки

За один случай обледенения принималось каждое появление гололеда, независимо от его продолжительности и интенсивности. Было отобрано 3272 таких случая. Данные по каждому случаю гололеда наносились на специальную карточку, где указывалось время начала и конца явления, начала и продолжительности стадии нарастания, величина отложений, сопутствующие гололеду явления. Кроме того, на эти же карточки наносилась с приземных карт погоды синоптическая ситуация, совпадающая по времени с началом образования гололеда на одной или нескольких метеорологических станциях, и переносились фронты с карт АТ₈₅₀. Всего было составлено и проанализировано 631 карта, отображающая число дней с гололедом по территории за 10 лет.

В дальнейшем в зависимости от однородности атмосферных процессов (например, гололеды теплых или холодных фронтов и т. п.) классифицировались синоптические периоды, продолжительность которых определялась временем от начала появления гололеда хотя бы на одной метеорологической станции до окончания гололеда на большинстве станций.

По указанному принципу было отобрано и проанализировано 439 гололедных периодов, в том числе 343 фронтальных и 96 внутримассовых.

Для всех видов гололеда определялось барическое поле, рассчитывалась адвекция температуры и влажности, фиксировалось поле изотерм у поверхности земли и на поверхности AT_{850} . Кроме того, для фронтальных гололедов рассмотрены скорость и ускорение движения фронтов, размеры гололедообразующей поверхности фронта. Поля ветра и температуры у поверхности земли при гололедах на движущихся основных фронтах учитывались по средним значениям градиентов давления и температуры ($\bar{c}_p$, $\bar{c}_T$) и пересчитывались на 1° меридиана. Средний градиент температуры ($\bar{c}_T$) рассчитывался из трех измерений на участке фронта, прохождение которого ожидалось через данную территорию. Температура снималась с карт на расстоянии 250 км по обе стороны от фронта.

Для расчета среднего градиента давления ($\bar{c}_p$) одно измерение бралось на участке фронта и два измерения в сторону холодной массы на расстоянии 250 и 500 км от линии фронта.

При изучении аэрологических характеристик брались только такие случаи, когда гололед обязательно наблюдался на станциях, имеющих пункты зондирования.

В таблицах приводятся данные по отложению гололеда большого диаметра (D).

Пространственно-временные закономерности распределения гололедных явлений и их связь с синоптическими процессами

Гололед на территории северо-западных областей распределяется неравномерно (рис. 1). Наиболее часто гололед возникает в двух зонах, расположенных между $58-59$ и $60-61^\circ$ с. ш. Максимальное число случаев гололеда в первой зоне варьировало от 115 (Псков) до 150 (Окуловка), а во второй зоне — от 100 (Рощино) до 130 (Винницы). Совершенно четко выражены минимумы числа случаев гололеда между $57-58$ и $59-60^\circ$ с. ш.

В первую зону с наименьшей повторяемостью гололеда входят пункты Дно (34) и Холм (53); во вторую зону — Кингисепп (50), Любань (55) и Будогощь (58). Редко отмечались гололеды в Вознесенье (50) и Токсове (58).

Многие исследователи [1, 4, 5] неравномерное распределение гололедов по территории объясняют влиянием рельефа местности, абсолютными и относительными превышениями станций.

На исследуемой территории значительное число случаев гололеда наблюдалось как в местах со сравнительно большими абсолютными и относительными высотами (Окуловка, Николаевское), так и в местах с малыми абсолютными и относительными высотами (Новгород, Осьмино, Псков). Исключение составляют отдельные районы. Такое своеобразное распределение по рассматриваемой территории очагов максимальных и минимальных значений числа случаев гололеда трудно объяснить влиянием только рельефа местности.

На основании совместного анализа метеорологических наблюдений, климатологических данных [7] и аэросиноптических карт с точки зрения влияния рельефа местности в условиях Северо-Запада ЕТС можно сказать следующее.

Рельеф оказывает влияние на повторяемость числа случаев гололеда только при процессах, приводящих к образованию внутримассовых гололедов. При этом в осеннее время существенную роль оказывает также и подстилающая поверхность.

Так, например, высокой повторяемостью внутримассовых гололедов отличается станция Винницы, расположенная в V-образной долине реки Оять. Окружающая метеорологическую станцию местность сильно пересечена, а метеорологическая площадка расположена на верхней террасе высотой 50—60 м над ур. м. Почва в пределах наблюдательной площадки песчаная, а к северу и западу от нее простираются большие болота. Своеобразный рельеф местности в сочетании с песчаной почвой, легко излучающей тепло в ночные часы, и наличие близко расположенных источников влаги (река и болота) приводит к тому, что в теплые

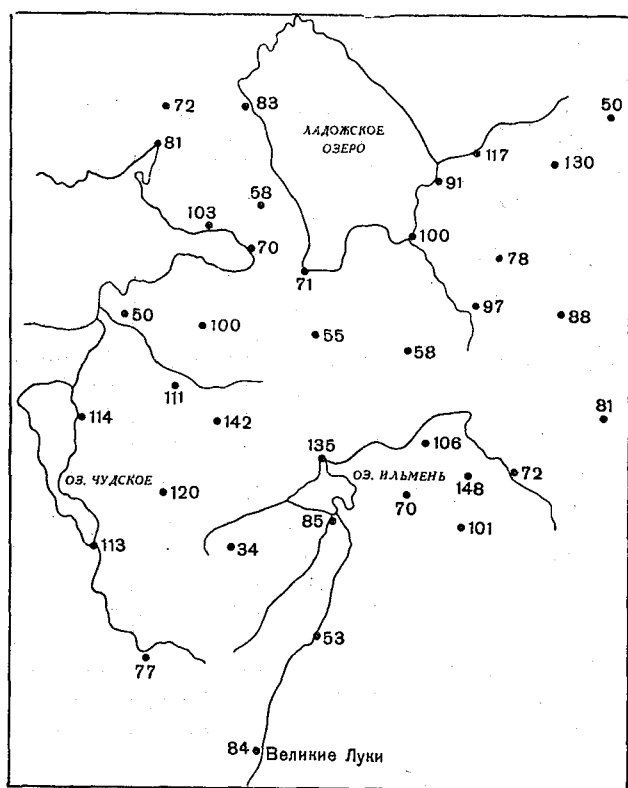


Рис. 1. Суммарное число случаев гололодобразования за 1953—1963 гг.

месяцы (сентябрь и октябрь) в Винницах часто создаются условия для выхолаживания в нижнем приземном слое воздуха.

На фоне положительных температур, отмечаемых на ближайших метеорологических станциях, температура воздуха в Винницах ночью при прояснениях часто понижается ниже 0° . Возникающие при этом туманы способствуют образованию гололеда или зернистой изморози.

Так, например, только в 1961 г. с 6 сентября по 2 октября в Винницах наблюдалось 6 случаев гололеда, тогда как в других местах он отсутствовал.

В данном случае видно, какое большое влияние на отложения гололеда оказывает не только рельеф местности, но и характер подстилающей поверхности. По-видимому, в осеннее время внутримассовые голо-

леды одинаково чувствительны к указанным выше факторам, которые определяют возможность появления очага максимума.

При фронтальных гололедах, образующихся в результате синоптических процессов крупного масштаба, влияние рельефа местности на образование гололеда менее заметно, а в некоторых случаях оно совершенно отсутствует.

В частности, 14 февраля 1961 г. прохождение теплого фронта с запада вызвало образование гололеда в районе следующих пунктов: Волосово, Выборг, Рощино, Лесогорский, Новая Ладога, расположенных примерно на одной и той же широте, но формы рельефа и абсолютные высоты их существенно различны. Гололеды возникали на станциях, подвергавшихся влиянию определенного участка фронта, где возникали морозящие осадки.

8—9 января 1957 г. при прохождении двух теплых фронтов с запада наблюдалось образование гололеда на 24 метеорологических станциях, имеющих различный рельеф и различные абсолютные и относительные высоты, причем 8 января гололед возникал западнее меридиана 32° , а 9 января — восточнее. В этом случае весь участок теплого фронта был гололедообразующим.

Приведенные примеры указывают на отсутствие решающего влияния рельефа при образовании фронтальных гололедов.

По-видимому, в пределах абсолютных высот до 200—300 м влияние рельефа перекрывается влиянием фронтальной поверхности. Выявлено, что число метеорологических станций, отметивших гололед в предфронтальных зонах движущихся фронтов, хорошо согласуется с термическими градиентами в зоне фронта ($\bar{c}_T$) и барическими градиентами ($\bar{c}_p$) в предфронтальной зоне на расстоянии 500 км от приземного фронта в сторону холодной массы.

Для 120 случаев фронтов был построен график (рис. 2), связывающий эти величины. На графике в зону I включены случаи, когда при прохождении фронтов число станций с гололедом было не более 6, в зону II — 7 и более.

Случаи, когда на теплых фронтах число станций с гололедом было более 15—20, располагаются примерно в центре зоны II, где градиенты температуры составляют $2,5$ — $3,5^\circ$, а градиенты давления — 3 — 4 мб. При одновременном увеличении градиентов в зоне фронта более 4° и 4 мб на градус меридиана число метеорологических станций с гололедом вновь уменьшается (попадаем в зону I).

С физической точки зрения такое явление вполне объяснимо. Так как данный график характеризует скорость распространения адвекции и косвенно учитывает степень перемешивания в предфронтальной зоне, то с возрастанием градиентов, а следовательно, и с увеличением активности процесса возрастает вероятность выпадения осадков твердой фазы. (Увеличивается скорость охлаждения поднимающейся массы.)

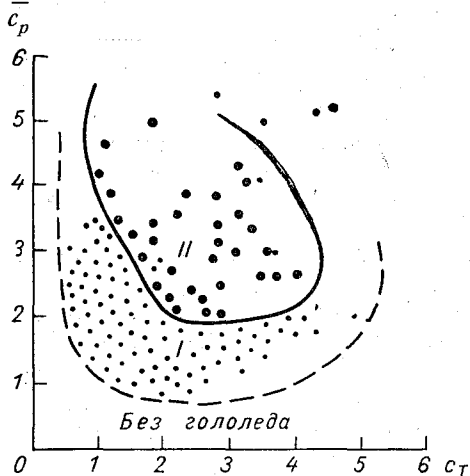


Рис. 2. График связи между градиентами температуры (c_T) и давления (c_p) и числом станций с гололедом.

По этой причине при больших градиентах в зонах фронтов гололеды возникают в единичных случаях или же совершенно отсутствуют.

На территории северо-западных областей наблюдаются гололеды кратковременные и длительные.

Кратковременные гололеды, длительностью около часа, бывают в течение всего сезона. Самые длительные (до 19—20 суток) наблюдаются в декабре — январе.

Максимальная величина отложения чистого льда на проводах гололедного станка колеблется от 8 до 29 мм. Значительно большие величины наблюдались, когда гололеды сопровождалось отложением изморози или выпадением мокрого снега. Такое сочетание метеорологических явлений способствовало увеличению отложений до 60—80 мм, что встречалось на станциях Токсово (80 мм), Окуловка (68 мм), Валдай (61 мм).

Атмосферные процессы, приводящие к образованию фронтальных или внутримассовых гололедов, бывают простыми и сложными.

К простой схеме образования фронтальных гололедов отнесены случаи, когда развитие атмосферных процессов происходит на каком-либо одном фронте (арктическом или полярном). К сложной схеме отнесены случаи, когда атмосферные процессы развиваются одновременно на арктическом и полярном фронтах.

При первой группе атмосферных процессов (простых) через территорию северо-западных областей проходит один фронт (теплый или холодный, окклюзия или вторичный), а также система фронтов с узким теплым сектором.

При второй группе атмосферных процессов (сложных), на близком расстоянии друг от друга проходят два теплых или два холодных фронта или теплый и окклюзия. Сюда же отнесены процессы образования гололедов на теплых фронтах, меняющих у поверхности земли знаки на обратные (холодные) и сохраняющих знаки теплых на изобарической поверхности 850 мб.

Атмосферные процессы при внутримассовых гололедах развиваются также неоднозначно.

При простых процессах продолжительность внутримассовых гололедов определяется существованием барического поля и сложившихся при этом определенных гололедообразующих факторов.

При сложных процессах продолжительность гололедов зависит не только от времени существования данного барического поля, но и от вида приближающегося фронта, от термической структуры воздуха за фронтом (в теплом секторе). Именно при сложных процессах происходит слияние внутримассовых гололедов с фронтальными.

Наибольшее число внутримассовых гололедов связано с простыми процессами, продолжительность которых в 93% случаев не более 1—2 суток, реже 3—4 суток. При сложных процессах внутримассовые гололеды существуют очень долго, иногда более 20 суток, как это было, например, в декабре 1953 г. Гололеды при этих процессах занимают большие площади с неоднократным повторением стадий нарастания.

Основные характеристики фронтальных гололедов при различной сложности атмосферных процессов показаны в табл. 1—2.

Из данных таблиц видно, что в преобладающем числе зим все показатели гололедов второй группы процессов значительно выше по сравнению с показателями первой группы. Особенно резко выделяется средняя продолжительность гололедного явления.

Для практических целей наибольший интерес представляют данные о величине отложения гололеда. Поэтому с помощью интегральных кривых (рис. 3), построенных в соответствии с рекомендациями, изложен-

Таблица 1

Средняя величина отложения гололеда

Один теплый фронт		Два теплых фронта или один теплый фронт и окклюзия		Теплые фронты, меняющие знаки на холодные	
период	D мм	период	D мм	период	D мм
1957-58	7,3	1960-61	8,2	1955-56	11,1
1959-60	6,5	1959-60	7,7	1958-59	10,0
1956-57	6,4	1961-62	7,1	1959-60	7,6
1960-61	6,1	1957-58	7,1	1957-58	7,6
1958-59	6,0	1953-56	7,1	1960-61	7,2
1954-55	5,2	1953-54	7,0	1953-54	5,9
1953-54	5,2	1958-59	6,8	1954-55	5,7
1955-56	4,6	1956-57	6,8	1956-57	—
1962-63	4,2	1954-55	6,8	1961-62	—
1961-62	2,0	1962-63	6,2	1962-63	—

Таблица 2

Средняя продолжительность стадий нарастания и существования гололеда

Один теплый фронт		Два теплых фронта или один теплый фронт и окклюзия		Теплые фронты, меняющие знаки на холодные	
период	часы	период	часы	период	часы

Средняя продолжительность стадий нарастания

1957-58	5,4	1960-61	7,7	1957-58	10,8
1962-63	3,3	1957-58	5,2	1955-56	7,9
1960-61	3,3	1953-54	4,1	1954-55	7,4
1959-60	3,1	1961-62	3,7	1958-59	6,5
1953-54	3,0	1954-55	3,6	1960-61	5,6
1956-57	2,6	1958-59	3,4	1959-60	5,6
1958-59	2,4	1955-56	2,9	1953-54	2,5
1955-56	2,4	1959-60	2,8	1956-57	—
1954-55	1,9	1962-63	2,6	1961-62	—
1960-61	0,3	1956-57	2,3	1962-63	—

Средняя продолжительность существования гололеда

1957-58	21,9	1960-61	23,4	1957-58	86,0
1959-60	10,5	1953-54	17,7	1955-56	61,1
1962-63	8,6	1957-58	17,5	1954-55	25,3
1953-54	7,2	1955-56	11,7	1959-60	23,6
1956-57	6,6	1962-63	9,4	1958-59	19,7
1955-56	6,4	1954-55	7,8	1960-61	12,5
1958-59	6,1	1958-59	7,1	1953-54	6,4
1954-55	5,8	1961-62	6,1	1956-57	—
1960-61	4,8	1959-60	5,2	1961-62	—
1961-62	0,7	1956-57	4,9	1962-63	—

ными в [3]; была подсчитана обеспеченность величины отложения фронтальных гололедов (табл. 3).

Анализ интегральных кривых (рис. 3) и данные табл. 3 позволяют заключить, что величина отложения гололеда (7 мм) при развитии атмосферных процессов на двух теплых фронтах отличается большей устойчивостью и однородностью и высокими процентами вероятности,

Таблица 3

Обеспеченность (%) величины отложения (мм) при фронтальных гололедах

Вид фронтов	Обеспеченность, %			
	25	50	75	90
Один теплый	6,1	5,7	< 5,0	< 5,0
Два теплых	7,1	7,0	7,0	6,5
Теплый фронт, меняющий знак на холодный	8,5	6,6	—	—

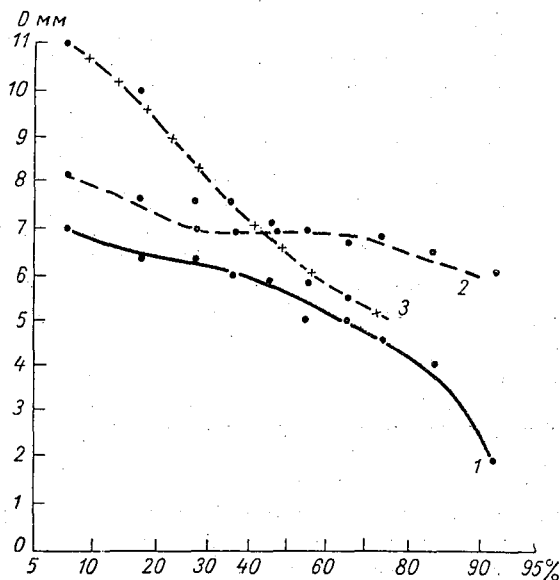


Рис. 3. Интегральные кривые распределения величины отложения фронтальных гололедов.

1 — один теплый фронт, 2 — два теплых фронта, 3 — теплые фронты, меняющие знаки на холодные.

Выявившаяся устойчивость средней величины отложения гололеда на двух фронтах вполне естественна и определяется притоком масс воздуха со стороны теплого сектора полярного фронта. Как было замечено при анализе, теплые воздушные массы, притекающие зимой с запада на территорию северо-западных областей, имеют сравнительно однородные термические и гигрометрические характеристики.

Вероятность образования гололедов на том или ином фронте находится в прямой зависимости от сезона года и вида самого фронта. В указанные годы гололеды появлялись на фронтах с октября по апрель, а внутримассовые могут появляться даже в сентябре. В октябре и апреле вероятность возникновения гололедов на всех фронтах не превышает 13% общего числа фронтальных гололедов. В ноябре и декабре вероятность образования гололедов при прохождении теплых фронтов колеблется от 70 до 84%, т. е. каждые три фронта из четырех сопровождаются гололедами.

Многие авторы [6] продолжительность и интенсивность гололедов связывают со скоростью движения фронтов. Анализ материалов показал, что такая связь является недостаточной. Продолжительность голо-

ледов определяется не только скоростью фронта, но и размерами теплового сектора, термической структурой воздуха в теплом секторе (с учетом поля влажности) у поверхности земли и на высотах 1500—2000 м.

Общеизвестно, что начало образования гололедов однозначно связано с положительной адвекцией тепла и влаги. Геометрические же размеры теплового сектора определяют размеры очага тепла или гребня тепла как у поверхности земли, так и на высотах и тем самым определяют продолжительность существования знака адвекции температуры и влажности.

Влияние теплового сектора на изобарической поверхности 850 мб особенно заметно при образовании гололедов на теплых фронтах, меняющих знаки на холодные. Следует заметить, что в имеющейся литературе по гололеду этот вопрос не отражен.

За исследуемые 10 лет всего отобрано и проанализировано 7 подобных случаев, что составляет только 2% общего числа фронтальных гололедов. Но несмотря на малую повторяемость, эти процессы заслуживают всестороннего изучения, так как отложения льда в этих случаях бывают значительными и часто имеют место повреждения линий связи и электропередач большой протяженности. Основной предпосылкой к образованию гололедов является прохождение через район прогноза теплового фронта (или двух теплых фронтов) чаще с запада или северо-запада, но наблюдаются случаи движения фронтов и с юга.

При широтных процессах интенсивный западный перенос воздушных масс происходит над северными морями и севером Скандинавии, а над территорией северо-западных областей ЕТС этот перенос значительно ослаблен. Вследствие этого теплый фронт у поверхности земли на территории ЕТС движется к востоку замедленно и через некоторое время меняет знак на холодный и движется в обратном направлении. Теплый фронт на высоте изобарической поверхности 850 мб свой знак сохраняет длительное время.

Одним из признаков смены знака фронта является рост давления перед теплым фронтом, что приводит к формированию отрога высокого давления. При широтных процессах такая ситуация создается при развитии и усилении антициклона с центром над Западной Сибирью.

За отходящим холодным фронтом температура воздуха у поверхности земли (в тонком слое) понижается, а на высоте сохраняются более высокие температуры и адвекция тепла. Образование инверсионных слоев большой мощности (иногда инверсия прослеживается до высоты 3000—4000 м) способствует тому, что формирующиеся в этом слое и выпадающие на землю жидкие осадки при соприкосновении с поверхностью земли или с охлажденными предметами замерзают, образуя гололед.

Анализ материалов показал, что передняя граница распространения гололеда на теплых фронтах определяется зоной деятельности фронта на изобарической поверхности 850 мб. Не было случая, когда передняя граница гололедов выходила бы за пределы фронта, спроектированного с карты АТ₈₅₀ на приземную карту погоды. При наличии одного теплового фронта зона новообразований гололедов располагается под теплой частью фронтальной зоны между проекцией фронта с АТ₈₅₀ и линией фронта у поверхности земли. Если атмосферный процесс развивается на двух фронтах, то в этом случае гололеды вначале возникают под теплой частью фронтальной зоны, образованной арктическим фронтом, а затем под фронтальной зоной, образованной полярным фронтом.

Гололеды холодного фронта также связаны с теплой частью фронтальной зоны. Начало их образования совпадает с моментом прохож-

дения через рассматриваемую территорию холодного участка фронта у поверхности земли, конец — с прохождением холодного фронта на изобарической поверхности 850 мб.

При наличии двух холодных фронтов гололеды могут возникать под всей зоной вплоть до прохождения холодного участка арктического фронта на изобарической поверхности 850 мб, если, конечно, в области этих фронтов наблюдается выпадение осадков.

На основании изложенного выше о связи гололеда с видом термического поля на изобарической поверхности 850 мб, а также выводов, полученных в работе [2], составлена схема распределения гололедно-изморозевых явлений. (рис. 4). Из схемы следует, что кристаллическая

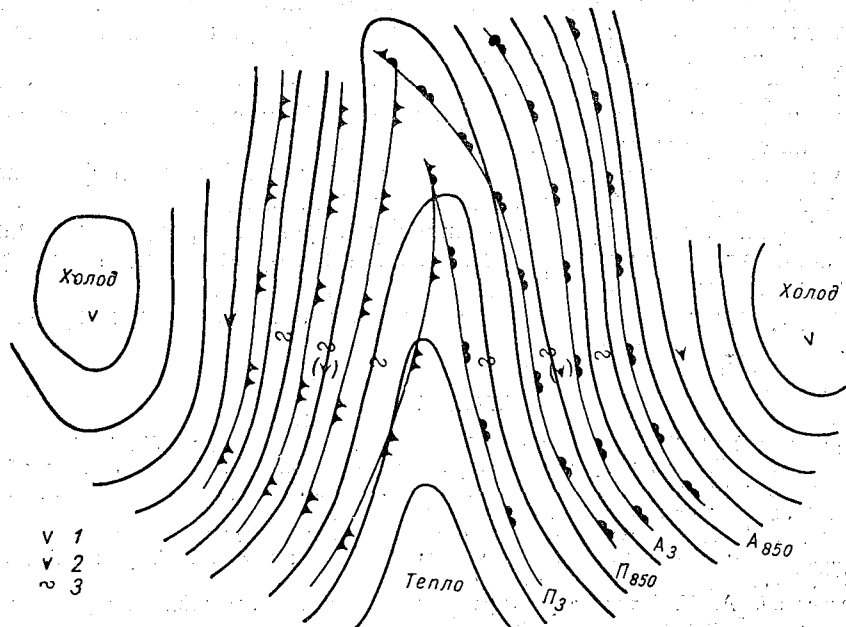


Рис. 4. Схема распределения гололедно-изморозевых явлений в зависимости от вида термического поля на AT_{850} .

$Пз$ и $Аз$ — полярный и арктический фронты у земли, $П_{850}$ и $А_{850}$ — то же на AT_{850} .
1 — кристаллическая изморозь, 2 — зернистая изморозь, 3 — гололед.

изморозь возникает под очагами или ложбинами холода, а зернистая изморозь — под холодной частью фронтальной зоны, ближе к передней границе сгущения изотерм, а также под очагами и гребнями тепла в теплых секторах циклонов при антициклонической кривизне изобар. Гололедные явления развиваются в основном под теплой частью фронтальной зоны, под очагами и гребнями тепла в теплых секторах циклонов при наличии циклонически изогнутых изобар.

Указанное сочетание гололедно-изморозевых явлений выполняется строго при наличии других сопутствующих факторов гололедообразования.

Выводы

1. На северо-западе Европейской территории СССР гололеды распределяются неравномерно и чаще всего возникают в районах между $58-59$ и $60-61^\circ$ с. ш., реже — между $57-58$ и $59-60^\circ$ с. ш.

2. По своим генетическим признакам преобладают фронтальные гололеды (78% случаев), возникающие с октября по апрель.

3. На исследуемой территории влияния рельефа на образование фронтальных гололедов не обнаружено. Рельеф, а осенью и структура почвы оказывают решающее влияние на образование только внутримассовых гололедов.

4. Образование гололедов на теплых фронтах обычно начинается с момента прохождения теплого фронта на изобарической поверхности 850 мб, а на холодном фронте — с момента прохождения фронта у поверхности земли. На теплых фронтах, меняющих знаки на холодные, начало образования гололедов совпадает с ростом давления перед теплым фронтом и антициклонической перестройкой барического поля у поверхности земли. При этих процессах наблюдается адвекция тепла на высотах и адвекция холода у поверхности земли.

5. Наилучшие условия для образования массовых гололедов создаются при градиентах температуры 2,5—3,5° и градиентах давления 3—4 мб на градус меридиана.

6. Фронтальные гололеды возникают под теплой частью фронтальной зоны между линией фронта на AT_{850} и линией фронта у поверхности земли. Зернистая изморозь возникает у передней границы холодной части фронтальной зоны, кристаллическая изморозь — под ложбинами и очагами холода на AT_{850} .

7. Внутримассовые гололеды возникают под очагами и гребнями тепла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним. Гидрометеиздат, Л., 1960.
2. Драневич Е. П. Условия образования изморози над Северо-Западными областями Европейской территории СССР. Сб. работ по региональной синоптике. № 9. Гидрометеиздат, Л., 1964.
3. Лебедев А. Н. Приложение метода номограмм к исследованиям климатических закономерностей в тропических и экваториальных широтах. Труды ГГО, вып. 182, 1965.
4. Раевский А. К. Влияние рельефа на распределение гололедно-изморозевых отложений. Труды ОГМИ, вып. 23, 1961.
5. Руднева А. В. К вопросу о зависимости величины отложения льда на проводах от рельефа. Труды ГГО, вып. 88, 1959.
6. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I. Гидрометеиздат, 1965.
7. Справочник по климату СССР, вып. 3. Гидрометеиздат, Л., 1966.

О. Г. СОРОЧАН, Н. Ф. ПЕТРУШИНА, В. Д. ПЕТРОВА

ВЛАГООБОРОТ В ТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ ИНДИЙСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ

Кроме основных источников влаги (испарение, осадки), в экваториальных и тропических широтах наибольший интерес в балансе влаги приобретает перенос водяного пара из одного полушария в другое и возможности его осуществления. Последнее чрезвычайно важно для выявления закономерностей взаимодействия океанов и материков, особенно для районов, в которых муссонная циркуляция является одним из основных течений общей циркуляции атмосферы (Африка и Азия). В связи с этим весьма существенно решение вопроса о роли планетарного муссона, определяемого глобальными сдвигами планетарных зон атмосферного давления и ветра, в процессах влагооборота на больших территориях.

Настоящая статья посвящена исследованию влагооборота в атмосфере для территорий, над которыми сочетаются планетарные муссоны и муссоны, определяемые в значительной степени взаимодействием материков и океанов.

Выбранная для исследования территория расположена между 20° с. ш. — 20° ю. ш., 40 — 160° в. д. и является именно таким районом, сведения о котором позволят решить ряд вопросов, связанных с проблемой влагооборота, и получить данные, полезные при решении перечисленных выше задач.

Характеристики влагооборота в атмосфере над экваториальными и тропическими широтами Индийского и Тихого океанов помещены в табл. 1 и 2. В этих таблицах приведены данные по влагосодержанию атмосферы (W), испарению (E), средней скорости переноса влаги (u), общим осадкам (R), адвективным (r_a) и местным осадкам (r_m), коэффициентам влагооборота (K) и влагоиспользования (j), величине интенсивности влагооборота (i). Кроме того, даны величины потоков влаги (Q) в соответствующей зоне. Эти характеристики рассчитывались для слоя атмосферы 0 — 5 км, в котором в тропосфере осуществляются основные процессы влагооборота, имеющие, по-видимому, наибольшее значение для оценки влагозапасов азиатского муссона.

На исследуемой территории можно выделить два района, для каждого из которых характерны определенные циркуляционные особенности, связанные с проявлениями азиатского муссона.

В районе I (западная часть Индийского океана, 20° с. ш. — 20° ю. ш., 40 — 80° в. д.) основным воздушным течением с мая по сентябрь является юго-западный индийский муссон. С октября по апрель преобладают

Таблица 1

Составляющие влагооборота в атмосфере над экваториальной зоной западной части Индийского океана (20° с. ш. — 20° ю. ш., $40-80^\circ$ в. д.), $L = 4405$ км

Месяц	W кг/м ²	E см	u м/сек.	R см	r_a см	r_m см	K	i	j %	Q г/см сек.
I	40,5	12,7	6,0	14,7	14,1	0,6	1,04	1,2	12	2414
II	40,7	12,7	5,9	17,4	16,7	0,7	1,04	1,4	15	2417
III	41,3	12,0	5,8	17,4	16,7	0,7	1,04	1,4	14	2403
IV	42,8	10,6	6,1	11,6	11,3	0,3	1,03	1,1	9	2598
V	41,2	12,5	6,9	14,0	13,5	0,5	1,04	1,1	11	2855
VI	40,2	14,6	8,2	20,6	19,8	0,8	1,04	1,4	17	3280
VII	39,6	13,6	8,9	16,0	15,5	0,5	1,03	1,2	13	3515
VIII	39,5	12,3	8,2	16,0	15,5	0,5	1,03	1,3	13	3247
IX	38,6	12,9	6,6	9,3	8,9	0,4	1,04	0,7	8	2829
X	39,1	12,1	6,3	9,2	8,8	0,4	1,04	0,8	8	2480
XI	39,1	12,1	5,9	9,4	9,0	0,4	1,04	0,8	8	2307
XII	39,8	12,5	5,9	10,8	10,4	0,4	1,04	0,9	9	2368

Таблица 2

Составляющие влагооборота в атмосфере над экваториальной зоной Индийского и Тихого океанов (20° с. ш. — 20° ю. ш., $80-160^\circ$ в. д.), $L = 6591$ км

Месяц	W кг/м ²	E см	u м/сек.	R см	r_a см	r_m см	K	i	j %	Q г/см сек.
I	38,1	7,5	5,1	15,6	14,8	0,8	1,05	2,1	13	1947
II	38,4	8,5	5,4	13,1	12,4	0,7	1,05	1,5	12	2091
III	40,3	8,5	5,2	12,7	12,0	0,7	1,05	1,5	10	2084
IV	42,4	9,0	5,1	15,1	14,3	0,8	1,05	1,7	12	2170
V	44,6	11,0	5,4	19,1	17,9	1,2	1,06	1,7	14	2433
VI	45,4	11,0	6,4	21,6	20,4	1,2	1,05	2,0	16	2916
VII	44,3	12,5	6,5	20,7	19,4	1,3	1,06	1,6	15	2890
VIII	45,1	14,0	6,4	21,9	20,5	1,4	1,06	1,6	16	2871
IX	44,5	11,5	5,5	21,2	19,8	1,4	1,06	1,8	16	2465
X	43,6	10,5	5,7	23,0	21,7	1,3	1,05	2,2	15	2498
XI	42,6	10,0	5,5	23,1	21,8	1,3	1,05	2,3	17	2326
XII	41,3	9,5	5,2	20,3	19,2	1,1	1,06	2,1	16	2136

выносы воздушных масс континентального происхождения, в основном из западной части Азии.

В районе II (восточная часть Индийского и западная часть Тихого океанов, 20° с. ш. — 20° ю. ш., $80-160^\circ$ в. д.) с апреля по сентябрь преобладает система воздушных течений, включающая в себя австралийский (или индонезийский муссон, по П. Педлаборду [1]), юго-восточный тихоокеанский и в меньшей степени индийский муссоны. С октября по март над районом II преобладают трансформированные воздушные массы сибирского происхождения (зимний азиатский муссон), а также тихоокеанский воздух восточной периферии азиатского антициклона, распространившего свое влияние на западную часть Тихого океана, прилегающую к Азии.

В данной статье мы не останавливаемся на особенностях атмосферной циркуляции в целом в экваториальных и тропических широтах. В рассматриваемой нами зоне эти особенности сильно искажены проявлениями азиатского муссона [2].

Как видно из табл. 1, основные составляющие влагооборота над западной частью Тихого океана незначительно изменяются в течение года и проявляются прежде всего в колебаниях влагосодержания атмо-

сферы, правда, незначительных ($2-3 \text{ кг/м}^2$) от месяца к месяцу. Наибольшее влагосодержание ($42,8 \text{ кг/м}^2$) отмечается в районе I в апреле, наименьшее — в октябре ($38,6 \text{ кг/м}^2$). Это связано, вероятно, со степенью влияния на район I акватории Индийского океана южного полушария, в котором апрель является осенним, а октябрь — весенним месяцами. В октябре уже достаточно сильно проявляется влияние зимнего азиатского муссона. Уменьшившееся в апреле испарение по территории (сезонный минимум) является, по-видимому, косвенным доказательством вышесказанного.

Вообще говоря, период с октября по декабрь (лето южного полушария) является самым сухим как по влагосодержанию, так и по осадкам, что в основном объясняется распространением в районе I влияния до 20° ю. ш. зимнего азиатского муссона.

Интересны соотношения составляющих осадков, образующихся за счет адвекции водяного пара и из влаги, выпавшей за счет местных ресурсов, где преобладают в значительной степени адвективные осадки. Местных осадков примерно в 20—30 раз меньше, чем адвективных.

Незначителен над районом I коэффициент влагооборота, который показывает, что повторно над рассматриваемой территорией осадки выпадают только в 3—4% случаев. Это же подтверждается данными по интенсивности влагооборота и коэффициентом влагоиспользования. Другими словами, в западной части Индийского океана реализуется небольшая часть запасов влаги. Основная влага из этой зоны в процессе меридионального обмена выносится в прилегающие внетропические широты. В среднем над районом I переносится до 3515 г/см сек. водяного пара (в июле). Наименьший перенос влаги отмечается в ноябре (2307 г/см сек.).

Несколько иной годовой ход составляющих влагооборота в атмосфере имеет место над районом II (20° с. ш. — 20° ю. ш., $80-160^\circ$ в. д.).

Как видно из табл. 2, наибольшее влагосодержание атмосферы ($45,4 \text{ кг/м}^2$) отмечается в июне и в августе ($45,1 \text{ кг/м}^2$), наименьшее — в январе ($38,1 \text{ кг/м}^2$). Велико в среднем влагосодержание атмосферы над районом II и в осенне-зимнее время (с октября по декабрь). Оно в общем оказывается более высоким, чем над западной частью Индийского океана.

Различия в сезонном ходе влагосодержания атмосферы над районами I и II можно объяснить в основном тем, что в осенне-зимние месяцы над западной частью Индийского океана преобладают воздушные потоки, формирующиеся над западными частями материка Азии.

Восточная часть Индийского и западная часть Тихого океанов, т. е. район II, по своему местоположению относительно выносов зимнего азиатского муссона в большей степени, чем район I, попадают под влияние воздушных масс, формирующихся и трансформированных над водными поверхностями Тихого океана.

Испарение влаги в районе II увеличивается в месяцы наибольшего развития летнего азиатского муссона и достигает максимума в июле (14 см).

Наибольшее количество осадков в районе II отмечается с мая по ноябрь. При этом основными, как и в районе I, являются адвективные осадки (порядка 90% общего количества).

Коэффициент влагооборота в районе II оказывается выше на 1—2%, чем в районе I, а величина интенсивности влагооборота в летний период больше в 1,5—2 раза. Однако использование влаги от общего влагосодержания в атмосфере над обоими районами примерно одинаковое. В связи с тем, что средние скорости ветра в районе II несколько ниже

чем в районе I, переносы влаги над ним также оказываются в общем меньше, несмотря на более высокое влагосодержание. Переносы влаги над районом II не превышают 2916 г/см сек. (июнь). Максимум переноса влаги над районом II приходится на месяцы развития летнего азиатского муссона.

Интересно сравнить составляющие влагооборота, рассчитанные различными авторами [3] для отдельных частей материка Евразии и полученные нами в целом для районов Индийского и Тихого океанов. Результаты сравнения показывают, что основные характеристики влагооборота по проявляющимся закономерностям в ходе составляющих влагооборота в указанных районах в общем однородны (табл. 3). Различия наблюдаются в основном в связи с физико-географическими особенностями каждого района.

Таблица 3

Составляющие влагооборота в атмосфере над различными районами Евразии в теплый период (апрель—октябрь)

Район	W кг/м ²	E см	R см	r_a см	r_m см	K	H км
ЕТС	19,8 ¹	26,2	34,9	30,3	4,6	1,12	1,6
Средняя Азия	22,1	15,3	6,7	6,5	0,2	1,03	2,2
Восточная Сибирь, Дальний Восток	18,3	21,2	42,0	39,4	2,6	1,06	1,5
Экваториальная и тропическая зоны (20° с. ш.—20° ю. ш., 40—160° в. д.)	42,2	84,1	119,7	113,7	6,0	1,05	2,1

¹ Для ЕТС влагосодержание дается в столбе атмосферы 0—7 км.

Так, например, влагосодержание атмосферы, осадки, испарение — наибольшие в тропической зоне, обладающей максимальными ресурсами тепла и влаги. Эти особенности тропической зоны должны проявляться, может быть с некоторыми отклонениями, также в других районах широтного пояса между 20° с. ш.—20° ю. ш. Значительные месячные средние эффективные скорости переноса влаги в слое атмосферы 0—5 км в тропических широтах способствуют транспортировке водяного пара в субтропические и умеренные широты, особенно в районах, где наиболее часто осуществляются меридиональные формы циркуляции атмосферы (например, в районах муссонной Азии).

Интересно отметить, что в слое 0—5 км для всех сравниваемых районов основной перенос влаги осуществляется на высотах, не превышающих 2,3 км. Наибольшая высота среднего по территории эффективного переноса наблюдается в Средней Азии и в тропической зоне. Это объясняется, по-видимому, прежде всего тепловыми ресурсами, создающими в этих районах повышенные возможности поступления влаги в атмосферу, а также характером атмосферной циркуляции.

О направлениях потоков влаги можно судить по данным, показанным на рис. 1, 2. Характеристика влагооборота, данная на этих рисунках, в отличие от переноса влаги в замкнутом контуре дает (кроме величины) результирующее направление потока в выбранном слое атмосферы.

На рис. 1 и 2 представлены потоки влаги над муссонными районами умеренных и субтропических широт Восточной Азии и над экваториальной и тропической зонами, расположенными между 70—160° в. д. Потоки влаги для Восточной Азии даны за 4 месяца: с мая по август (рис. 1) и с декабря по февраль (рис. 2). В тропической зоне эти потоки показаны для двух месяцев: наиболее теплого (июль, рис. 1) и наиболее холодного сезонов (январь, рис. 2).

Сравнение потоков влаги за летние месяцы (рис. 1) показывает, что в тропической зоне в июле переносится примерно столько же влаги (около 2000 г/см сек.), сколько за три месяца в наиболее влажных районах внетропических широт. На отдельных станциях тропической зоны (например, в Сайгоне) величина потоков влаги мала. Это объясняется тем, что поток влаги как суммарный вектор в слое атмосферы 0—5 км зависит от направления потоков влаги на взятых при расчетах высотах.

В Индокитае, особенно в Сайгоне, направления векторов потока влаги на различных высотах разные, поэтому результирующий поток оказался наименьшим. В районе Южного Вьетнама чаще всего проходит

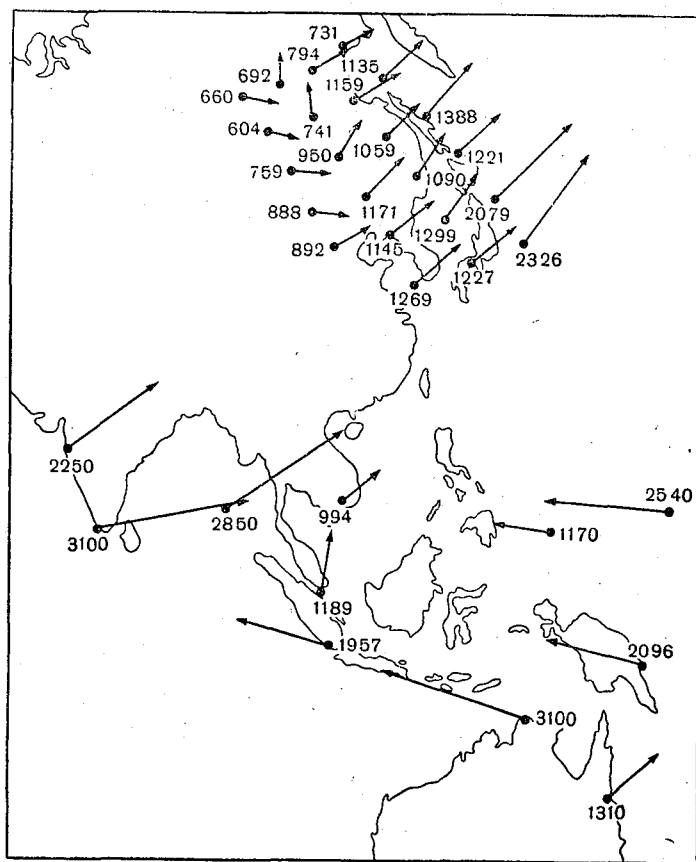


Рис. 1. Потоки влаги (в г/см сек.) над тропическими (июль) и внетропическими (май—август) широтами.
В 1 мм 20 г/см сек.

зона конвергенции индийского, австралийского и тихоокеанского юго-восточного муссонов. Эти составляющие летнего азиатского муссона схематично показаны на рис. 1, из которого видно, что наибольшими оказываются потоки влаги индийского муссона. Это определяется в основном не влагосодержанием воздушных масс, довольно высоким над всей исследуемой зоной, а постоянством направлений потоков влаги в индийском муссоне на всех основных изобарических поверхностях.

С декабря по февраль (рис. 2) потоки влаги направлены из северного (зимнего) полушария в южное. Потоки влаги, так же как

и в летние месяцы, в экваториальных широтах в 3—4 раза больше, чем во влажных внетропических. Минимальные потоки влаги в тропической зоне определяются изменчивостью вектора ветра по высоте, о чем говорилось ранее, при анализе данных за июнь—август.

На рис. 2 также можно выделить основные составляющие зимнего азиатского муссона: северо-восточный индийский, зимний азиатский и тихоокеанский.

Как видно из анализа рис. 1 и 2, основной обмен влагой между полушариями осуществляется в секторе, заключенном между 90 и 120° в. д.

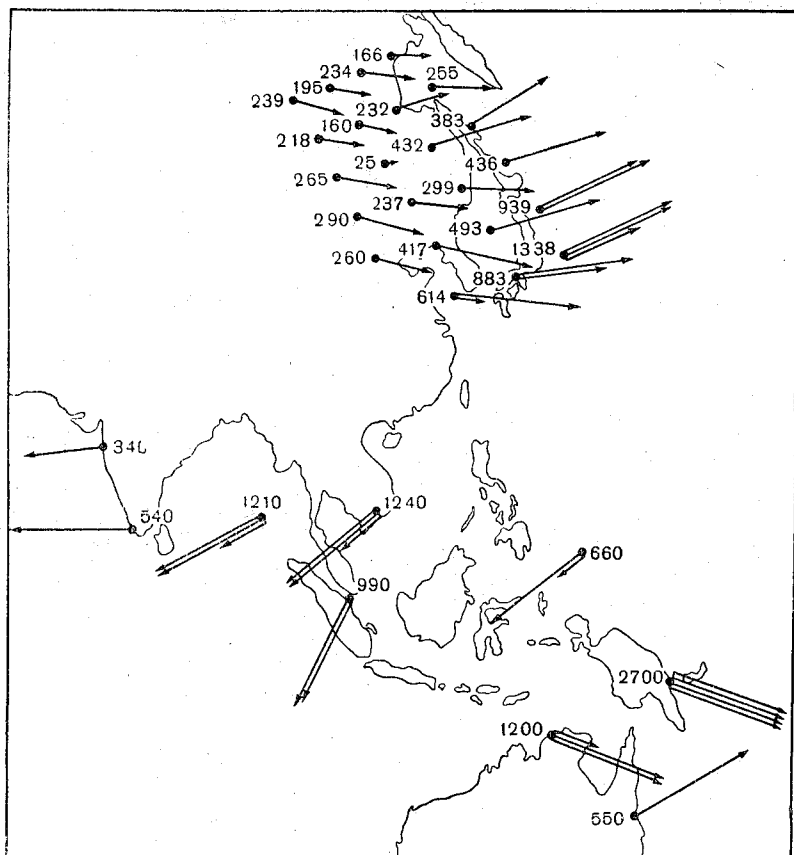


Рис. 2. Потоки влаги (г/см сек.) над тропическими (декабрь) и внетропическими (декабрь—февраль) широтами.
В 1 мм 96,64 г/см сек.

Выводы

1. Влагооборот в экваториальной и тропической зонах Индийского и Тихого океанов подчиняется основным закономерностям влагооборота, наблюдающимся в других широтах:

а) в общих осадках преобладают адвективные осадки (более 90% от общих осадков);

б) повторное выпадение осадков над данной территорией незначительно и не превышает 4—5%;

в) в умеренных и субтропических широтах коэффициент влагооборота оказывается более высоким по сравнению с коэффициентом влаго-

оборота для экваториальных и тропических районов, если пересчитать его для территорий одинаковых линейных размеров, что связано в основном с более активной циклонической деятельностью во внетропических широтах;

г) наибольшее количество влаги переносится в нижней тропосфере — ниже изобарической поверхности 700 мб.

2. Экваториальная и тропическая зоны Индийского и Тихого океанов являются основными источниками влаги для граничащих с ними внетропических широт.

В тех секторах земного шара, где наиболее часто осуществляется меридиональная циркуляция из экваториальной и тропической зоны, переносится в северном и южном полушарии в 3—4 раза больше влаги, чем в системах зональной циркуляции.

3. Основным районом, через который осуществляется обмен влагой между полушариями в системе восточноазиатского муссона, является сектор, заключенный между 90 и 120° в. д.

4. Влагооборот в атмосфере экваториальной и тропической зон в районе западной части Индийского океана, с одной стороны (район I), и влагооборот в восточной части Индийского и западной части Тихого океанов, с другой (район II), несмотря на общность в характере осуществления процессов влагооборота, имеют свои особенности.

Район I подвержен в зимний период северного полушария большему воздействию азиатского материка, район II — воздействию азиатских воздушных масс, прошедших над водами Тихого океана.

Эти особенности определяют сезонный ход составляющих влагооборота в обоих районах и сдвиг в наступлении их максимумов с запада на восток от 3 до 6 месяцев (влагосодержание, осадки, испарение).

5. Индийский юго-западный муссон в связи с большими скоростями ветра, чем скорости потоков других составляющих азиатского муссона (тихоокеанский и австралийский), в слое атмосферы 0—5 км переносит соответственно на 700—800 г/см сек. влаги больше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Педеляборд П. Муссоны. ИЛ, М., 1963.
2. Сорочан О. Г. Муссоны Азии. Сб. «Современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1966.
3. Дроздов О. А. и Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1963.

ТЕРМИКО-ВЛАЖНОСТНЫЙ РЕЖИМ ТРОПОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ И ВЕСТ-ИНДИИ И ЕГО СВЯЗЬ С ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

В связи с тем что Центральная Америка и Вест-Индия расположены в тропических и экваториальных широтах, величины междуширотных градиентов температуры в этой части земного шара сравнительно невелики, а поэтому циркуляция атмосферы здесь более устойчива по сравнению с умеренными широтами. Все это определяет сравнительно меньшую изменчивость во времени метеорологических элементов, из которых наиболее изменчивы во времени и пространстве осадки. Они являются и основным ведущим фактором в формировании ландшафтов Центральной Америки и Вест-Индии.

Температура воздуха на рассматриваемой территории несущественно изменяется как во времени, так и в пространстве. Только на нагорьях и в горах в формировании климата участвует и температура воздуха, где на наветренных и подветренных склонах, имеющих приблизительно одинаковую высоту над уровнем моря, температура воздуха различается на 1—2°. В то же время количество осадков на наветренных и подветренных склонах различается более чем в два раза. В связи с этим осадки являются ведущим фактором в формировании различных типов ландшафтов, что достаточно хорошо прослеживается на соответствующих картах Физико-географического атласа мира [8].

Поэтому исследование многолетнего режима осадков на рассматриваемой территории является одной из главных задач не только климатологии, но и физической географии [3].

До настоящего времени в монографиях и статьях отечественных и зарубежных исследователей Центральную Америку и Вест-Индию либо рассматривали как два района, либо к одному из них относили Большие Антильские острова и Центральную Америку, за исключением Коста-Рики и Панамы, а к другому — Панаму и Малые Антильские острова. При этом осадки характеризовали средними, минимальными и максимальными значениями, аномалиями и числом дней с осадками, равным и выше заданного предела.

Известно, что количество осадков на любой территории определяется режимом циркуляции и термико-влажностным режимом [4, 5]. В связи с этим годовой ход осадков обусловлен годовым ходом этих двух основных факторов. Общие сведения о циркуляции атмосферы в Центральной Америке и Вест-Индии можно получить с помощью карт

среднего давления и преобладающего направления ветра у поверхности земли и в атмосфере. Из этих карт видно, что пассатные воздушные течения преобладают здесь в течение года [7, 9].

Особенно велика их повторяемость в районе Больших и Малых Антильских островов и в Карибском море, где в январе вероятность ветра с восточной составляющей превышает 80%, а в июле — 90%. На высоте 1,5 км над земной поверхностью вероятность ветра восточных румбов увеличивается и составляет в июле в Гаване 83%, а в Сан-Хуане 98%. На юге Центральной Америки ветер восточных румбов наблюдается значительно реже.

Так, например, в январе в Колоне у земной поверхности вероятность ветра северного направления составляет 61%, а в июле 47%. В период с августа по ноябрь здесь преобладают ветры южных румбов. Такое уменьшение повторяемости ветров северо-восточных румбов в дождливый сезон является следствием сезонного перемещения к северу азорского антициклона.

Средняя годовая скорость ветра в Вест-Индии и тропической части Северной Атлантики составляет 2—5 м/сек. Сравнительно реже на рассматриваемой территории наблюдаются атмосферные фронты, волны в восточных и западных потоках и тропические циклоны, ветер в которых может достигать штормовой и ураганной силы с отдельными порывами, превышающими 100 м/сек.

Таким образом, большая часть Центральной Америки и Вест-Индии находится под влиянием тропического воздуха пассатов, являющегося по своей природе устойчиво стратифицированным и изменяющего свои свойства в приземном слое под влиянием теплого Карибского моря. Влияние Атлантического океана и Карибского моря на трансформацию тропического воздуха оказывается настолько существенным, что по климатическим характеристикам морской тропический климат становится близким к экваториальному климату Коста-Рики и Панамы. Морской тропический воздух с мощным влажным слоем не имеет определенного очага формирования. Иногда он формируется в восточных частях волновых ложбин восточных потоков или в других возмущениях зоны пассатов, а иногда в зоне экваториальной депрессии.

Тропическую тропосферу обычно делят на нижнюю и верхнюю части, характеризующиеся различными направлениями потоков. Эти потоки достаточно хорошо выражены на изобарических поверхностях 850 и 200 мб. Так, в Центральной Америке и Вест-Индии на изобарической поверхности 200 мб от зимы к лету прослеживается перестройка высотного барического поля, связанная с появлением очагов холода на высотах летом северного полушария.

В это время в Центральной Америке и Вест-Индии наблюдается дождливый сезон. Изобарическая поверхность 700 мб в сухой сезон не отражает направления основного потока, так как выше ее интенсивность восточного переноса очень быстро убывает. Нижняя тропосфера нивелирует существующие наверху градиенты температуры и давления и высотные ложбины и гребни исчезают на картах более низких уровней. Только тропические циклоны и холодные вторжения лучше выражены в приземном слое тропосферы.

Отсутствие в настоящее время подробных синоптических карт и карт барической топографии исключает возможность детального исследования циркуляции и режима осадков в Центральной Америке и Вест-Индии [3]. В связи с этим для характеристики региональных особенностей циркуляции и термико-влажностного режима атмосферы предлагается метод, основанный на учете особенностей сезонного хода

количества осадков и сезонных особенностей распределения суммарной вероятности месячных сумм осадков: эти особенности проявляются на больших территориях за длительный ряд наблюдений.

Известно, что в тропических широтах минимум осадков и связанный с ним сухой сезон наблюдаются зимой, а максимум — летом соответствующего полушария. Эти общие черты годового хода осадков прослеживаются и в Центральной Америке и в Вест-Индии. Вместе с тем годоводой ход осадков на рассматриваемой территории более сложный.

Так, на некоторых станциях в период летних дождей наблюдается вторичный минимум осадков, близкий по величине к зимнему. Максимальное среднее месячное количество осадков на ряде станций отмечается в различные месяцы дождливого сезона. На многих станциях

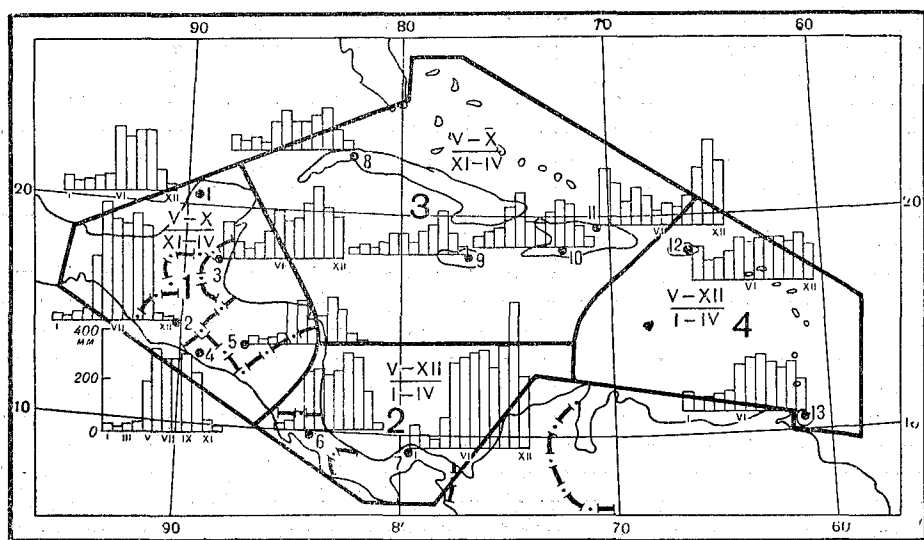


Рис. 1. Карта-диаграмма годового хода осадков и четыре циркуляционных района в дождливый сезон.

1 — Мерида, 2 — Гватемала, 3 — Белиз, 4 — Сан-Сальвадор, 5 — Тегусигальпа, 6 — Сан-Хосе, 7 — Колон, 8 — Гавана, 9 — Кингстон, 10 — Порт-о-Пренс, 11 — Пуэрто-Плата, 12 — Сан-Хуан, 13 — Порт-оф-Спейн (в числителе дроби — месяцы дождливого сезона, в знаменателе — месяцы сухого сезона).

можно отметить более двух максимумов, близких по величине друг к другу. Одновременно в направлении к экватору увеличивается продолжительность дождливого сезона.

В связи с этим здесь летом северного полушария, т. е. в дождливый сезон, представляется возможным выделить четыре крупных района, каждому из которых свойствен свой тип годового хода осадков и частота выпадения того или иного количества осадков (рис. 1).

Продолжительность сухого сезона уменьшается в направлении к экватору. С января по апрель количество осадков всюду незначительно, а на побережье Тихого океана в отдельные годы осадки вообще не выпадают. В этот относительно сухой период выделяется два района.

Особенности циркуляции атмосферы проявляются более отчетливо по сезонам, в связи с чем по характеру преобладающего влияния циркуляции на осадки в дождливый сезон Центральную Америку и Вест-Индию можно разделить также на четыре крупных района.

К первому из них можно отнести Центральную Америку, за исключением Коста-Рики и Панамы, где наиболее сильно сказывается влияние

двух областей высокого давления, расположенных над Тихим и Атлантическим океанами.

Летом в этом районе взаимодействуют теплый атлантический и относительно холодный тихоокеанский пассаты, вызывая обильные осадки и определяя тем самым летний дождливый сезон. Значительно реже здесь наблюдается экваториальная депрессия, а также ложбины и волны в восточных потоках. Зимой в тропосфере возникают ложбины, которые перемещаются на восток. В тылу этих ложбин проникают холодные массы воздуха и у поверхности земли на значительной территории в течение двух дней и более устанавливаются порывистые ветры со скоростью 15—25 м/сек.

Ко второму району относится небольшая по площади часть территории Центральной Америки, включающая Коста-Рику и Панаму, южнее 12—15° с. ш., и прилегающие к ним части Тихого океана и Карибского моря. Этот район с обильными осадками отличается от трех других тем, что здесь наиболее часто отмечаются юго-западные потоки. Над территорией Коста-Рики и Панама располагается зона внутритропической конвергенции и связанная с ней зона экваториальной депрессии. Очень часто при этом наблюдается линия сдвига ветра, характеризующаяся наличием градиента в поле скорости ветра и изменением направления ветра по обе стороны от нее.

Иногда приземная экваториальная депрессия и соответствующий ей резкий циклонический сдвиг ветра прослеживаются на больших высотах далеко за пределами Панама и Коста-Рики и в отдельных случаях наблюдаются над Кубой. Линия сдвига ветра ориентирована обычно в направлении восток — запад. К северу от нее преобладают восточные ветры, а к югу — западные.

Линиям сдвига ветра соответствуют хорошо выраженные полосы кучево-дождевых облаков. Очень часто линии сдвига ветра, барические ложбины и гребни не выражены в приземном слое воздуха, и только по ухудшению погоды можно предполагать о наличии их в тропосфере. По-видимому, под влиянием термической конвекции большая часть их размывается в нижних слоях тропосферы; над Карибским морем большинство возмущений с высотой становится интенсивнее. В связи с этим ложбины и гребни на картах более низких уровней не прослеживаются.

Роль термической конвекции особенно велика в том случае, когда вертикальный градиент температуры является следствием не только высоких температур, наблюдающихся в приземном слое, но и аномально низких температур верхних слоев, обусловленных наличием динамических факторов. Этим частично объясняется увеличение осадков в ноябре и декабре на восточном побережье Центральной Америки. В это время влияние теплого Карибского моря на количество выпадающих осадков достаточно велико. Здесь же наблюдаются циркуляционные процессы, которые являются преобладающими для каждого из четырех районов. В связи с этим годовой ход осадков в районе о. Гуаная наиболее сложен.

Третий район включает Большие Антильские острова и северо-восточную часть Карибского моря. Двойной максимум осадков в Гаване связан с высотной ложбиной, простирающейся к югу от средних широт и наблюдающейся над Кубой в начале лета. К середине лета часть этой ложбины смещается в район Мексиканского залива, а в октябре она вновь располагается над Кубой и Флоридой. Смещение ложбины к западу приводит к уменьшению осадков над Кубой летом. По-видимому, этот процесс имеет место и над островами Ямайка и Гаити, так как годовой ход осадков здесь подобен годовому ходу осадков над

Кубой. Небольшое увеличение осадков на Кубе в январе объясняется прохождением внетропических возмущений.

Четвертый район включает о. Пуэрто-Рико, Малые Антильские острова и прилегающую к этим островам часть Карибского моря. Из-за преобладающего влияния азорского антициклона эта область может быть названа атлантической. Осенне-летний максимум наблюдается над о. Пуэрто-Рико и Малыми Антильскими островами. Этот максимум обуславливается возникновением в тропосфере волн и перемещением их на запад в восточных потоках, прохождение которых вызывает падение давления воздуха на уровне моря, ухудшение погоды и выпадение осадков. Приблизительно за 3—4 дня волны полностью проходят над пунктом наблюдений. Экваториальная депрессия только иногда достигает островов и почти не влияет здесь на годовой ход осадков.

Зимой Центральная Америка и Вест-Индия находятся под влиянием пассатов, повторяемость которых уменьшается в направлении к экватору. Относительно сухой период на севере Центральной Америки и Вест-Индии наступает уже в ноябре, когда под влиянием пассата количество осадков уменьшается более чем в два раза по сравнению с октябрём. В связи с этим северная часть Центральной Америки и Вест-Индии (первый и третий районы) отнесена к сухому периоду. Только на побережье Карибского моря количество осадков еще достаточно велико, что может быть объяснено осенним влиянием теплого Карибского моря, увеличивающего влагосодержание и неустойчивость пассата в нижних слоях тропосферы.

Количество осадков в южной части Центральной Америки и Вест-Индии в ноябре и декабре еще достаточно велико, и поэтому второй и четвертый районы, в которые включены эти территории, в эти месяцы отнесены к влажному сезону. С января по апрель включительно количество осадков на побережье Тихого океана крайне мало и они выпадают не ежегодно, а в наиболее увлажненной части Центральной Америки, на побережье Карибского моря, количество осадков даже в наиболее влажный месяц сухого сезона остается менее 200 мм.

Для того чтобы показать величину различий в циркуляции и термико-влажностном режиме каждого района и различия между районами во влажный и сухой сезоны, для влажного сезона по данным наблюдений были построены номограммы осадков для каждого из четырех районов, а для сухого сезона — для двух районов (рис. 2). Анализ номограмм показывает, что влажный и относительно сухой сезоны в каждом районе по суммарной повторяемости количества осадков различаются между собой на 10% и более, определяя тем самым сезонную величину расхождений в частоте выпадения того или иного среднего количества осадков в них.

Анализ номограмм за влажный период показывает, что номограммы всех четырех районов в области обеспеченности от 50 до 60% практически совпадают, и расхождения между ними не превышают 2%.

Величина расхождений между левыми частями номограмм, т. е. в области обеспеченности 70% и более, построенных для Панамы (второй район) и Центральной Америки (первый район), составляет приблизительно $\pm(5 \div 12)\%$ и зависит от градации обеспеченности.

Расхождения между номограммами четвертого (Малые Антильские острова) и первого районов наиболее отчетливо выражены в левых частях номограммы (в области обеспеченностей от 80 до 95%): их величина составляет приблизительно $\pm(5 \div 10)\%$; в остальной части расхождения между номограммами не превышают 2%.

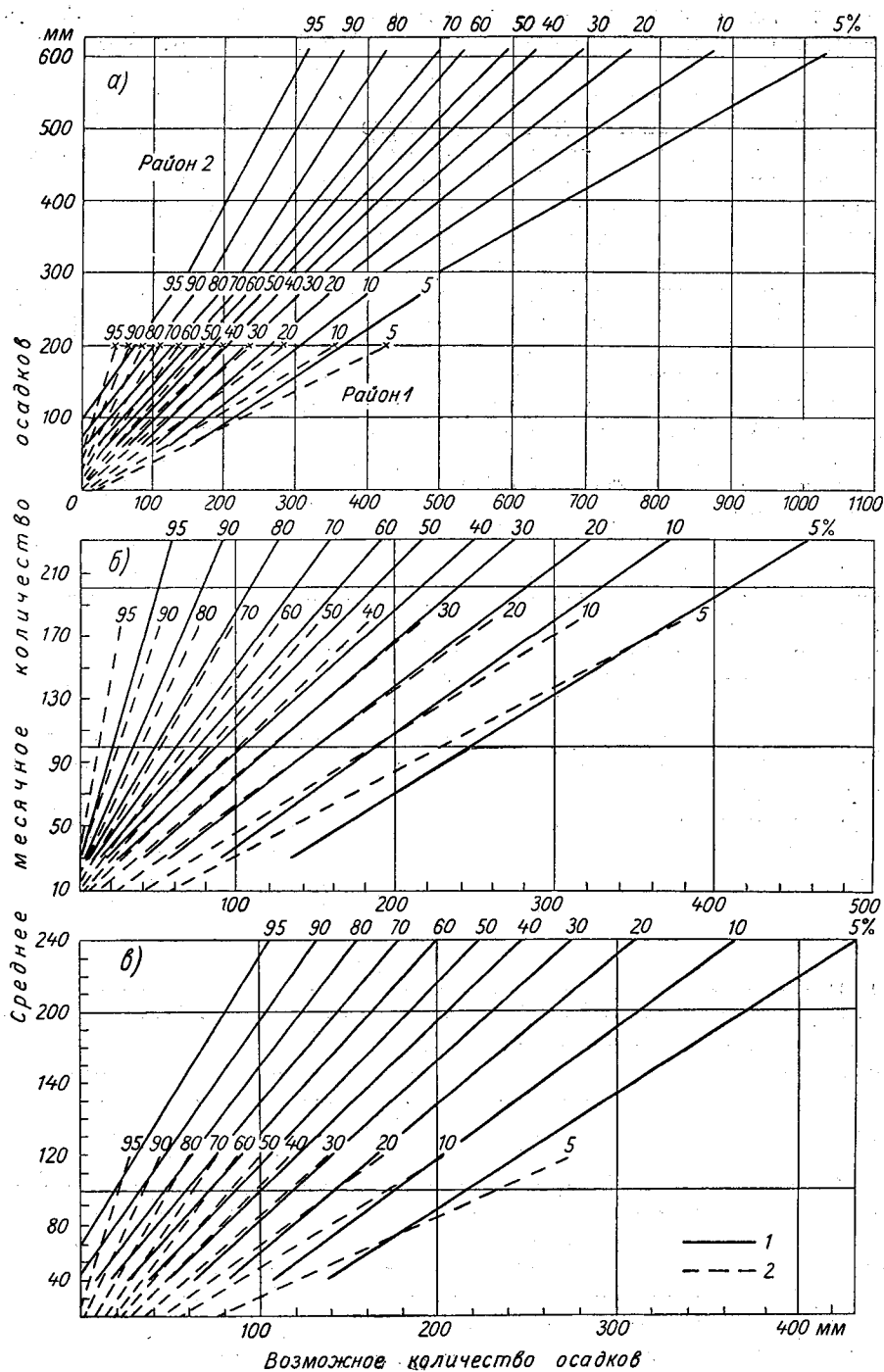


Рис. 2. Сезонные номограммы осадков по районам во влажный (1) и сухой (2) сезоны.
а — район 1 и 2, б — район 3, в — район 4.

Более существенно различаются номограммы второго района (Большие Антильские острова), отличающиеся от номограмм первого района на $\pm(5 \div 12)\%$ в области обеспеченности от 80 до 95%. В остальной части расхождения между номограммами не превышают 4%.

Таким образом, различия между левой частью номограмм, построенных для четырех районов для дождливого сезона, близки по величине к различиям между сезонами в каждом из четырех районов. Эти различия между районами являются следствием различий кривых распределения осадков и являются тем самым косвенной характеристикой тех различий режима циркуляции и термико-влажностного режима, которые характерны для четырех районов в дождливый сезон.

Малые различия между правыми частями номограмм, построенных для всех четырех районов, свидетельствуют о том, что в дождливый сезон большие средние месячные количества осадков наблюдаются в среднем почти с одинаковой частотой во всех четырех районах, и дают основание предполагать, что их выпадение обусловлено общими причинами. Обильное количество осадков наблюдается редко и охватывает большие территории, а обеспеченность малого количества осадков велика, и она в суммарном виде отражает основные различия между выделенными районами.

Номограммы, построенные для первого и третьего районов, за сухой период различаются на 1—2% и поэтому характеризуют общие условия образования скудных осадков в районе Больших Антильских островов (третий район) и большей части Центральной Америки (первый район). Только район Малых Антильских островов и крайний юг Панамы отличаются от них на 8—10% в левой части номограмм, т. е. в области обеспеченности от 70 до 90%.

В связи с этим в Центральной Америке и Вест-Индии в сухой сезон выделяется два крупных района, в которых циркуляция и термико-влажностный режим различны. Таким образом, выделенные районы для сухого и влажного сезонов могут в дальнейшем служить основой для характеристики климата больших территорий в Центральной Америке и Вест-Индии.

Выводы

1. В случае отсутствия подробных синоптических карт и карт барической топографии для характеристики региональных особенностей циркуляции и термико-влажностного режима атмосферы на больших территориях предложен метод, который можно применять при изучении и описании климатов земного шара по районам и при решении ряда задач, связанных с научными исследованиями и запросами практики.

2. Анализ интегральных кривых, построенных для станций, расположенных в различных районах, и номограмм, построенных для этих районов, показал, что основные различия между ними возникают при величинах возможного количества осадков, обеспеченность которых более 50%. Расхождения эти составляют приблизительно $\pm(5 \div 15)\%$ и находятся в зависимости от градации обеспеченности.

3. На основе характеристики частоты выпадения того или иного среднего месячного количества осадков дана характеристика сухих и дождливых сезонов по районам. Так, в Центральной Америке и Вест-Индии для дождливого сезона выделены четыре крупных района, и с помощью номограмм, построенных для среднего многолетнего количества осадков, впервые показано различие между этими районами,

Для сухого сезона выделены два района, и для них также построены номограммы.

4. Составлена карта-диаграмма, характеризующая региональные особенности циркуляции и термико-влажностного режима атмосферы. Карта-диаграмма может служить основой для характеристики климата Центральной Америки и Вест-Индии по районам в сухой и дождливый сезоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. Изд. ГГО, 1963.
2. Алексеев Г. А. К вопросу определения эмпирических квантилей и коэффициента корреляции. Метеорология и гидрология, № 4, 1963.
3. Григорьев А. А. О методологических установках и назревших задачах советской физической географии. Проблемы физической географии, т. I, Изд. АН СССР, Л., 1934.
4. Дроздов О. А. и Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеоздат, Л., 1963.
5. Кодрау О. Д. Влагооборот равнинной и предгорной частей Средней Азии. Труды ГГО, вып. 163, 1965.
6. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1960.
7. Риль Г. Тропическая метеорология. ИЛ, М., 1963.
8. Физико-географический атлас мира. Изд. АН СССР и ГУГК ГГК СССР, М., 1964.
9. Хромов С. П. Новые карты фронтальных зон. Метеорология и гидрология, № 8, 1940.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОСАДКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКЕ И ВЕСТ-ИНДИИ

Повышенная повторяемость антициклонов и длительная их регенерация в субтропических широтах способствуют появлению устойчивых барических градиентов и возникновению пассатных воздушных течений. Внутри пассатных течений под влиянием трения появляются меридиональные слагающие, которые, конvergируя в экваториальной зоне, способствуют появлению выше уровня трения циркуляции с западной составляющей [2].

При движении этих потоков в субтропические широты в верхних слоях тропосферы появляются направленные вниз вертикальные компоненты, которые в районе 30° северной и южной широты достигают максимума. Эта замкнутая циркуляция способствует поддержанию пассатной циркуляции, возникшей вследствие повышенной повторяемости антициклонов и длительной их регенерации в районе субтропических широт.

Пассатные воздушные течения определяют устойчивость ветрового режима и малую изменчивость во времени метеорологических элементов. Относительно сухой период на севере Центральной Америки и Вест-Индии наступает уже в ноябре, а с января по апрель включительно под влиянием пассата находится вся территория Центральной Америки и Вест-Индии.

Северо-восточный пассат, перетекая через горные массивы или обтекая их, достигает побережья Тихого океана в виде сухих фёнообразных ветров. Так как юго-западный ветер не приносит воздуха с высокой влажностью на побережье Тихого океана, то само побережье и склоны горных массивов, обращенные к нему, остаются относительно сухими, особенно в сухой сезон, и только в дождливый сезон на отдельных склонах отмечаются осадки, образование которых связано как с северо-восточным пассатом, так и с юго-западным ветром.

На северных и южных склонах гор и плоскогорьях Гватемалы во второй половине дождливого сезона отмечаются продолжительные обложные дожди.

Наиболее изменчивыми во времени и пространстве здесь являются осадки. Они же являются и основным фактором формирования ландшафтов Центральной Америки и Вест-Индии, так как температура воздуха на равнинах рассматриваемой территории несущественно изменяется как во времени, так и в пространстве.

Пространственно-временная изменчивость осадков обуславливается

пространственно-временной изменчивостью циркуляции атмосферы, её термико-влажностной характеристикой, высотой солнца, формами рельефа и т. д. Следствием этого является сложный годовой ход осадков, характеризующийся несколькими максимумами.

Так, в относительно сухой сезон, с октября по март, а иногда и до мая в Центральной Америке под влиянием северных ветров, имеющих здесь название «норте», образуется еще один максимум осадков, который на станциях, защищенных горными массивами от этих холодных ветров, не всегда прослеживается.

На больших территориях Центральной Америки влияние высоты места на количество выпадающих осадков незначительно. Значительно более существенным оказывается влияние циркуляции и характер расположения района по отношению к преобладающим ветрам и воздушным течениям, поступающим преимущественно с теплого Карибского моря.

Эти воздушные течения, обусловленные общей циркуляцией атмосферы и обладающие большим влагосодержанием при благоприятных условиях циркуляции атмосферы, определяют большое количество осадков на побережье Карибского моря. По этой же причине количество осадков в Центральной Америке существенно увеличивается от побережья Тихого океана к побережью Карибского моря.

Так, средняя годовая сумма осадков в Салина-Круссе составляет 989 мм, а в Белизе 1890 мм, в Колоне — 3393 мм, а в Бальбоа — только 1727 мм. Наибольшее количество осадков отмечается на побережье Карибского моря от бухты Четумаль до Колумбии, где на территории, составляющей около половины всей Центральной Америки, средняя годовая сумма осадков превышает 2000 мм, а в отдельных районах бассейна Матагуа (Рио-Негро) и в низовье р. Сан-Хуан — превышает 5000 мм. Это наиболее увлажненные районы Центральной Америки и Вест-Индии.

На Тихоокеанском побережье Центральной Америки более 2000 мм осадков за год выпадает на побережье Гондураса и Никарагуа, в высокогорьях Гватемалы и предгорьях в районе Техуантепского перешейка. В высокогорьях Гондураса и Никарагуа, на побережье Тихого океана в Гватемале и Панаме, а также на равнинах Мексики наблюдается 1000—2000 мм осадков. Менее 1000 мм осадков выпадает только на побережье Мексиканского залива (в районе Прогрессо менее 500 мм).

Особенности распределения по территории сезонного и месячного количества осадков аналогичны особенностям распределения по территории годовой суммы осадков. Так, в сухой сезон особенно мало осадков отмечается на побережьях Мексиканского залива и Тихого океана, в предгорьях и горах от Кесальтенанго до Тегусигальпы, где ежемесячное количество осадков с января по март менее 25 мм; в некоторых районах в апреле и марте они вообще не выпадают. На побережье Карибского моря в это же время осадков выпадает значительно больше. В марте даже в наиболее дождливом районе, в низовье р. Сан-Хуан, среднее месячное количество осадков менее 200 мм.

В дождливый сезон особенно много осадков отмечается на побережье Карибского моря, где в наиболее влажных районах среднее месячное количество осадков превышает 600 мм.

Годовой ход и сезонное распределение наибольшего количества осадков, суточный максимум осадков, число дней с осадками и грозой подобны годовому ходу среднего месячного количества осадков. Так, наибольшее месячное количество осадков, так же как и среднее годовое

количество осадков, отмечается на побережье Карибского моря в период с сентября по ноябрь. В Белизе в сентябре наибольшее количество осадков составило 783 мм, в октябре 924 мм, а наибольшее годовое количество осадков в Белизе достигало 3325 мм. В Колоне наибольшее годовое количество осадков составляет 4659 мм, а наибольшее месячное количество осадков в октябре и ноябре достигало 1094 мм.

Годовой ход и распределение по территории наименьшего годового и месячного количества осадков в Центральной Америке характеризуются тем, что в сухой сезон (с ноября по март) осадки в отдельные годы на большей части территории не выпадают, и только на участке побережья Карибского моря от р. Сан-Хуан до Дарьинского залива в этот сезон осадки отмечаются ежегодно в небольшом количестве. В дождливый сезон даже в наиболее увлажненных районах Центральной Америки наибольшее количество осадков за месяц не превышает 170 мм, в то время как наименьшая годовая сумма осадков в Колоне составляет 2442 мм.

Наибольшее число дней с осадками в Центральной Америке отмечается на побережье Карибского моря, где от Белиза до Колумбии число дней с осадками, равными и большими 0,1 мм, в среднем за год превышает 200. Столь же часто выпадают осадки и в бассейне р. Матагуа (Рио-Негро), в Коста-Рике и Панаме. В Колоне, например, в среднем за год насчитывается 257 дней с осадками. На этом же побережье с июня по ноябрь в среднем за каждый месяц отмечается 24—26 дней с осадками и в относительно сухой сезон — 15—16 дней с осадками.

В наиболее сухих районах на побережье Мексиканского залива и Тихого океана в среднем за год насчитывается от 70 до 90 дней с осадками, а в наиболее дождливый месяц отмечается в среднем менее 20 дней с осадками. В сухой сезон среднее месячное число дней с осадками менее 10, а в районе Салина-Круса с декабря по март отмечается в среднем за месяц только один день с осадками.

Наибольшие значения суточного максимума осадков отмечаются в дождливый сезон на побережье Карибского моря, преимущественно в октябре и ноябре. Например, в Белизе суточный максимум достигал 249 мм, а в Колоне 279 мм.

На Кубе в дождливый сезон и в среднем за год наибольшее среднее месячное количество осадков отмечается в провинции Пинар-дель-Рио, в которой средняя годовая сумма осадков составляет 1700—1800 мм, а наибольшее среднее месячное количество осадков (260—300 мм) отмечается в июне. Вторичный максимум осадков, несколько меньший первого, наблюдается в сентябре и октябре. Такое большое количество осадков в этом районе Кубы, по-видимому, можно объяснить тем, что в дождливый сезон очень влажные массы воздуха поступают сюда с теплого залива Батабьяно, способствуя тем самым выпадению большого количества осадков в провинции Пинар-дель-Рио.

На большей части острова среднее годовое количество осадков составляет 1600—1400 мм; главный максимум осадков отмечается преимущественно в июне и составляет на отдельных станциях 240—260 мм. Вторичный максимум осадков, несколько меньше главного, отмечается в сентябре — октябре.

На северном побережье провинции Ориенте, омываемом водами Атлантического океана, в среднем за год отмечается только 1000—1150 мм осадков. Главный максимум осадков приходится на ноябрь и составляет 190—210 мм, а вторичный максимум осадков (120—150 мм) отмечается в мае. В сухой сезон в этом районе выпадает несколько

больше осадков, чем на остальной территории Кубы. Здесь в марте среднее месячное количество осадков составляет 30—60 мм. На большей части Кубы годовой минимум осадков отмечается преимущественно в январе и феврале, когда в отдельных пунктах в среднем за месяц выпадает только 20—25 мм осадков.

Наибольшее месячное количество осадков наблюдалось в Гаване: в октябре 472 мм, в марте 147 мм. Наименьшее месячное количество осадков в дождливый сезон в сентябре составляет 10 мм, а с января по апрель, т. е. в сухой сезон, осадки в отдельные годы в Гаване не отмечаются. В провинции Пинар-дель-Рио осадков выпадает значительно больше, в то же время на северном побережье провинции Пинар-дель-Рио в отдельные годы осадки не отмечаются, по-видимому, даже в дождливый сезон. Время наступления суточного максимума осадков существенно зависит от тропических циклонов и ураганов, проходящих через остров или затухающих на его побережье. Так, в Гаване суточный максимум осадков (262 мм) отмечался в октябре, в Пинар-дель-Рио максимум осадков (457 мм) наблюдался в ноябре, а в Камагуэй в марте суточный максимум составил 300 мм (табл. 1).

Таблица 1

Осадки и грозы в Центральной Америке и Вест-Индии

Станция	Высота станции, м	Годовое количество осадков			Суточ- ный макси- мум осадков	Число дней	
		среднее	наи- боль- шее	наи- мень- шее		с осад- ками ≥ 0,1 мм	с гро- зой
Центральная Америка							
Мерида	22	900	2669	—	104	134	9
Белиз	17	1890	3325	1067	249	154	
Кобан	1306	2517	—	—	168	212	
Гватемала	1480	1316	1548	977	86	145	35
Кесальтенанго	2350	671	—	—	—	117	
Тегусигальпа	1007	932	1394	638	—	—	
Сан-Сальвадор	682	1778	2284	986	193	118	115
Сан-Хосе	1146	1798	(3375)	1193	127	70	46
Колон	11	3393	4659	2442	279	257	96
Бальбоа	30	1727	—	—	183	—	
Вест-Индия							
Нассау	15	1180	1778	520	203	132	25
Гавана	24	1171	1568	708	211	101	79
Порт-о-Пренс	37	1355	1939	857	183	127	108
Негрил-Пойнт	10	1396	1956	908	325	138	45
Кингстон	88	755	(1730)	202	279	76	48
Кайей	410	1468	2497	912	229	168	—
Кемп-Джакоб	533	3466	5305	3067	—	—	32
Бриджтаун	58	1319	2245	686	152	168	86

На Кубе в среднем за год наблюдается 90—115 дней с осадками, а число дней с осадками по месяцам колеблется в пределах 10—15.

На большей части о. Ямайка годовая сумма осадков превышает 1300 мм. Особенно много осадков отмечается на наветренном побережье острова от Антонио-Бей до Морант-Пойнт и на наветренных склонах гор, где среднее годовое количество осадков превышает 2500 мм. В ноябре в Мо-Тауне отмечается в среднем за месяц 880 мм, а в марте 248 мм осадков; средняя годовая сумма осадков составляет 5639 мм. В узкой подветренной прибрежной полосе от Кингстона до Полисадоеса

В сентябре и октябре в среднем за месяц выпадает 100—160 мм. В ноябре наибольшее месячное количество осадков в Негрил-Пойнте и Кингстоне составляет в отдельные годы от 719 до 773 мм. В период с ноября по июнь в отдельные годы осадки в Кингстоне не отмечаются. По-видимому, это наиболее сухой район Ямайки.

Суточный максимум осадков отмечается преимущественно в октябре и ноябре и связан, по-видимому, с прохождением тропических ураганов.

В Хилл-Гаденсе суточный максимум осадков достигал 728 мм, в Мо-Тауне 533 мм, а в Кингстоне 279 мм. Наименьшие значения суточного максимума осадков отмечаются преимущественно в феврале—марте и в наиболее бедных осадками районах составляют 10 мм. В наиболее увлажненном районе, в Порт-Антонио, в марте суточный максимум осадков составляет 103 мм. В среднем за год в районе Порт-Антонио и Хилл-Гаденсе отмечается 178 дней с осадками, а в районе Кингстона — только 76.

На Ямайке в дождливый сезон в среднем за месяц число дней с осадками колеблется от 10 до 17, а в наиболее богатом осадками районе, в Морант-Пойнте, отмечается в октябре в среднем 20 дней с осадками.

В Центральной Америке число дней с грозой в среднем за год изменяется от 6 в Прогрессо до 56 в Тапачуле. В Колоне же в среднем за год насчитывается 96 дней с грозой. В Вест-Индии, в Сьенфуэгосе и Порт-о-Пренсе, отмечается 100—108 дней с грозой, а на остальной территории число дней с грозой значительно меньше. В сухой сезон в Центральной Америке и Вест-Индии грозы отмечаются не ежегодно. В дождливые месяцы отмечается от 2 до 10 дней с грозой и только в Колоне и на Кубе их бывает 15—20. В Центральной Америке, на побережье Карибского моря, грозы отмечаются ночью, а в горах — преимущественно во второй половине дня.

Следовательно, количество осадков в Центральной Америке и Вест-Индии не имеет четкой зависимости от высоты. Более существенным фактором в распределении количества осадков по территории является расположение станции относительно преобладающего ветра. Так, годовая сумма осадков на наветренном побережье Пуэрто-Рико и на наветренных склонах нагорья в два-три раза больше, чем на подветренном склоне и побережье. Аналогичная картина наблюдается на Гаити, в Гватемале и т. д.

Подобие годового хода и наличие на больших территориях тесных связей между годовой суммой осадков и числом дней с осадками свидетельствует об общих причинах, определяющих особенности пространственно-временной изменчивости ряда показателей режима увлажнения.

Для того чтобы показать, в каких пределах изменяется среднее многолетнее количество осадков, и для характеристики частоты выпадения того или иного среднего месячного количества осадков на больших территориях Центральной Америки и Вест-Индии были выбраны 25 станций, из которых 16 расположены на равнине и имеют наблюдения более 40 лет. Для этих станций для всех месяцев года была рассчитана суммарная вероятность среднего месячного количества осадков по формуле

$$P = \frac{m - 0,25}{n + 0,50} \cdot 100\%,$$

где P — суммарная вероятность (обеспеченность), m — порядковый номер, n — число лет наблюдений ряда [2].

Преимущество этой формулы перед другими заключается в том, что она уже при $n < 50$ дает хорошее согласование с эмпирическими дан-

ными [1]. Кроме того, автором были подсчитаны среднее квадратическое отклонение и поправка к среднему многолетнему количеству осадков (табл. 2).

Таблица 2

Среднее квадратическое отклонение (σ) и поправка (μ) к среднему многолетнему количеству осадков

Период	Февраль		Август		Период	Февраль		Август	
	σ	μ	σ	μ		σ	μ	σ	μ
Гаваиа					Сан-Сальвадор				
1891—1895	41,86	18,69	61,30	27,37	1911—1915	5,38	2,40	76,10	34,00
1896—1900	54,32	24,25	62,23	27,78	1916—1920	14,18	6,33	51,81	23,13
1901—1905	27,51	12,28	31,72	14,16	1921—1925	11,83	5,28	104,78	46,78
1906—1910	37,67	16,82	61,90	27,63	1926—1930	8,00	3,57	137,40	61,34
1911—1915	22,49	10,04	79,90	35,67	1931—1935	11,00	4,91	97,21	43,40
1916—1920	29,70	13,35	51,45	22,97	1936—1940	—	—	78,05	34,84
1921—1925	21,77	9,72	41,58	18,56	1941—1945	—	—	108,33	48,36
1926—1930	23,98	15,17	55,97	24,99	1946—1950	—	—	33,64	15,02
1931—1935	33,17	14,81	94,64	42,25	1911—1950	—	—	86,59	12,92
1936—1940	34,61	15,45	41,21	18,40	Колон				
1941—1945	48,24	21,54	54,05	24,13	1891—1895	28,86	12,44	88,92	39,70
1946—1950	26,87	12,00	85,48	38,13	1896—1900	63,09	28,17	58,40	26,07
1891—1950	35,00	4,52	62,74	8,10	1901—1905	23,34	10,42	122,92	54,88
Тегусигальпа					1906—1910	24,48	10,93	46,63	20,82
1938—1942	6,86	3,06	30,43	13,58	1911—1915	122,64	54,75	86,14	38,46
1943—1947	9,43	4,21	69,27	30,92	1916—1920	24,92	11,12	158,90	70,54
1948—1952	4,69	2,09	63,02	28,13	1921—1925	21,77	9,72	130,48	58,25
1953—1957	8,00	3,57	95,61	42,70	1926—1930	25,96	11,59	200,71	89,60
1958—1962	5,48	2,45	37,26	16,63	1931—1935	28,70	12,81	90,66	40,47
1938—1962	6,40	1,28	63,60	12,72	1936—1940	24,74	11,05	103,35	46,14
					1941—1945	27,57	12,31	87,89	39,24
					1946—1950	36,07	16,10	55,65	24,84
					1891—1961	46,79	6,04	111,17	14,36

По данным суммарной вероятности и соответствующему им среднему количеству осадков были построены интегральные кривые. Верхняя часть интегральных кривых характеризует обеспеченность возможного среднего месячного количества осадков, сравнительно редко наблюдающегося в рассматриваемых районах. В связи с этим при анализе и сопоставлении интегральных кривых особое внимание следует обращать на ту их часть, где обеспеченность осадков составляет более 50%.

Эта часть интегральных кривых отражает обеспеченность наиболее часто встречающегося среднего месячного количества осадков и в области обеспеченностей, близких к 100%, характеризует основные различия в условиях циркуляции и в термико-влажностном режиме атмосферы между сопоставляемыми интегральными кривыми, расположенными в различных районах.

На рис. 1 для четырех пунктов, расположенных в различных районах, даны интегральные кривые, характеризующие обеспеченность возможного среднего месячного количества осадков в августе. По данным, снятым с аналогичных интегральных кривых, были составлены месячные таблицы, характеризующие обеспеченность (суммарную вероятность) возможного среднего месячного количества осадков.

При выявлении зависимости между обеспеченностью возможного количества осадков и средним месячным количеством осадков оказа-

лось, что точки независимо от района располагались равномерно по обе стороны от линий связи и только в области обеспеченности 80% и выше расположение точек усложнялось тем, что некоторая их часть попадала в соседнюю градацию.

На рис. 2 представлены номограммы для апреля, июля и ноября. На них же условными обозначениями для каждого месяца показаны

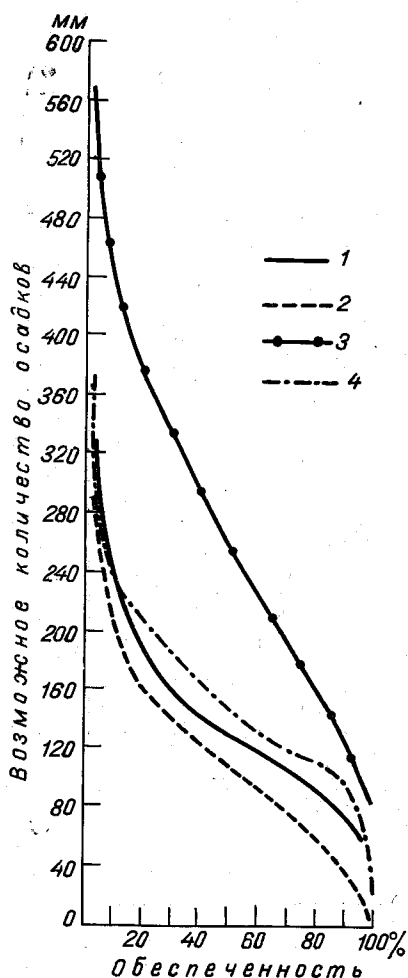


Рис. 1. Интегральные кривые. Август.
1 — Мерида, 2 — Гавана, 3 — Сан-Хосе,
4 — Сан-Хуан.

толщине слоя инверсии, изменяющейся от 213 до 400 м, средняя высота вершины инверсии располагается приблизительно на уровне 2,6 км. Пассатные инверсии в районе Карибского моря выражены значительно слабее по сравнению с пассатными инверсиями, наблюдающимися в других областях тропических широт.

Вероятность пассатной инверсии в сухой сезон в среднем превышает 65%, а на отдельных станциях составляет в январе 90%. В дождливый сезон вероятность пассатной инверсии составляет 28—50%. Относительная влажность воздуха в слое, расположенном ниже пассатной инвер-

точки, соединив которые, можно получить номограммы для всех месяцев года. Основные линии номограмм построены на основе обработки материалов наблюдений, а продолжением их в ноябре служат прерывистые линии. Эти номограммы могут стать основой при построении месячных карт возможного количества осадков заданной обеспеченности. Они же открывают перспективы построения климатических карт ряда метеорологических элементов.

Так, зная величину среднего месячного количества осадков для данного пункта, можно снимать с номограмм расчетную величину возможного количества осадков (или другого метеорологического элемента) заданной обеспеченности. На основе расчетных данных и данных, снятых с номограмм, представляется возможным построение карт заданной обеспеченности (рис. 3).

В районе Карибского моря в течение сухого сезона пассатная инверсия наблюдается непрерывно, а в дождливый сезон она встречается лишь временами, что объясняется подъемом воздуха в подвижных возмущениях, которые часто наблюдаются здесь в этот период года. В дождливый сезон высота нижнего основания пассатной инверсии поднимается в направлении к экватору и в районе о. Тринидад иногда превышает 5000 м.

Наиболее часто нижнее основание инверсии располагается на высотах 1800—2200 м. При этом при средней

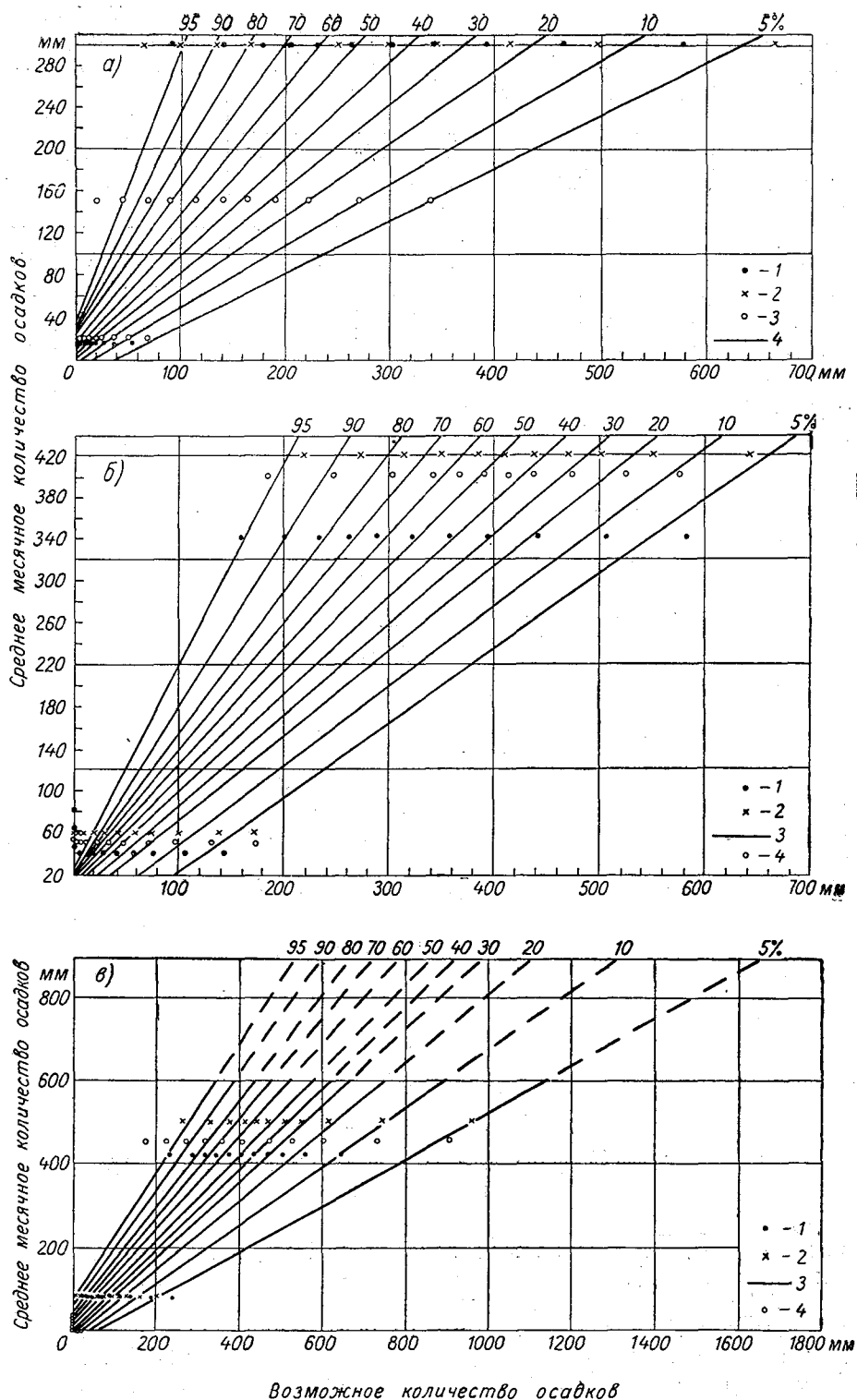


Рис. 2. Месячные номограммы осадков.

а) 1 — январь, 2 — февраль, 3 — март, 4 — апрель; б) 1 — май, 2 — июнь, 3 — июль, 4 — август; в) 1 — сентябрь, 2 — октябрь, 3 — ноябрь, 4 — декабрь.

Таблица 3

Средняя месячная относительная влажность воздуха в дни с пассатными инверсиями

Станция	Средняя относительная влажность воздуха в слое тропосферы между								Понижение относительной влажности воздуха в слое пассатной инверсии			
	изобарической по- верхностью 1000 мб и основанием инверсии				вершиной инверсии и изобарической по- верхностью 500 мб							
	I	IV	VI	X	I	IV	VI	X	I	IV	VI	X
Большая Багама	76	74	75	77	29	34	48	42	39	21	19	32
Гуантанамо	70	74	71	72	28	36	48	40	35	28	18	21
Суон	71	69	74	77	28	28	45	50	37	17	21	18
Антигуа	74	74	80	78	33	33	56	44	30	30	28	35
о. Тринидад . .	74	75	75	80	33	40	45	52	30	28	24	20
Бальбоа	74	76	83	81	39	44	63	69	31	24	15	14

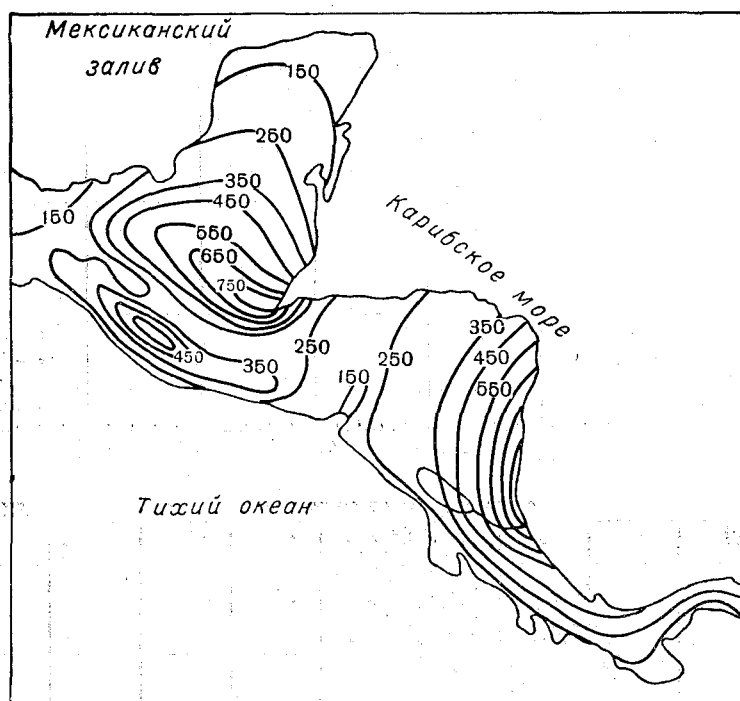


Рис. 3. Месячная сумма осадков в июле обеспеченностью 20% в Центральной Америке.

сии, почти всюду в течение года превышает 70%, а в Бальбоа в июле достигает даже 83%.

В слое тропосферы, лежащем между пассатной инверсией и ниже изобарической поверхности 500 мб, относительная влажность воздуха в дни с инверсиями в течение сухого сезона составляет 25% на севере и 40% в районе Бальбоа. В этом слое в дождливый сезон даже в дни с инверсиями относительная влажность воздуха остается выше 40% на севере Вест-Индии и достигает 63% на юге.

Относительная влажность воздуха в дни с инверсиями на высоте 5,9 км остается ниже этих значений. Эти низкие значения относительной влажности воздуха затрудняют образование осадков и являются одной из причин выпадения малого количества их в сухой сезон [2].

Между средним количеством осадков и средней относительной влажностью воздуха на высоте 5,9 км, на которой обычно располагается изобарическая поверхность 500 мб, существует определенная зависимость. Эта зависимость характеризуется тем, что при средней относительной влажности воздуха ниже 25% осадки не образуются, а при относительной влажности 45% и выше осадки быстро возрастают (рис. 4). Относительная влажность воздуха даже в дни с инверсиями в дождливый сезон в слое, расположенном между инверсией и изобарической поверхностью

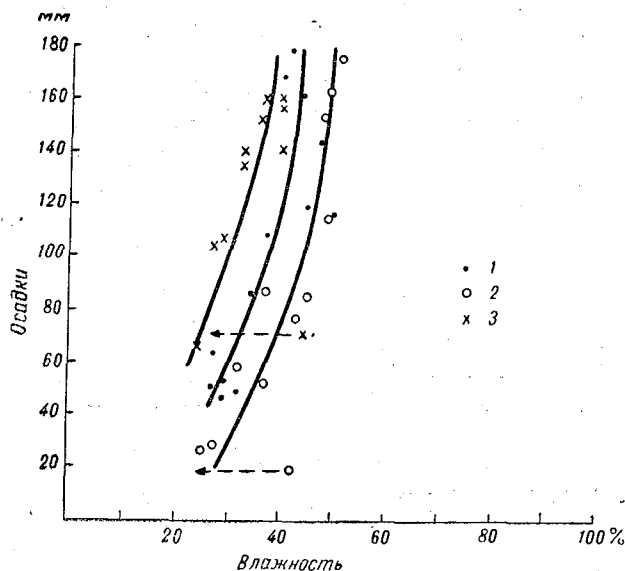


Рис. 4. Связь осадков со средней относительной влажностью воздуха на высоте 5,9 км.
1 — Гавана, 2 — Гуантанамо, 3 — Сан-Хуан.

500 мб, остается выше 40% на севере Вест-Индии и достигает 63% на юге.

Таким образом, в те дни, когда наблюдается пассатная инверсия, относительная влажность воздуха в дождливый сезон достаточно велика и благоприятствует тем самым образованию осадков при соответствующих условиях циркуляции. Данные об относительной влажности воздуха в дни с пассатной инверсией и величина понижения влажности воздуха в слое пассатной инверсии представлены в табл. 3. [4].

В слое, расположенном ниже основания инверсии, относительная влажность воздуха в дни с инверсиями на 5—8% отличается от средней относительной влажности воздуха, наблюдающейся в этом слое в течение всех остальных дней. В слое, расположенном выше пассатной инверсии, относительная влажность в дни с инверсиями остается существенно ниже средних условий. Особенно существенно это различие в сухой сезон, когда пассатные инверсии наблюдаются в два и более раза чаще по сравнению с пассатными инверсиями, наблюдающимися в дождливый сезон. Так, в сухой сезон в дни с инверсиями относительная влажность воздуха выше слоя инверсии в районе Гуантанамо

и Суон остается на 10—12% ниже по сравнению с относительной влажностью, наблюдающейся во все остальные дни.

В дождливый сезон в дни с инверсиями относительная влажность воздуха в слое, расположенном выше инверсии, остается на 5—7% ниже средних условий.

Наименьшее влагосодержание воздуха наблюдается в январе и составляет в Гуантанаме 29,6 кг/м³, в то время как в октябре — 47,4 кг/м³. В направлении к экватору влагосодержание воздуха увеличивается, и в Бальбоа оно приблизительно на 25% больше, чем в Гуантанаме.

Выводы

1. Дана характеристика годового хода осадков и показано влияние центров действия атмосферы на годовой ход в Центральной Америке и Вест-Индии.

2. Построены месячные номограммы возможного количества осадков и показана возможность использования их при построении климатических карт заданной обеспеченности.

3. Вероятность пассатной инверсии в январе близка по величине к вероятности ветра с восточной составляющей. В июле вероятность пассатной инверсии приблизительно в два раза меньше вероятности ветра с восточной составляющей.

4. Дана характеристика пассатной инверсии и показана ее роль в образовании осадков. Так, в сухой период (с января по апрель) под влиянием пассатной инверсии в слое тропосферы, лежащем выше инверсии, относительная влажность воздуха остается ниже 40%, т. е. ниже того предела, при котором осадки здесь не выпадают.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. К вопросу определения эмпирических квантилей и коэффициента корреляции. Метеорология и гидрология, № 4, 1963.
2. Кодрау О. Д. Климатические закономерности и характеристика климата Центральной Америки и Вест-Индии. Труды ГГО, вып. 212, 1967.
3. Шапаев В. М. О пассатной циркуляции над Атлантическим океаном. Труды ГГО, вып. 90, 1960.
4. M. Gutnik. Climatology of the Trade Wind Inversion in the Caribbean Bulletin of American Meteorological Society, vol. 39, No. 8, 1958.

О ВЛАГОСОДЕРЖАНИИ И ПЕРЕНОСЕ ВОДЯНОГО ПАРА НАД АФРИКОЙ

Для исследования проблемы влагооборота в атмосфере определенный интерес представляют данные о влагосодержании воздушных масс.

Вопросам влагосодержания атмосферы над северным полушарием и над всем земным шаром посвящен ряд работ отечественных и зарубежных авторов [1—5]. Однако в этих работах режим влагосодержания над отдельными материками и районами

В настоящей статье на материале рассматривается влагосодержание атмосферы над Африкой и перенос водяного пара над различными климатическими зонами.

Опечатки к стр. 39			
Строка	Напечатано	Должно быть	По чьей вине
16 стр.	И	$\bar{U}$	тип.
8 "	И	$\bar{U}$	"

Заказ № 1318

основных изобариче-

нным образом связав влагосодержание и потоки влаги

(И) рассчитывались по фор-

$$0,10U_{\text{земля}} + 0,64U_{850} + 0,20U_{700} + 0,06U_{500}.$$

В формуле учитывалась скорость ветра в каждом слое, а также распределение влаги по слоям. В случаях отсутствия данных по скоростям ветра у земли недостающую скорость компенсировали следующим образом: брали 60% от скорости геострофического ветра на изобарической поверхности 850 мб с коэффициентом 0,10. Общий перенос влаги ($P = Q \times \bar{U}$) рассматривался независимо от направления. В этом случае общее количество влаги, переносимое над данной территорией, можно получить путем суммирования по слоям, поскольку движение влаги в любом направлении на каждой высоте выносит местную влагу за пределы заданной территории и приносит со стороны адвективную влагу (табл. 1).

При анализе данных обращает на себя внимание малое содержание влаги в атмосфере в зимнее время (соответствующего полушария)

Таблица 1

Влагосодержание воздушных масс Q кг/м², скорости переноса влаги $\bar{U}$ м/сек.
и общий перенос влаги P кг/м. сек. в слое атмосферы 0—5 км

Станция	Зима			Весна			Лето			Осень		
	Q	$\bar{U}$	P	Q	$\bar{U}$	P	Q	$\bar{U}$	P	Q	$\bar{U}$	P
Алжир (Алжир)	12,2	9,8	119,6	13,7	7,5	102,8	20,2	7,3	147,5	19,1	7,2	137,5
Колон-Бешар (Алжир) .	7,9	7,4	58,5	8,9	6,8	60,5	14,5	6,1	88,4	13,9	6,0	83,4
Аулеф-эль-Араб (Ал- жир)	8,6	8,0	68,8	10,1	7,9	79,8	16,6	7,2	119,5	15,8	6,5	102,7
Форт-Тринкет (Алжир) .	10,5	7,4	77,7	10,8	7,2	77,8	16,8	5,9	99,1	18,6	6,7	124,6
Тунис (Тунис)	11,9	10,2	121,4	16,5	8,1	133,6	23,7	7,5	177,8	23,2	9,1	211,1
Триполи (Ливия)	12,8	10,7	136,9	15,0	9,7	145,5	22,5	7,1	159,8	21,9	7,8	170,8
Бенина (Ливия)	12,4	9,9	122,8	12,5	9,4	117,5	19,3	7,6	146,7	19,9	7,5	149,2
Хартум (Судан)	17,6	8,0	140,8	17,9	7,8	139,6	41,1	6,8	279,5	30,9	6,9	213,2
Каир (ОАР)	15,3	8,6	131,6	17,5	7,6	133,0	25,4	5,9	149,9	23,1	6,2	143,2
Ниамей (Нигер)	11,1	7,0	77,7	21,0	6,7	140,7	36,4	7,3	263,7	24,8	7,3	181,0
Дакар (Сенегал)	14,2	6,3	89,5	14,6	6,6	96,4	34,7	8,2	284,5	27,3	7,6	207,5
Абиджан (берег Слоно- вой Кости)	35,1	6,5	228,2	42,4	7,1	301,0	44,1	5,5	242,6	44,0	6,7	294,8
Лагос (Нигерия)	38,8	6,1	236,7	46,9	6,9	323,6	45,5	6,1	277,6	46,3	6,5	301,0
Блумфонтейн (ЮАР)	10,2	6,3	64,3	15,6	6,8	106,1	23,8	5,8	138,0	17,4	5,3	92,2
Дурбан (ЮАР)	17,6	6,9	121,4	27,3	7,9	215,7	35,8	5,7	204,1	28,1	6,1	171,4
Кимберли (ЮАР)	12,1	6,7	81,1	16,6	7,6	126,2	25,1	6,6	165,7	20,4	6,2	126,5
Питерсбург (ЮАР)	15,0	4,7	70,5	22,7	4,7	106,7	32,1	5,1	163,7	23,5	5,3	124,6
Кейптаун (ЮАР)	13,7	5,8	79,5	13,8	6,8	93,8	17,4	7,5	130,5	16,8	6,6	110,9

почти во всех зонах Африки. Исключение составляет экваториальный пояс, где влагосодержание велико в течение всего года.

Наибольшее среднее месячное влагосодержание в нижнем 5-километровом слое атмосферы экваториальной зоны южного полушария, по данным Киншасы и Луанды, составляет около 50 кг/м² и наблюдается в летнюю половину года (ноябрь — апрель), наименьшее, около 40 кг/м², — зимой (июль — август). В приэкваториальных широтах Северной Африки наибольшие значения влагосодержания отмечаются в мае — июне и в сентябре — октябре (45—47 кг/м²), наименьшие — зимой в январе — феврале (32—38 кг/м²).

В зимний период влагосодержание у экватора больше почти в три раза, чем в окружающих областях. К северу от экватора для зоны 10—20° с. ш. характерен муссонный тип годового хода влагосодержания с большой годовой амплитудой (Дакар, Ниамей, Хартум). В летнее время, в период интенсивного развития экваториального муссона, эта зона характеризуется самым высоким влагосодержанием атмосферы в году (40—46 кг/м² в июле — августе и около 11—17 кг/м² в январе — феврале).

Северная часть Африки (от 20° с. ш.) характеризуется меньшим влагосодержанием по сравнению с экваториальными и муссонными областями. В годовом ходе наибольшее содержание влаги в атмосфере здесь приходится так же, как в экваториальной зоне, на теплое время года, а наименьшее — на зимнее полугодие.

В Южной Африке максимальное содержание водяного пара приходится на летние месяцы южного полушария (январь — февраль), минимальное — на зимние (июль — август).

Во внутренних возвышенных районах, расположенных на высоте около 1500 м, среднее влагосодержание изменяется от 25—30 кг/м² летом до 11—15 кг/м² зимой (рис. 1).

Для географического распределения влагосодержания характерно уменьшение его значений с увеличением широты. От экватора к субтропическим широтам в обоих полушариях влагосодержание в общем уменьшается; на северной и южной окраине материка (Алжир, Тунис, Кейптаун, Порт-Элизабет) за год в среднем составляет 15—20 кг/м².

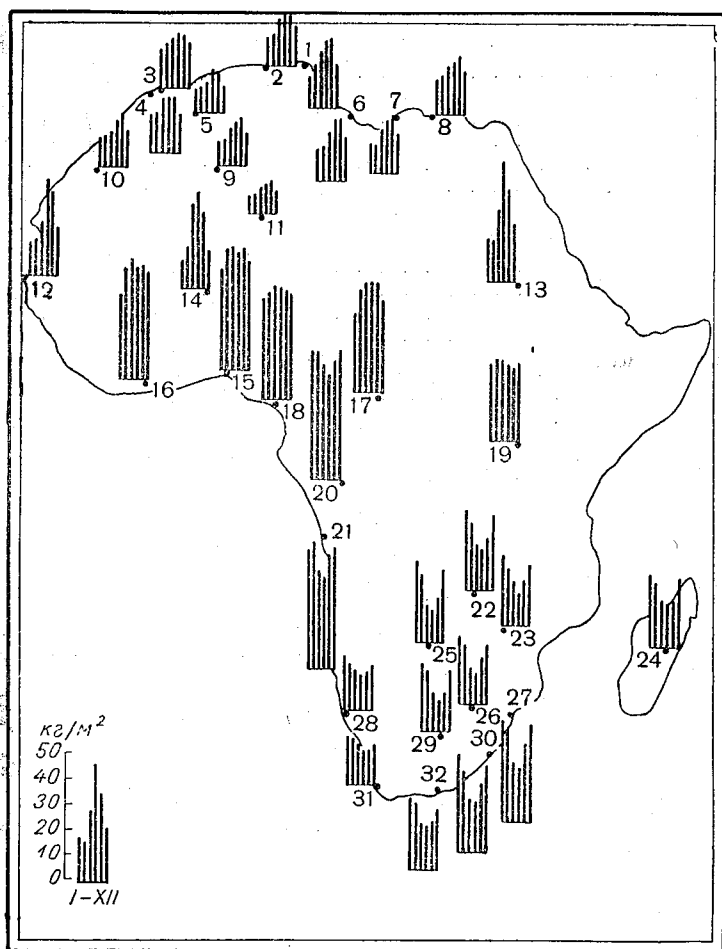


Рис. 1. Карта-диаграмма годового хода влагосодержания воздушных масс.

1 — Тунис, 2 — Алжир, 3 — Кенитра, 4 — Касабланка, 5 — Колон-Бешар, 6 — Триполи, 7 — Бенна, 8 — Тобрук, 9 — Аулеф-эль-Араб, 10 — Форт-Тренке, 11 — Форт-Ланерин, 12 — Дакар, 13 — Хартум, 14 — Ннамей, 15 — Лагос, 16 — Абиджан, 17 — Банги, 18 — Дуала, 19 — Энтеббе, 20 — Киншаса, 21 — Луанда, 22 — Брокен-Хилл, 23 — Солсбери, 24 — Тананариве, 25 — Маун, 26 — Претория, 27 — Лоуренсу-Маркиш, 28 — Александер-Бей, 29 — Кимберли, 30 — Дурбан, 31 — Кейптаун, 32 — Порт-Элизабет.

Различие между влагосодержанием воздуха в высоких и низких широтах хорошо иллюстрируется данными, представленными в табл. 2, по долготным зонам 0—10° в. д. для северной половины Африки и 10—20° в. д. для южной. Однако над некоторыми районами эта закономерность нарушается, так как на режим увлажнения, кроме температуры воздуха, влияют и другие факторы (циркуляция атмосферы, температурные контрасты океан—суша), обуславливающие различную степень обеспеченности влагой. К этим районам относятся пустыни.

Таблица 2

Среднее влагосодержание (кг/м²) по меридиональным разрезам

Станция	I	IV	VII	X
Северное полушарие, 0—10° в. д.				
Алжир	11,6	14,1	19,9	19,1
Колон-Бешар	10,7	11,4	20,1	19,1
Аулеф-эль-Араб	7,9	9,9	16,2	15,4
Форт-Лаперрин	8,8	12,5	17,9	18,2
Ниамей	11,8	17,4	37,0	24,2
Лагос	37,9	47,3	44,9	47,1
Южное полушарие, 10—20° в. д.				
Киншаса	50,7	49,3	38,7	47,0
Луанда	47,1	50,9	34,0	46,0
Александр-Бей	18,3	17,4	13,2	14,7
Кейптаун	17,9	16,5	13,8	13,5

Например, в Сахаре в течение всего года в сравнении с окружающими районами, расположенными к северу и к югу от нее, влагосодержание воздуха в два-три раза меньше. В Колон-Бешаре влагосодержание составляет зимой 8 кг/м², т. е. оно того же порядка, что и на севере Западной Сибири, а летом влагосодержание хотя и повышается, но все же остается небольшим. Господствующие в Сахаре нисходящие токи и высокий уровень конденсации (выше 5 км) являются причиной образования этой области низкого влагосодержания.

Остановимся на распределении влагосодержания на побережьях материка. Для западных берегов тропической зоны обоих полушарий. Африки характерно низкое влагосодержание. Это связано с притоком относительно холодных воздушных масс в нижних слоях атмосферы из более высоких широт по восточной периферии субтропических антициклонов и с влиянием холодных океанических течений (Канарского в северном полушарии и Бенгельского в южном).

Эти два фактора обуславливают исключительно низкое положение пассатной инверсии у западных берегов. Приток холодного воздуха и задерживающее влияние пассатной инверсии на распространение вверх конвекции и определяют небольшое влагосодержание, малую облачность и отсутствие осадков в течение большей части года. Восточное побережье Африки на этих же широтах характеризуется значительно большим влагосодержанием. Различия в режиме увлажнения над западным и восточным побережьями в нижних слоях тропосферы хорошо иллюстрируются табл. 3.

Замеченные особенности в распределении влагосодержания над западными и восточными побережьями наиболее резко проявляются в северном полушарии зимой. Летом эти различия сглажены, так как благодаря распространению экваториальной депрессии к северу влажный юго-западный муссон проникает далеко в глубь континента и обуславливает здесь повышенное влагосодержание и короткий летний дождливый период. В южном полушарии наибольшие различия в режиме увлажнения отмечаются летом (ноябрь—февраль), когда зимний индийский муссон вызывает обильные осадки на восточном побережье.

Интересные особенности распределения водяного пара по слоям являются в пустынных районах Африки. В табл. 4 приведены данные

Таблица 3

Средние годовые значения влагосодержания (кг/м²)
на восточном и западном побережьях Африки

Станция	Координаты		Влаго- содержа- ние
	широта	долгота	
Западное побережье			
Дакар, $H = 40$ м	14°47' с.	17°29' з.	22,7
Александр-Бей, $H = 23$ м	28 34 ю.	16 32 в.	16,3
Восточное побережье			
Аден, $H = 4$ м	12°49' с.	45°01' в.	30,8
Дурбан, $H = 14$ м	29 58 ю.	30 57 в.	27,2

Таблица 4

Распределение влагосодержания (кг/м²) по слоям атмосферы над пустынными
районами Африки

Станция	Слой атмо- сферы, км	Зима	Весна	Лето	Осень
Колон-Бешар	Земля — 2,5	8,7	9,4	15,2	14,8
	2,5—4	1,6	2,0	3,1	3,1
	4—5	0,4	0,6	1,3	0,9
Аулеф-эль-Араб	Земля — 2,5	8,1	8,0	12,9	12,3
	2,5—4	1,3	1,6	2,5	2,6
	4—5	0,4	0,6	1,2	0,9
Форт-Тринкет	Земля — 2,5	8,7	8,8	12,8	14,5
	2,5—4	1,3	1,5	2,7	3,1
	4—5	0,5	0,5	1,3	1,1
Форт-Лаперрин	Земля — 2,5	7,6	9,6	14,2	14,2
	2,5—4	1,4	1,8	3,3	2,8
	4—5	0,6	0,8	1,4	1,2

по влагосодержанию атмосферы для отдельных пунктов Сахары на различных уровнях.

До высоты 2,5 км содержание пара остается постоянным и лишь выше этого уровня отмечается резкий скачок в сторону уменьшения влагосодержания. Это говорит о том, что эффективная высота переноса влаги лежит в пустынях выше 2,5 км. Этим можно, по-видимому, объяснить тот факт, что хотя летом влагосодержание воздуха во всей толще атмосферы (земля — 5 км) и велико, влага эта не эффективна, так как она, не достигнув уровня земли, выносится на большой высоте с территории пустынь.

Рассматривая данные по переносу влаги, необходимо учитывать прежде всего перенос большого количества влаги через экватор из одного полушария в другое. Летом над экватором переносится около 300 кг/м сек. влаги; близки к этой величине и зимние потоки (236 кг/м сек.). Если сравнить эти величины с количеством переносимой влаги над Средиземным морем, то над экватором будет переноситься примерно на 80—100 кг/м сек. больше.

В течение всего года влага к экваториальным широтам приходит в основном с юга в муссонном потоке. Много влаги поступает к восточ-

ным берегам и в индийском муссоне. Эти потоки обеспечивают влагой всю экваториальную область в течение года. Далее к северу и к югу от экватора потоки влаги уменьшаются, но крайне незначительно.

Летом общий перенос влаги в этих широтах в среднем составляет 200 кг/м сек., зимой 120 кг/м сек. В субтропическом поясе северного и южного полушария, особенно на побережьях, на общем сравнительно невысоком фоне влагосодержания потоки влаги достаточно велики в течение года, что объясняется большими эффективными скоростями переноса влаги.

Этим же объясняются большие потоки влаги и над пустынными районами Африки. Летом (Аулеф-эль-Араб) переносится свыше 100 кг/м сек. влаги, зимой — около 80 кг/м сек. при сравнительно низком влагосодержании. Наименьшие переносы влаги характерны для горных областей (Блумфонтейн, летом 140 кг/м сек., зимой 65 кг/м сек.). Здесь малы не только влагосодержание атмосферы, но и скорости переноса влаги.

Выводы

1. Общей закономерностью географического распределения влагосодержания над Африкой является уменьшение его значений с увеличением широты. Наиболее высоким влагосодержанием отличается экваториальная зона материка обоих полушарий. В субтропических широтах влагосодержание уменьшается.

2. В годовом ходе наибольшие изменения во влагосодержании атмосферы наблюдаются в районах с муссонной циркуляцией, где в период действия экваториального муссона влагосодержание воздуха почти так же велико, как и в экваториальной зоне.

3. Западные и восточные побережья Африки значительно отличаются по влагосодержанию атмосферы. Наибольшим влагосодержанием характеризуются восточные берега, наименьшим — западные.

4. Над пустынными районами до высоты 2,5 км содержание влаги в воздухе остается постоянным, и лишь выше этого уровня оно резко уменьшается. Эффективная высота переноса влаги располагается здесь выше 2,5 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеоздат, Л., 1963.
2. Щербакова Е. Я., Брегина А. Ю. Исследование переносов тепла и влаги в связи с общей циркуляцией атмосферы. Труды ГГО, вып. 70, 1957.
3. Накоренко Н. Ф. Карты удельной влажности северного полушария. Труды ГГО, вып. 70, 1957.
4. Bannop J. K. and Steele L. P. Average water-vapour content of the air. Geophys. Mem. No. 102, vol. XIII. London, 1960.
5. Tunnell G. A. World distribution of atmospheric water-vapour pressure. Geophys. Mem. No. 100, vol. XII. London, 1958.

В. П. ХОДАКОВА

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУТОЧНЫХ ВЕЛИЧИН СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В СУБТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Для исследования суточных сумм суммарной солнечной радиации в субтропической зоне северного полушария были использованы данные за отдельные годы 17 станций (9 в Северной Америке, 2 в Европе и 6 в Азии). Среди них станции с морским и континентальным, муссонным и континентальным субтропическим климатами. Они расположены в пределах широт от 32°28' (Фуншал) до 41°30' (Ньюпорт), а их высоты над уровнем моря — от 2 м (Фукуока) до 478 м (Ташкент) (табл. 1). Таким образом, имеется немало причин для возникновения значительных различий в средних величинах рассматриваемого элемента.

Таблица 1

Координаты станций и периоды наблюдений (годы)

Станция	Координаты		Высота, м	Период наблюдений
	широта	долгота		
Ньюпорт	41°30' с.	71°19' з.	16	1943—1962
Ташкент	41 16	69 16 в.	478	1936—1965
Опорто	41 08	8 63 з.	96	1940—1951, 1953—1962
Стейт-Колледж	40 48	77 52	365	1943—1962
Нью-Йорк	40 43	74 00	41	1943—1961
Акита	39 43	140 06 в.	9	1945—1962
Вашингтон	38 56	77 05 з.	121	1943—1962
Колумбия	38 56	92 19	229	1944—1962
Дэвис	38 52	121 45	32	1945—1962
Фресно	36 43	119 49	90	1944—1962
Нагано	36 40	138 12 в.	418	1946—1952, 1955—1962
Нашвилл	36 10	86 17 з.	179	1943—1962
Такаматцу	34 19	134 03 в.	9	1946, 1949—1955, 1957—1962
Риверсайд	33 58	117 27 з.	320	1943—1962
Фукуока	33 35	130 23 в.	2	1945—1962
Кумамото	32 49	130 43	38	1945—1962
Фуншал	32 38	16 54	58	1940—1948, 1950—1951, 1953—1962

Таблица 2

Среднеквадратическое отклонение σ и коэффициенты вариаций C_v суточных сумм суммарной солнечной радиации

Станция	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
	σ	C_v	σ	C_v	σ	C_v	σ	C_v
Континентальный климат								
Дэвис]	43	0,24	57	0,10	28	0,04	29	0,08
Фресно	36	0,19	40	0,07	46	0,07	31	0,08
Опорто (Порто)	34	0,21	73	0,14	81	0,12	36	0,12
Ташкент	21	0,13	58	0,14	32	0,05	26	0,08
Риверсайд	28	0,11	59	0,10	48	0,11	35	0,09
Колумбия	37	0,20	39	0,09	43	0,07	43	0,13
Фуншал	37	0,16	42	0,09	85	0,16	33	0,13
Морской и муссонный климат								
Нашвилл	32	0,21	22	0,05	59	0,12	37	0,11
Ньюпорт	26	0,17	45	0,10	50	0,10	26	0,09
Нью-Йорк	22	0,15	34	0,09	67	0,14	27	0,07
Стейт-Колледж	25	0,18	42	0,10	47	0,09	32	0,12
Вашингтон	29	0,16	37	0,08	37	0,08	32	0,11
Нагано	29	0,12	39	0,08	48	0,10	38	0,12
Такаматцу	38	0,17	71	0,16	85	0,19	54	0,18
Акита	28	0,11	44	0,10	51	0,14	35	0,13
Кумамото	35	0,16	60	0,15	65	0,17	37	0,11
Фукуока	33	0,17	74	0,19	78	0,20	30	0,09

Исходным материалом для статьи послужили средние суточные величины суммарной солнечной радиации за отдельные годы [1]. Каждая из этих величин уже прошла первичный этап осреднения за тот или иной год. Различия в суточных величинах, обусловленные характером текущей погоды, заметно сглажены. На них остался отпечаток лишь особенностей режима погоды каждого конкретного года.

Рассмотрим, насколько сильно могут отличаться средние суточные величины суммарной солнечной радиации за отдельные годы, какова изменчивость их от года к году в различных физико-географических районах субтропической зоны. Для этого воспользуемся методикой, изложенной в работах А. Н. Лебедева [4, 5].

С целью выяснения характера изменчивости средних суточных величин исследуемого элемента за отдельные годы для всех станций вычислены значения среднеквадратического отклонения σ и коэффициенты вариации C_v , которые приведены в табл. 2. Анализ этих данных показывает, что для исследуемых сумм суммарной радиации характерна большая устойчивость. Значения σ варьируют в январе и октябре от 20 до 50 кал/см² сут., а в апреле и июле от 30 до 80 кал/см² сут.

По данным C_v относительно изменчивыми являются суточные суммы солнечной радиации января (хотя по абсолютному значению они сравнительно невелики), а также июля в муссонном и морском климате. Однако эта относительно большая изменчивость определяется всего лишь значениями 0,20—0,24. Вместе с тем месяцы и районы с большой устойчивостью суточных величин суммарной радиации характеризуются значениями 0,04—0,08.

Из расчетов А. Н. Лебедева [4, 5] при таких малых значениях C_v многолетняя средняя суточная величина с погрешностью 5% и с обеспеченностью 90% получается по данным наблюдений за 2—4 года, а при C_v ,

равном 0,20—0,24, многолетняя средняя суточная величина с погрешностью 5% и обеспеченностью 90% может быть получена лишь по данным за 20—25 лет.

На основании данных табл. 2 можно заключить, что из одного и того же ряда наблюдений точность средней суточной величины суммарной солнечной радиации оказывается неодинаковой в разные месяцы. В частности, для Дэвиса средняя суточная величина июля с погрешностью 5% и обеспеченностью 90% получается из ряда наблюдений в 1 год, в то время как средняя суточная величина января с такой же погрешностью и обеспеченностью получается только из ряда наблюдений в 23 года. (Этой неоднородностью в точности средних суточных величин суммарной солнечной радиации отличаются все многолетние средние суточные величины, приведенные в табл. 3).

В табл. 3 данные приведены для января, апреля, июля и октября; максимальные и минимальные величины являются крайними значениями, за пределы которых наблюдаемые суммы обычно не выходят. Значения сумм по градациям обеспеченностей представляют собой спектр наиболее часто встречающихся характеристик суммарной радиации.

С помощью данных табл. 3 мы можем количественно оценить почти все возможные величины, наблюдающиеся в отдельные годы, и определить частоту их повторяемости.

В январе многолетние средние суточные величины колеблются в пределах от 140 (Стейт-Колледж и Нью-Йорк) до 270 кал/см² сут. (Риверсайд), а средние суточные за отдельные годы — от 95 до 310 кал/см² сут. К середине лета суточные величины суммарной солнечной радиации увеличиваются почти в 2—3 раза; в июле многолетние средние изменяются от 380 до 700 кал/см² сут., а средние за отдельные годы — от 275 до 755 кал/см² сут.

Судя по данным табл. 3, норма июля в Фресно почти вдвое больше нормы в Фукуоке, хотя последняя расположена на 3° южнее. Это объясняется влиянием облачности: среднее число ясных дней в июле в районе Фресно составляет 27, а в районе Фукуоки — 2 дня.

В апреле с увеличением продолжительности солнечного сияния и с уменьшением числа пасмурных дней приток суммарной радиации достигает значительной величины, средние суточные величины за отдельные годы составляют 630 кал/см² сут.

В октябре с увеличением облачности значения суммарной радиации уменьшаются, а многолетние средние суточные величины ее на станциях с континентальным субтропическим климатом (Фресно, Дэвис, Ташкент) не превышают 370 кал/см² сут.

Анализ данных табл. 3 показывает, что в однородных климатических районах при одинаковой многолетней величине суммарной солнечной радиации средние суточные значения ее за отдельные годы по градациям обеспеченностей распределяются однотипно. В этом нетрудно убедиться, если проследить ход суточных сумм суммарной радиации января по всем градациям обеспеченностей для Стейт-Колледжа и Нью-Йорка, Дэвиса и Фресно. Эти особенности в закономерностях распределения суточных сумм суммарной радиации прослеживаются и в данных для других месяцев.

Таким образом, для районов со сходными чертами климата результаты проведенных расчетов можно обобщить с помощью климатологических номограмм, методика построения которых опубликована в работах [3, 4].

Средние суточные величины суммарной радиации (кал/см² сут.) различной обеспеченности за отдельные годы

Станция	Сред- вн	Макси- мальная	Обеспеченность, %											Мини- мальная	Год	
			год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90			95
Январь																
Континентальный климат																
Дэвис	178	261	1946	256	244	218	195	182	174	165	158	146	130	116	112	1956
Фресно	185	255	1949	254	246	228	216	200	190	177	168	158	144	136	134	1961
Опорто	160	220	1949	219	209	191	179	168	157	147	138	128	115	106	101	1955
Ташкент	158	189	1945	187	183	176	170	164	159	154	150	144	138	120	117	1946
Риверсайд	289	312	1959	312	310	303	294	284	272	260	250	238	225	220	221	1944
Колумбия	182	234	1961	232	218	202	190	182	177	172	164	154	135	120	118	1949
Фуншал	232	304	1957	300	284	260	246	237	229	220	214	207	194	178	170	1945
Морской и муссонный климат																
Нашвилл	154	219	1961	216	200	182	171	164	155	142	132	126	120	116	106	1949
Ньюпорт	153	202	1961	200	188	173	164	154	149	146	142	136	125	116	114	1950
Нью-Йорк	139	191	1955	188	172	153	147	145	141	138	133	126	121	118	96	1946
Стейт-Колледж	138	192	1962	190	170	154	143	140	138	132	128	123	117	112	110	1949
Вашингтон	170	225	1961	223	210	194	182	171	165	160	158	153	145	130	123	1949
Нагано	231	265	1957	265	260	254	249	246	244	240	238	206	180	170	170	1956
Такаматцу	227	294	1961	294	284	263	250	236	226	214	204	192	178	171	171	1954
Акта	157	184	1945	184	180	174	168	166	160	154	147	140	132	126	122	1958
Кумамого	212	261	1961	260	252	238	228	220	212	206	202	194	176	150	144	1947
Фукуока	188	239	1948	238	232	220	208	198	188	180	170	158	144	130	127	1954
Апрель																
Континентальный климат																
Дэвис	540	630	1946	626	612	586	572	560	543	526	513	496	472	440	433	1948
Фресно	552	631	1950	636	610	592	580	564	547	534	524	518	514	513	513	1958
Опорто	517	617	1954	612	599	578	560	541	524	508	488	466	425	378	357	1941
Ташкент	424	513	1959	508	496	472	456	444	430	420	402	380	346	320	306	1964

Риверсайд	552	619	1960	619	612	590	567	545	525	506	486	460	430	426	420	1951
Колумбия	432	510	1948	504	492	476	465	450	437	418	402	382	360	350	348	1944
Фунаш	472	530	1960	530	522	507	494	483	472	464	452	437	413	394	388	1946

Морской и муссонный климат

Нашвилл	433	514	1960	510	490	462	454	447	438	427	414	402	380	364	358	1947
Ньюпорт	404	463	1951	462	456	446	438	427	414	396	382	366	340	320	312	1953
Нью-Йорк	369	429	1954	428	420	402	388	376	366	356	348	340	330	316	310	1944
Стейт-Колледж	372	441	1960	440	434	422	408	398	380	362	348	330	310	304	302	1955
Вашингтон	425	506	1960	495	462	446	436	432	426	416	410	398	384	376	374	1955
Нагано	449	542	1949	482	481	479	476	472	468	454	434	410	384	373	373	1952
Такашадзу	425	541	1961	541	526	505	470	440	412	388	370	362	342	310	310	1955
Акиа	429	515	1953	504	480	460	454	445	434	422	407	390	370	358	354	1949
Куамомо	394	500	1945	495	472	446	428	412	396	376	360	342	320	300	293	1958
Фукуока	394	554	1947	540	510	466	442	419	394	370	350	332	314	300	230	1958

Июль

Континентальный климат

Дэвис	695	746	1962	742	732	722	714	706	696	686	678	670	660	649	649	1952
Фресно	688	756	1962	756	750	738	726	710	690	670	652	636	616	606	606	1959
Опорто	675	800	1954	790	746	717	708	700	690	680	661	634	590	530	506	1941
Ташкент	651	707	1961	690	678	672	668	663	656	648	638	626	610	590	575	1951
Риверсайд	640	725	1962	720	708	693	680	664	648	630	606	586	570	562	559	1950
Колумбия	577	640	1954	640	630	614	600	588	580	570	558	550	543	500	464	1958
Фунаш	542	697	1961	692	674	636	604	572	544	516	490	460	428	412	409	1941

Морской и муссонный климат

Нашвилл	537	663	1952	650	610	574	560	543	530	520	508	494	474	460	458	1950
Ньюпорт	507	620	1952	596	556	538	532	523	507	494	480	463	446	434	432	1958
Нью-Йорк	483	577	1953	576	563	556	535	510	480	456	443	432	406	358	358	1945
Стейт-Колледж	519	582	1957	580	574	562	548	540	526	516	503	480	450	430	423	1947
Вашингтон	508	566	1954	564	558	550	536	522	508	496	480	470	454	444	443	1950
Нагано	459	550	1950	550	528	492	472	464	456	446	432	418	402	394	394	1956
Такашадзу	446	601	1960	601	580	540	504	478	450	422	390	360	330	323	323	1955
Акиа	438	515	1950	514	502	480	464	450	440	426	410	394	370	348	343	1958
Куамомо	388	495	1960	494	483	449	427	412	390	370	346	324	300	280	277	1954
Фукуока	380	533	1960	528	496	446	416	400	380	358	334	306	280	274	274	1957

Станция	Сред- няя	Макси- мальная	Обеспеченность, %											Мини- мальная	Год	
			год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90			95
				О к т я б р ь												
Континентальный климат																
Дэвис	353	395	1949	392	384	376	370	368	362	354	338	324	308	296	292	1957
Фресно	370	435	1953	432	422	408	396	384	372	362	352	342	334	330	327	1945
Опорто	308	374	1951	370	360	340	328	316	306	296	288	280	267	252	243	1960
Ташкент	303	342	1937	334	330	321	317	313	309	304	298	288	267	254	248	1953
Риверсайд	384	443	1954	442	434	424	414	396	380	370	360	350	338	326	323	1948
Колумбия	322	405	1952	400	375	352	338	326	318	312	306	297	278	260	260	1959
Фуэншал	321	401	1953	399	384	360	342	328	316	303	292	284	270	260	254	1948
Морской и муссонный климат																
Нашвилл	312	381	1952	378	368	348	334	322	314	306	296	288	270	258	256	1949
Ньюпорт	270	328	1956	320	306	288	281	276	268	260	254	246	240	238	238	1945
Нью-Йорк	253	278	1960	278	274	270	266	258	254	252	247	234	226	224	223	1943
Стейт-Колледж	256	304	1961	302	295	284	273	264	258	254	247	230	210	198	195	1954
Вашингтон	281	318	1952	318	314	306	300	294	286	277	268	260	240	212	204	1948
Нагато	300	360	1957	360	340	325	314	304	297	292	288	281	260	237	237	1955
Такатацу	299	384	1960	383	366	340	324	310	295	284	272	254	230	209	209	1955
Акига	264	339	1953	336	328	314	302	290	280	269	260	252	236	220	215	1955
Кумамото	328	400	1960	396	380	360	346	336	326	320	310	300	288	276	269	1958
Фукуока	335	401	1959	398	386	358	335	322	310	300	286	276	264	262	262	1953

На рис. 1 и 2 представлены четыре номограммы: по две для января и июля. По оси абсцисс нанесены средние суточные наблюдаемые величины за отдельные годы, а по оси ординат — многолетние средние суточные величины суммарной радиации за период наблюдений.

По номограммам видно, что во внутренних районах суши суточные величины суммарной радиации несколько больше и сами они более изменчивы, чем в условиях морского климата, что объясняется различием в режиме облачности.

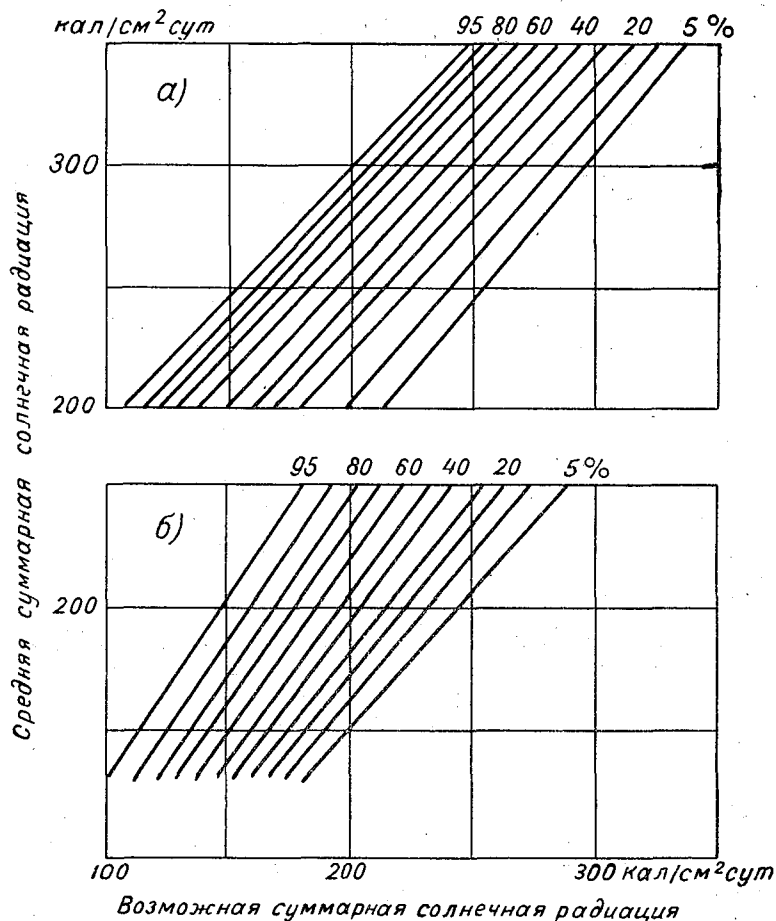


Рис. 1. Номограммы для расчета средних суточных сумм суммарной радиации за отдельные годы различной обеспеченности. Январь.
а — для континентального климата, б — для морского и муссонного климата.

В обоих рассматриваемых типах климата многолетние суммы солнечной радиации в январе достигают 150—300 кал/см²сут. Внешний вид номограммы говорит о большой их изменчивости в континентальном климате и меньшей в морском.

В июле, когда высота солнца и продолжительность солнечного сияния значительно возрастают, многолетние средние величины суточной суммарной радиации возрастают до 400—700 кал/см²сут., а возможные их значения — до 700—800 кал/см²сут. Данные показывают, что в субтропической зоне основную роль в формировании сумм суммарной радиации играет облачность. Подобная закономерность отмечается в работах Т. Г. Берлянд и Е. П. Барашковой [2, 3].

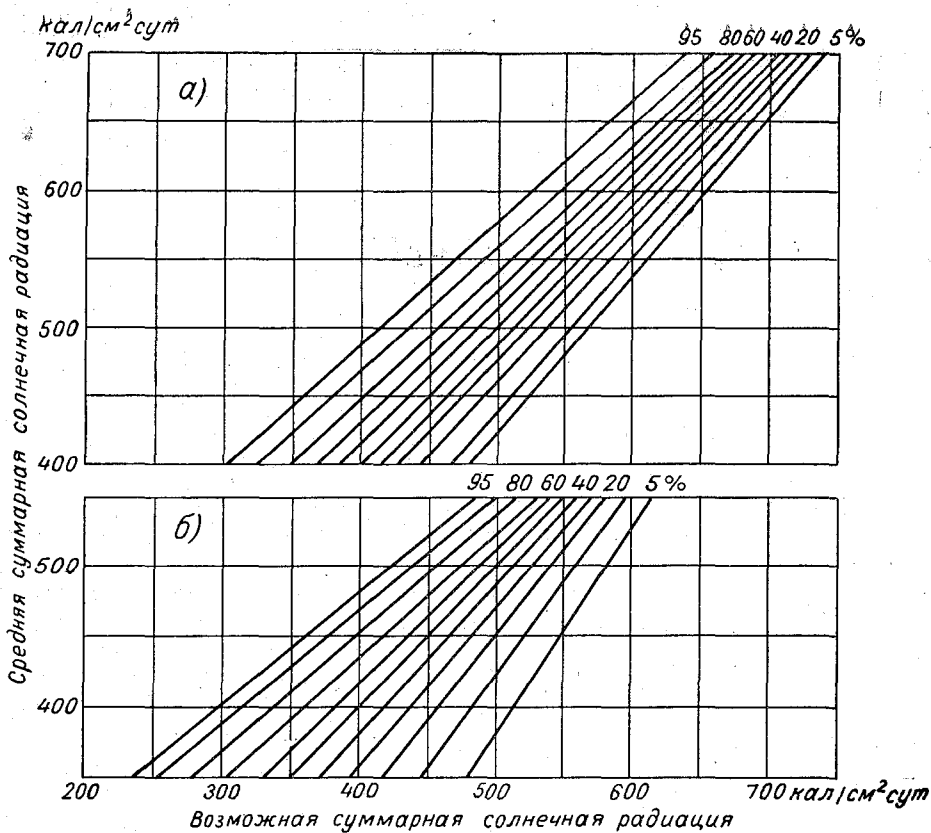


Рис. 2. Номограммы для расчета средних суточных сумм суммарной радиации за отдельные годы различной обеспеченности. Июль.

Условн. обозн. см. на рис. 1.

Выводы

1. Средние суточные суммы суммарной радиации за отдельные годы являются достаточно устойчивыми характеристиками, сравнительно мало изменяющимися от года к году. Изменчивость (C_v) этих характеристик не остается постоянной от месяца к месяцу и от одного типа климата к другому.

2. Произведенные расчеты показывают, что суммы суммарной солнечной радиации для субтропической зоны могут быть номографированы с учетом характера типа климата.

3. С помощью номограмм можно вычислить суточные величины суммарной солнечной радиации с достаточной для практики точностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Актинометрический справочник. Зарубежные страны. Гидрометеиздат, Л., 1964.
2. Барашкова Е. П. Некоторые закономерности в режиме суммарной радиации. Труды ГГО, вып. 80, 1959.
3. Берлянд Т. Г. Суточный ход солнечной радиации в основных климатических зонах земного шара. Труды ГГО, вып. 179, 1965.
4. Лебедев А. Н. Об изменчивости суммарной радиации в Африке. Труды ГГО, вып. 192, 1966.
5. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1964.

Таблица 1

Температура воздуха различной обеспеченности по наблюдениям станции Москва, ВДНХ за 1963—1966 гг.

Месяц	Период наблюдений	Обеспеченность, %												
		1	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	99
Январь	Д	2	1	0	-3	-5	-7	-9	-11	-14	-17	-20	-22	-25
	Н	2	1	-1	-3	-6	-8	-10	-12	-15	-18	-22	-24	-27
Февраль	Д	3	2	0	-3	-5	-6	-8	-10	-11	-13	-16	-18	-26
	Н	2	1	0	-4	-6	-8	-9	-11	-14	-16	-19	-22	-27
Март	Д	7	5	3	2	1	0	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-17
	Н	4	3	2	1	0	-1	-3	-6	-9	-12	-15	-17	-22
Апрель	Д	20	17	15	12	10	9	8	6	5	2	-1	-4	-7
	Н	16	12	11	8	7	5	4	3	1	0	-5	-8	-11
Май	Д	28	27	24	21	19	18	17	15	13	11	9	6	3
	Н	24	20	18	16	14	13	12	10	9	7	5	3	1
Июнь	Д	27	26	25	24	22	21	20	18	17	15	13	11	8
	Н	25	21	20	18	16	15	14	13	12	11	9	8	6
Июль	Д	30	29	27	26	24	23	22	21	19	18	16	14	11
	Н	26	23	22	20	19	18	17	16	15	13	12	11	9
Август	Д	28	26	25	24	22	21	20	19	18	16	14	12	7
	Н	24	22	20	18	17	16	15	14	13	12	10	8	5
Сентябрь	Д	27	24	21	18	17	16	15	13	12	11	8	6	3
	Н	20	17	16	14	13	12	11	10	8	7	5	4	1
Октябрь	Д	17	14	13	10	9	8	7	6	5	3	1	-1	-3
	Н	13	11	9	8	7	6	5	4	3	2	0	-2	-4
Ноябрь	Д	8	7	6	3	2	1	0	-2	-4	-7	-11	-13	-15
	Н	8	6	5	3	2	0	-1	-3	-5	-8	-13	-16	-20
Декабрь	Д	5	3	2	1	0	-1	-2	-4	-6	-8	-12	-16	-20
	Н	4	3	2	1	0	-1	-2	-4	-6	-9	-13	-17	-23

Примечание. Д — день: с апреля по октябрь 8—18 час., с ноября по март 9—17 час.; Н — ночь: с апреля по октябрь 19—7 час., с ноября по март 18—8 час.

пературы через 0° лучше всего определять по данным ноября. Остальные параметры температуры менее агрессивны и вряд ли следует по ним заниматься моделированием естественных характеристик.

За тот же период, что и параметры температуры, были вычислены характеристики относительной влажности воздуха (табл. 2). Естественно, самые высокие значения относительной влажности воздуха наблюдаются зимой (декабрь—январь), когда их значения изменяются от 60 до 100%. Начиная с февраля нижний предел относительной влажности заметно падает, а верхний остается почти неизменным. Самые низкие значения относительной влажности приходится на апрель и май, когда они иногда достигают значений, характерных для пустынь (25%). Но на их долю приходится всего 1% времени.

Летом нижний предел относительной влажности выше, чем весной, на 5% и определяется днем в 30—35%, а ночью в 40—50%.

По данным табл. 2, для района Москвы весьма характерны высокие значения относительной влажности, которые с сентября по март в половине всего времени сохраняются в пределах от 70 до 95—100%. Ночью относительная влажность воздуха всегда высокая: зимой в 80%, а летом в 70% всего времени она изменяется от 80 до 100%.

Сравнительно низкие значения относительной влажности воздуха с апреля по август встречаются только в дневные часы. В эти месяцы в 40% дневного времени (600 час.) они обычно меньше 50—55%, но нередко достигают 25—30%; в 10% дневного времени, что соответствует суммарной продолжительности 150 час., влажность понижается до 35—40%.

С наступлением осени, уже начиная с сентября, относительная влажность воздуха заметно повышается. В начале осени только в 5% случаев она ниже 40% и в 1% случаев — ниже 35%. В дальнейшем в течение осени и начала зимы уровень самых низких значений относительной влажности прогрессивно возрастает. В частности, 1% времени (7 час.) в сентябре приходится на относительную влажность менее 39%, в октябре — менее 42%, в ноябре — менее 51%, а в декабре — менее 63%.

Выше были рассмотрены отдельно структурные закономерности температуры и относительной влажности воздуха. В природе эти элементы находятся в определенной зависимости. Нередко, когда температура повышается, относительная влажность уменьшается, и наоборот.

Знание количественных соотношений этих двух элементов имеет важное практическое значение.

Основой для расчета комплексных характеристик температуры и относительной влажности воздуха послужили те же исходные данные ежедневных наблюдений за 1963—1966 гг. Результаты произведенных расчетов для января и июля (отдельно дневные и ночные часы) представлены на рис. 1 и 2. Изолинии последовательно оконтуривают вероятности числа случаев с определенными значениями температуры и относительной влажности воздуха 20, 40, 80, 90, 95 и 99%. Центральные изолинии (20, 40 и 80%) отражают наиболее часто встречающиеся комплексы. По ним нетрудно определить характер термико-влажностного режима дневной и ночной частей суток каждого месяца.

Из рис. 1 видно, что в январе днем и ночью влажность воздуха меньше подвержена колебаниям, чем температура. Все изолинии вытянуты вдоль оси абсцисс. Наиболее часто встречающиеся комплексы днем формируются при температурах -5 , -13° и относительной влажности воздуха 75—80%. На долю этих комплексов приходится 20% всех случаев. 40% случаев наиболее часто наблюдающихся комплексов склады-

Таблица 2
Значения относительной влажности (%) различной обеспеченности по наблюдениям станции Москва, ВДНХ за 1963—1966 гг.

Месяц	Период наблюдений	Обеспеченность, %												
		1	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	99
Январь	Д	98	93	91	88	86	84	83	82	80	78	75	71	62
	Н	96	94	92	90	88	86	85	84	82	80	77	74	65
Февраль	Д	96	93	91	88	85	82	80	76	72	68	61	54	40
	Н	98	95	94	92	89	86	84	83	80	77	72	66	54
Март	Д	98	94	92	86	80	76	70	65	60	53	46	40	33
	Н	99	96	94	91	88	85	82	78	74	67	57	50	40
Апрель	Д	98	94	90	83	75	68	60	54	48	43	37	33	26
	Н	100	96	94	92	88	85	81	76	69	62	52	46	36
Май	Д	96	87	79	69	62	56	50	45	41	38	33	30	25
	Н	98	96	94	91	88	84	80	73	68	61	51	43	32
Июнь	Д	97	92	85	74	66	58	52	48	44	41	38	35	31
	Н	99	97	95	93	90	87	83	78	73	66	53	46	38
Июль	Д	97	91	85	74	66	61	58	52	48	45	40	38	34
	Н	98	94	93	91	98	88	85	82	78	72	63	54	40
Август	Д	95	90	85	76	70	64	60	56	52	49	44	41	35
	Н	99	98	96	94	93	91	90	86	82	76	67	59	50
Сентябрь	Д	99	95	91	85	79	73	67	63	58	54	49	45	39
	Н	100	99	97	95	93	91	89	87	84	80	72	65	53
Октябрь	Д	99	96	95	92	88	84	80	76	72	66	58	51	42
	Н	100	98	98	96	94	92	90	87	85	80	73	68	58
Ноябрь	Д	99	96	94	91	88	85	82	79	76	73	67	62	51
	Н	99	96	95	94	91	90	87	85	83	79	74	68	56
Декабрь	Д	98	96	94	93	91	89	87	84	82	80	76	73	63
	Н	98	96	95	94	92	90	88	86	84	82	78	75	68

Примечание. Д — день; с апреля по октябрь 8—18 час., с ноября по март 9—17 час.; Н — ночь; с апреля по октябрь 19—7 час., с ноября по март 18—8 час.

вается из температур $-3, -21^{\circ}$ и относительной влажности воздуха $75-85\%$, 80% случаев — из температур $+1, -25^{\circ}$ и относительной влажности воздуха $70-85\%$.

Легко видеть, как при последовательном суммировании комплексов быстро увеличивается амплитуда температуры и медленно — амплитуда относительной влажности воздуха. Комплексов с низкой относительной влажностью воздуха ($50-60\%$) и высокой зимней температурой ($-3, -7^{\circ}$) очень мало; они составляют лишь $0,5\%$ случаев.

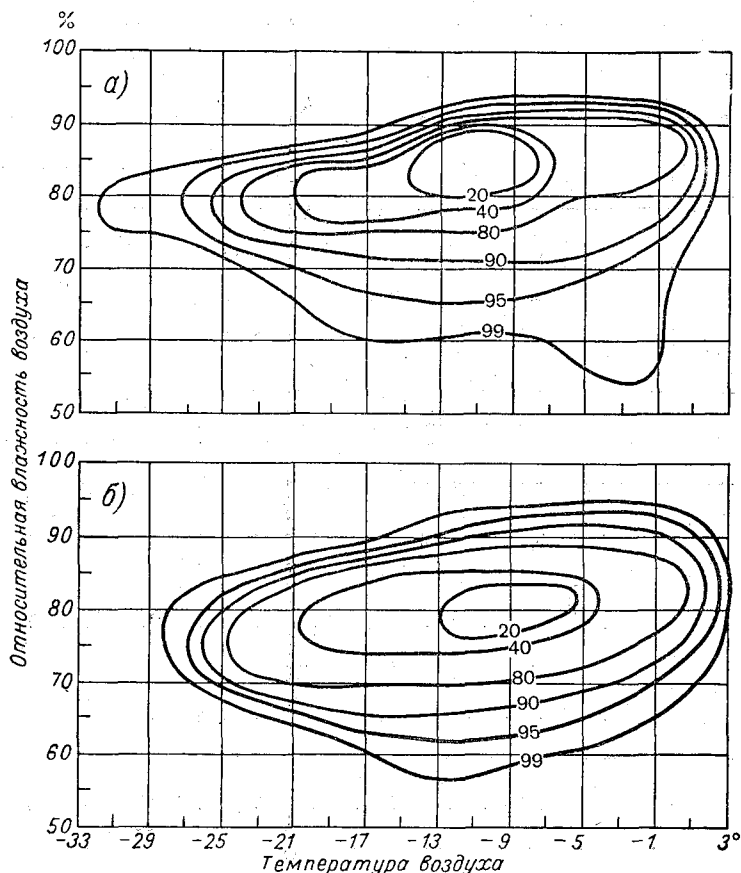


Рис. 1. Вероятность числа случаев с определенными значениями температуры воздуха и относительной влажности. Москва, январь.
а — день (9—17 час.), б — ночь (18—8 час.).

Ночные комплексы относительной влажности воздуха и температуры имеют такой же характер распределения, как и дневные. Температура колеблется в значительно более широких пределах, чем относительная влажность. В 80% случаев термико-влажностные комплексы складываются из температуры $0, -24^{\circ}$ и относительной влажности воздуха $75-90\%$.

Летние комплексы имеют иную структуру распределения (рис. 2). В это время температура воздуха оказывается более консервативной характеристикой, чем относительная влажность воздуха. Контуры изолинии, выражающие вероятность более 40% , имеют эллипсоидный вид с большой осью, направленной почти вдоль линии ординат. Но между

графиками дневных и ночных часов существует принципиальная разница. В первом случае основной центр распределения наиболее часто встречающихся комплексов лежит в верхней части графика, а во втором случае — в нижней. Таким образом, уже по внешнему виду можно судить о том, какой из них выражает термико-влажностный режим дневной части суток и какой — ночной.

Из графиков рис. 2 видно, что в ночные часы 40% всех комплексных характеристик складывается из параметров температуры 12—20° и относительной влажности воздуха 80—95%; в дневные часы 40% комплексных характеристик получается из параметров температуры 18—27° и относительной влажности воздуха 35—65%. Следовательно, переход от ночных часов к дневным сопровождается сдвигом наиболее вероятных

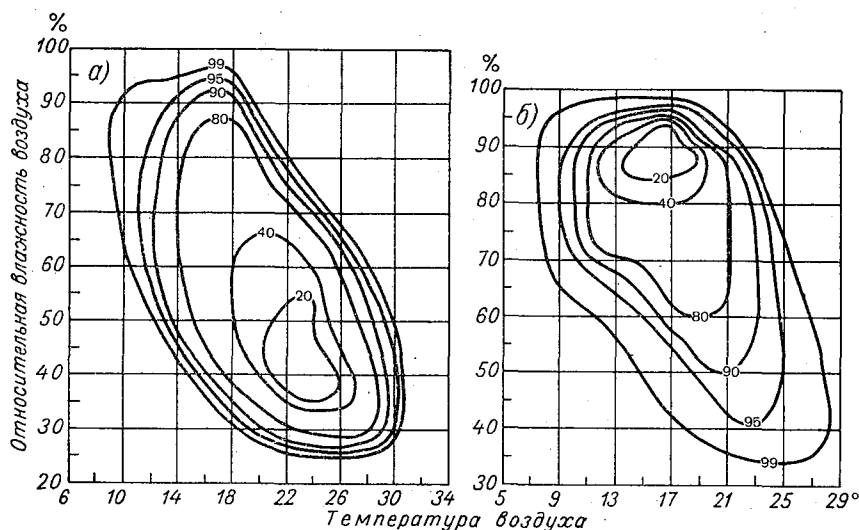


Рис. 2. Вероятность числа случаев с определенными значениями температуры воздуха и относительной влажности. Москва, июль.
а — день (8—18 час.), б — ночь (19—7 час.).

температур в сторону их максимальных значений на 8—9°, а наиболее вероятных величин относительной влажности воздуха — в сторону их минимальных значений на 30—50%.

На рис. 3 представлены комплексы термико-влажностного режима летних (июль—август) дневных часов, полученные по наблюдениям за 1963—1966 гг. Наклонные линии, лежащие в поле координат, выражают изменения температуры и упругости водяного пара при определенных наблюдаемых значениях относительной влажности воздуха.

Левая крайняя наклонная линия проходит по значениям относительной влажности воздуха 98% и характеризует возможность ее колебания в пределах 95—100%; при этих величинах относительной влажности воздуха его температура изменяется в пределах от 9 до 16°, а упругость водяного пара — от 11 до 18 мб.

Правая наклонная линия проходит по значениям относительной влажности воздуха 28% и характеризует возможность ее колебания в пределах 25—30%; при этих значениях относительной влажности воздуха его температура изменяется в пределах от 19 до 31°, а упругость водяного пара — от 6 до 12 мб.

Пунктирными линиями на рис. 3 околнурены термико-влажностные

комплексы с возрастающей вероятностью от 50 до 100%. Наибольшая плотность распределения этих комплексов находится в средней части графика и замыкается изолинией 50%. От этой изолинии к периферии плотность распределения уменьшается, особенно резко в стороны низких и высоких значений относительной влажности. Комплексы, лежащие в контуре обеспеченности 50%, формируются из значений температуры 16—26°, относительной влажности 35—75% и упругости водяного пара 11—17 мб.

Изолиния обеспеченности 75% проходит сравнительно близко от изолинии обеспеченности 50%, что служит указанием на относительно небольшое уменьшение плотности распределения комплексов к периферии

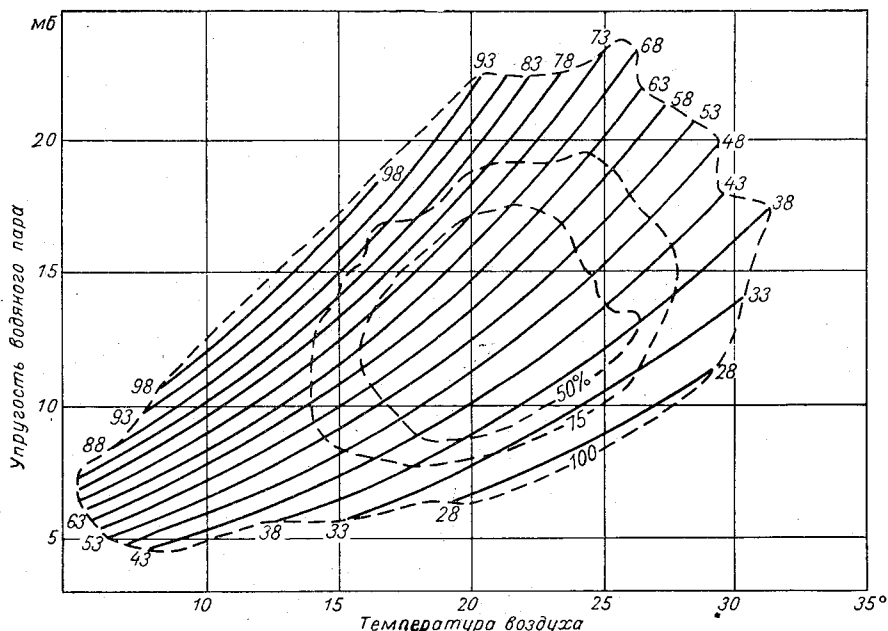


Рис. 3. Вероятность комплексов температуры и влажности воздуха в дневные часы в июне—августе. Москва, 1963—1966 гг.

графика. Около 75% всех комплексов, лежащих во внутренней части рисунка и отличающихся большей плотностью, формируется при температуре 14—28°, относительной влажности 30—90% и упругости водяного пара 8—19 мб.

От изолинии обеспеченности 75% к изолинии обеспеченности 100% плотность распределения комплексов значительно уменьшается, особенно в сторону низких значений упругости водяного пара и температуры воздуха. Положение изолинии обеспеченности 100% определяется колебаниями температуры от 6 до 32°, относительной влажности от 25 до 100% и упругости водяного пара от 5 до 24 мб.

При максимально высоких летних температурах обычно сохраняется низкая относительная влажность и высокая упругость водяного пара.

Так, при температуре 30—32° относительная влажность уменьшается до 30—40%, а упругость водяного пара увеличивается до 15—18 мб. За три года (1963—1966) такой комплекс наблюдался в течение 12 час., что составляет 0,3% общего времени.

При температуре 28—32° относительная влажность измеряется от 25 до 50%, а упругость водяного пара — от 11 до 21 мб. Как можно видеть, нет строгой зависимости между изменениями температуры и влажности воздуха. Относительная влажность воздуха 25—30% наблюдается при температуре от 20 до 30°; при повышении температуры от 20 до 30° и относительной влажности 25—30% упругость водяного пара увеличивается от 6 до 12 мб.

При температуре 25—26° относительная влажность может изменяться от 25 до 70%, а упругость водяного пара — от 9 до 24 мб. При упругости водяного пара, например, 15 мб температура воздуха может изменяться от 14 до 30°, а относительная влажность — от 35—40 до 95—100%. Итак, при постоянном значении одного параметра два других могут принимать разные значения.

Выводы

1. Результаты расчетов, приведенные в табл. 1 и 2 и на рис. 1—3, позволяют дать количественную характеристику отдельно режима температуры и влажности воздуха и термико-влажностного режима вообще. Все данные представлены по градациям обеспеченностей.

2. По табличным материалам легко определяются агрессивные значения параметров температуры и относительной влажности воздуха. Низкие зимние температуры (ниже —25°) наблюдались только в январе и феврале, они занимали лишь 1% времени, или 42 часа; высокие температуры (выше 30°) занимали 0,5% времени, или около 20 час. Высокие значения относительной влажности воздуха (около 100%) тоже наблюдаются в 1% времени почти во все месяцы года. Низкие значения относительной влажности (менее 25%) составляют 1% времени в апреле и мае; в остальное время года они не отмечались.

3. Частые переходы температуры воздуха через 0° наиболее вероятны в марте — апреле и октябре — ноябре. В осенние месяцы число переходов температуры через 0° достигает 25 случаев и более.

4. По данным, приведенным в статье, можно выделить основные параметры для моделирования наиболее агрессивных характеристик климата. В частности, испытание материалов в лабораторных условиях при температурах —25°, —30° в течение 120 час. должно соответствовать суммарной продолжительности таких температур за 8—10 лет, а в течение 240 час. — за 15—20 лет. Подобный вывод может быть сформулирован и в отношении переходов температуры через 0°: 250 переходов температуры через 0° соответствуют десяти октяблям — нояблям в естественной обстановке.

5. Чтобы приблизить испытание материалов к естественным условиям, выбор параметров следует определять по комплексным характеристикам. Примером могут служить рис. 1—3.

Так, испытание материалов при температуре 30—32° (рис. 3) применительно к району Москвы должно происходить при относительной влажности 35—40%, упругости водяного пара 17 мб.

Дальнейшее приближение к естественным условиям может быть достигнуто с помощью искусственного облучения, имитирующего солнечное сияние, поскольку температура 30—32° и относительная влажность 35—40% бывают в малооблачную или ясную солнечную погоду.

К ВОПРОСУ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИ ВЫПАДЕНИИ ОСАДКОВ

Основной характеристикой тепловых ресурсов являются различные показатели температуры. Вместе с тем хорошо известно, что термическое состояние атмосферы складывается по-разному. Оно сильно зависит от масштабов и характера циркуляции атмосферы, состояния облачного покрова, вида и структуры осадков и многих других причин. В настоящей статье излагаются результаты некоторых разработок, которые ставили своей целью выяснение роли осадков в формировании структуры температуры воздуха в теплое время года на Европейской территории СССР.

Материалом для настоящей статьи послужили ежедневные наблюдения по станции Москва, ВДНХ за июнь—август 1961—1964 гг.

Таким образом, в статье идет речь о термико-влажностном режиме. При определении режима влажности использовались такие случаи с осадками, при которых наблюдается полная облачность и высокая относительная влажность воздуха. Поскольку статья преследует методическую цель, то интересно было проанализировать и параметры ветра. Из ежедневных наблюдений были отобраны все случаи выпадения дождей с учетом суточной суммы осадков и продолжительности их выпадения.

С целью выяснения механизма изменения температуры воздуха выписывались ее значения за каждый час в дни с осадками. Для этих фиксированных моментов времени брались также скорость и направление ветра. Форма такой обработки и обобщения данных приведена в табл. 1, которая дается в сокращенной форме (не приводятся данные от 7 до 22 час.).

Используя табл. 1, можно проследить всю структуру температуры, скоростей и направлений ветра и продолжительности осадков. Суточная сумма осадков выписывается как итоговая величина за 24 час. Из таблицы видно, как изменяются температура в результате выпадения дождя и параметры ветра. Влияние облачного покрова может быть установлено косвенно через осадки. При этом легко определяется и суточный ход всех составляющих комплекса анализируемых элементов.

Чтобы количественно определить роль осадков в формировании температурного режима, из таблицы ТМ-1 выписывались характеристики температуры для всех дней без осадков. Таким способом удалось получить полное представление о структуре температуры в зависимости от

Таблица 1

Ежечасные температуры воздуха, скорости и направления ветра при осадках. Москва, ВДНХ, июнь 1963 г.

Число	Характеристика	Часы										За сутки		Средняя суточная
		1	2	3	4	5	6	...	23	24	П час.	К мм		
16	П	10,3 ЗСЗ 1,2	14,2 ЮЮВ 1,5	12,8 ЮЗ 2,2	12,1 З 1,2	11,8 Ю 1,5	14,0 ЮЗ 2,8	...	12,7 СВ 3,1	0,2 11,9 СВ 3,8	0,5	0,2	14,7	
17	П	11,6 СВ 4,8	11,4 В 1,6	11,4 В 3,2	11,6 В 3,5	11,8 ВЮВ 2,2	12,0 В 3,8	...	13,2 СВ 1,8	13,2 С 1,5	12,7	20,1	2,3	
18	П	13,1 С 1,9	13,1 С 2,5	13,2 С 2,2	13,3 С 2,2	13,6 С 1,9	13,4 С 3,6	...	10,1 ССЗ 3,6	10,0 ССЗ 2,7	9,8	10,1	13,7	
19	П	0,3			0,9			...	1	1	11,7	8,0	2,7	
	Т	10,0 ССВ 3,6	9,9 ССВ 4,5	9,9 ССВ 4,4	9,8 ССЗ 3,7	9,8 ССЗ 4,2	9,8 ССВ 4,2	...	10,4 ССЗ 3,3	10,4 ССЗ 2,7			12,4	
	Н							...					3,6	
	С							...					10,5	
30	...	1	1	0,2	...	...	...	...	...	...	9,2	8,2	3,8	
30	П	14,7 ЗЮЗ 2,8	14,6 ЮЮЗ 1,4	14,0 ЗЮЗ 2,8	13,8 ЗЮЗ 2,2	13,6 ЗЮЗ 3,5	13,9 ЗЮЗ 2,5	...	16,1 ЗЮЗ 4,3	15,9 ЗЮЗ 2,3			...	
30	Т							...					16,3	
30	Н							...					3,3	
30	С							...					...	
Месячная сумма осадков														
Суммарная продолжительность осадков за месяц														
96,8														
95,6														

Месячная сумма осадков
Суммарная продолжительность осадков за месяц

Примечание. Черта над температурой означает время выпадения осадков. П — продолжительность осадков (часы); Т — температура воздуха (°С); Н — направление ветра (румбы); С — скорость ветра (м/сек.); С — количество осадков (мм).

Суммы температуры и ее средние значения в часы с осадками и без осадков. Москва, ВДНХ, 1963 г.

Месяц	Параметр	Часы											
		1	2	3	4	5	6	7	...	22	23	24	
Июнь	Σ_6	269,3	272,0	250,8	250,7	270,0	306,7	315,4	...	295,3	293,2	294,4	
	n_6	25	26	25	25	26	27	25	...	24	25	26	
	T_6	10,8	10,5	10,0	10,0	10,4	11,4	12,6	...	12,3	11,7	11,3	
	$\Sigma_{ос}$	54,3	43,7	55,3	51,2	40,8	24,1	45,3	...	76,4	58,7	44,0	
	$n_{ос}$	5	4	5	5	4	3	5	...	6	5	4	
Июль	$T_{ос}$	10,9	10,9	11,1	10,2	10,2	8,0	9,1	...	12,7	11,7	11,0	
	Σ_6	425,2	431,1	412,4	421,7	429,3	477,4	527,9	...	488,5	458,3	448,5	
	n_6	28	29	29	30	30	30	30	...	28	29	29	
	T_6	15,2	14,9	14,2	14,0	14,3	15,9	17,6	...	17,4	16,4	15,5	
	$\Sigma_{ос}$	54,0	34,8	40,3	25,6	25,5	18,4	18,1	...	58,4	58,9	47,4	
Август	$n_{ос}$	4	3	3	2	2	2	2	...	4	4	3	
	$T_{ос}$	13,5	11,6	13,4	12,8	12,8	9,2	9,6	...	14,6	14,7	15,8	
	Σ_6	425,9	398,3	404,6	387,7	385,8	406,6	456,2	...	496,0	457,3	458,6	
	n_6	36	29	30	29	30	30	36	...	31	30	31	
	T_6	14,2	13,7	13,5	13,4	12,9	13,6	15,2	...	16,0	15,2	14,8	
	$\Sigma_{ос}$	16,0	34,3	15,1	31,9	17,1	16,9	15,6	...	—	18,1	—	
	$n_{ос}$	1	2	1	2	1	1	1	...	—	1	—	
	$T_{ос}$	16,0	17,2	15,1	16,0	17,1	15,9	15,6	...	—	18,1	—	

Примечание. Σ_6 и $\Sigma_{ос}$ — сумма температур воздуха соответственно в часы без осадков и с осадками; n_6 и $n_{ос}$ — число сроков (дней) соответственно без осадков и с осадками; T_6 и $T_{ос}$ — средняя температура воздуха соответственно за часы с осадками и без осадков.

внутрисуточного и внутримесячного распределения характеристик осадков и ветра.

Следующим этапом обобщения служит табл. 2, в которой приведены средние часовые температуры воздуха при осадках и без осадков. Как можно видеть из данных табл. 2, режим температуры при осадках значительно отличается от режима температуры без осадков. Даже отрывочные сведения этой таблицы позволяют отметить, что в утренние часы, когда радиационный прогрев становится заметным, температура воздуха в дни без осадков выше, чем температура воздуха в дни с осадками.

В отдельных случаях разности между этими температурами превышают 7—8°. Ночью температура воздуха в часы с осадками мало отличается от его температуры в часы без осадков, причем разности между ними могут быть как положительными, так и отрицательными.

Были получены также средние за месяц и за летний сезон температуры для каждого часа при выпадении осадков и без осадков и средние месячные значения температуры без учета влияния осадков, которые приведены в табл. 3.

Таблица 3

Средние летние (июнь—август) ежечасные температуры воздуха. Москва, ВДНХ, 1961—1964 гг.

	Часы											
	1	2	3	4	5	6	7	...	22	23	24	
T_{oc}	13,5	13,2	13,2	13,7	13,1	12,5	13,1	...	14,1	14,4	13,3	
T_b	14,0	13,4	13,0	12,7	13,0	14,1	15,5	...	15,3	14,8	14,2	
T_{cp}	13,9	13,4	13,1	12,8	13,0	13,9	15,3	...	15,5	14,8	14,3	

Примечание. $T_{ос}$, $T_б$ и $T_{ср}$ — средняя температура воздуха соответственно за часы с осадками, без осадков и за летний сезон.

Анализ помещенных в табл. 3 данных показывает, что в утренние, дневные и вечерние часы (с 6 до 21 часа) с осадками средние температуры на 2—5° ниже, чем при отсутствии их. В ночное время эти разности заметно сглаживаются, так как средние часовые температуры, вычисленные без учета осадков, близки со значениями температуры без осадков. Эти особенности наглядно видны по кривым суточного хода, показанным на рис. 1 и 2. С помощью кривых суточного хода можно вычислить среднюю июльскую и летнюю температуру для любого часа суток с осадками и без осадков с погрешностью $\pm 0,5^\circ$.

Отдельно были проанализированы характеристики изменения суточного хода температуры в зависимости от сроков наступления дождей. С этой целью рассмотрены параметры температуры за час до начала дождя и через час после наступления дождя. Из 275 дождей 118 начались при температуре 6—16° и 175 — при температуре 16—32°. Эти данные приведены в табл. 4 и на рис. 3.

Расчеты показали, что в некоторых случаях, преимущественно в ночное время и при похолоданиях, наступление дождливой погоды сопровождается некоторым повышением температуры, как правило, не более чем на 1,0—1,5°. Значительное число дождей, выпадающих ночью, не вносит каких-либо заметных изменений в температуру воздуха, если до этого она не превышала 16°. Однако и при температуре ниже 16° в 50% случаев дожди обуславливают повышение температуры воздуха на 1—2° и более. Наиболее эффективное влияние дождей на температуру

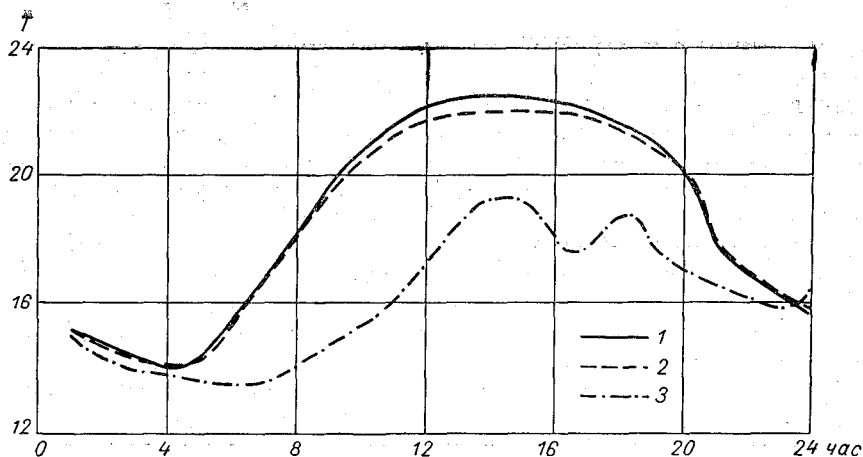


Рис. 1. Кривые суточного хода температуры воздуха (июль).
 1 — средняя температура за месяц, 2 — средняя температура за дни без осадков, 3 — средняя температура за дни с осадками.

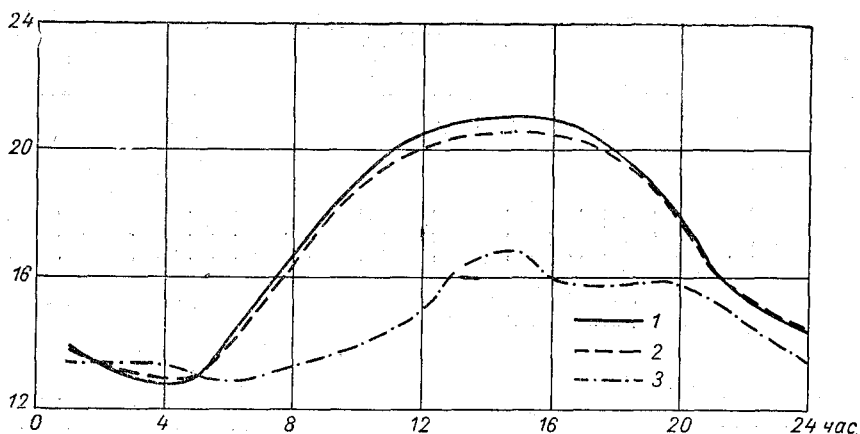


Рис. 2. Кривые суточного хода летней температуры воздуха (июнь—август).
 1 — средняя температура за все дни июня — августа, 2 — средняя температура за дни без осадков, 3 — средняя температура за дни с осадками.

Таблица 4

Обеспеченность отклонений температуры воздуха за час до начала дождя от температуры воздуха через час после начала дождя по градациям через 1°

Характеристика	Градация отклонений температуры, °С									
	7	6	5	4	3	2	1	0	—1	—1,5

При температуре воздуха от 5 до 16°

Число случаев	9	54	15	37	3
Повторяемость, %	8	46	13	31	2
Обеспеченность, %	100	92	46	33	2

При температуре воздуха от 16 до 32°

Число случаев	3	6	10	12	18	34	52	7	12	3
Повторяемость, %	2	4	6	8	11	22	33	4	8	2
Обеспеченность, %	100	98	94	88	80	69	47	14	10	2

воздуха проявляется при температуре 16—32°. При такой теплой погоде в 85% случаев дожди приносят заметное похолодание. В 50% случаев в течение часа после наступления дождя температура понижается на 2—4° и более. Примерно в 10% случаев эти понижения температуры в течение часа достигают 5—6°.

Резкие понижения температуры с наступлением осадков очень хорошо видны на рис. 3. Они фиксируются точками, лежащими левее жир-

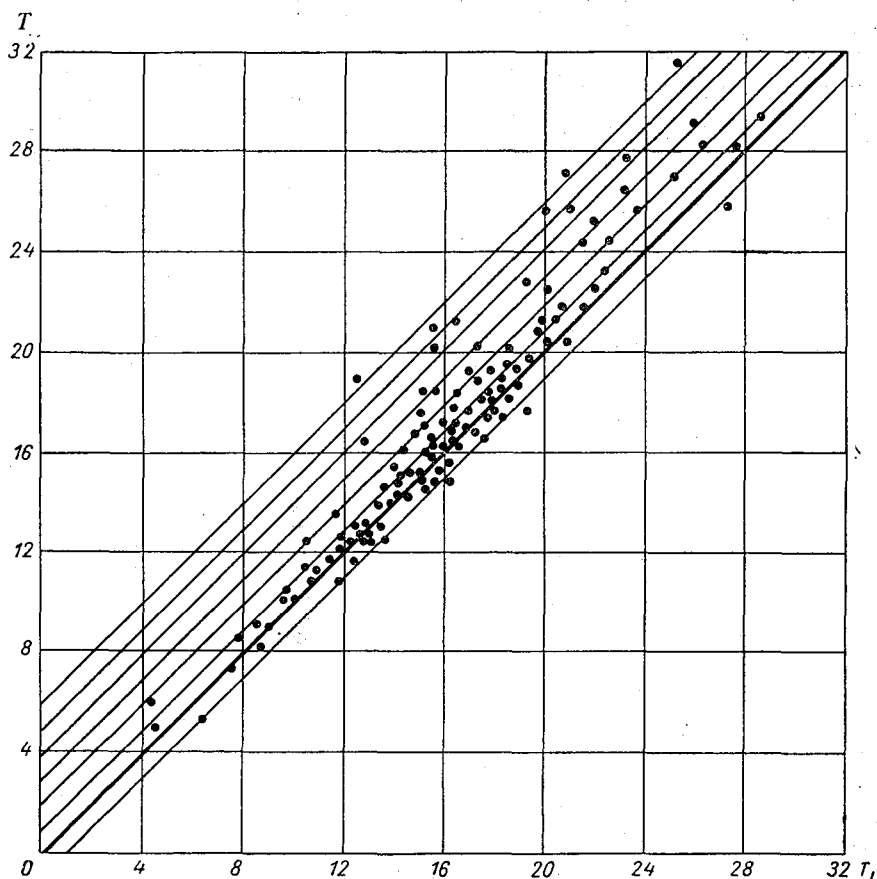


Рис. 3. График связи температуры воздуха перед выпадением осадков (T) с температурой в первый час выпадения дождя (T_1).

ной линии, проходящей через начало координат. Такие значительные переходы наблюдаются в теплые дни, в которые за час до начала дождя температура была выше 19—20°. При температурах ниже 19—18° больших понижений температуры в связи с выпадением осадков не замечено.

Выводы

1. Результаты расчетов показали, что термические условия при осадках и без осадков оказываются существенно различными. Летом в дневные часы в 85% случаев осадки понижают температуру воздуха на 3—5°, а иногда на 6—7°.

2. В ночные часы осадки вызывают меньшее понижение температуры (примерно на $1-2^{\circ}$), чем в дневные часы. Вместе с тем примерно в 30% случаев выпадение осадков сопровождается повышением температуры тоже на $1-2^{\circ}$. Нередки случаи, когда ночные дожди не оказывают заметного влияния на термическое состояние нижних слоев атмосферы.

3. Выявлена зависимость между температурой воздуха перед дождем и температурой воздуха в первый час после его начала. Эта связь может быть легко представлена в вероятностной форме графически.

4. Получены кривые суточного хода температуры воздуха. С помощью этих кривых можно вычислить для любого часа суток среднюю месячную и летнюю температуру воздуха с осадками и без осадков.

О МЕТОДИКЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СКОРОСТЕЙ ВЕТРА ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ В АФРИКЕ

При составлении климатического описания Африки важное значение имели вопросы, связанные с методикой вычисления средних многолетних значений скоростей ветра. При изучении ветрового режима Африки были использованы значения скоростей ветра: средние месячные за сутки, средние месячные величины за отдельные сроки и за каждый час и значения обеспеченности скоростей ветра. Для вычисления этих характеристик были использованы данные 226 станций, опубликованные в метеорологических бюллетенях, издаваемых в различных государствах Африки.

Форма издания данных метеорологических наблюдений, методика наблюдений и обработка материала в отдельных государствах значительно различаются между собой. Как правило, наблюдения над скоростью ветра производятся по анемометру, но в ряде случаев (на 34 станциях) имеются только визуальные наблюдения. Высоты установки анемометров на отдельных станциях существенно отличны. Нет однородности и в размерности: скорость ветра дается в м/сек., в км/час., в узлах и в баллах.

Различается и методика обобщения данных. В одних странах месячные данные публикуются за каждый срок (а для отдельных станций и ежечасные данные), в других странах приводятся только средние за сутки. Ряд стран вообще не публикует средние месячные величины скоростей ветра, а дает лишь повторяемость скоростей ветра по градациям. Периоды наблюдений на большей части станций составляют 5—10 лет, но на некоторых станциях имеются данные только за 2—4 года (около 15% всех станций). Станций, имеющих наблюдения более чем за 10 лет, насчитывается всего 14%.

Неоднородность в наблюдениях, обработке и публикации данных в различных государствах вызвала большие трудности при вычислении средних величин, характеризующих распределение скоростей ветра над Африкой. Отсутствие сведений о местоположении станций еще более затруднило обработку данных.

Чтобы получить сравнимые значения скоростей ветра, необходимо было провести некоторые расчеты. Прежде всего нужно было привести данные повторяемости скоростей ветра по градациям к значениям средних месячных величин. Вычисление средних производилось следующим образом.

Число случаев по каждой градации скорости ветра умножали на зна-

чение скорости, соответствующее середине интервала, и сумму полученных произведений делили на общее число наблюдений. На тех станциях, где преобладают слабые ветры, ошибка в вычислении средних значений по данным повторяемости по градациям невелика, там же, где наблюдаются большие скорости ветра, ошибки могут быть довольно значительными.

В качестве примера в табл. 1 приведены средние месячные скорости ветра, вычисленные по данным повторяемости скоростей ветра по градациям и путем непосредственного подсчета по ежедневным данным за 13-летний период и графическим методом. На станциях Лоуренсу-Маркиш и Луанда, где средние месячные скорости ветра за 9-часовой срок наблюдений составляют менее 3,5 м/сек., значения, вычисленные по данным повторяемости и путем подсчета, большей частью совпадают; за 15-часовой срок, когда отмечаются сравнительно сильные ветры, расхождения в этих значениях достигают 0,5 м/сек.

Таблица 1

Сравнение средних месячных скоростей ветра (м/сек.),
полученных различными способами расчета

Месяц	Срок наблюдения	По ежедневным данным	По градациям скоростей	Графическим методом
Лоуренсу-Маркиш				
Январь	9 час.	3,1	3,1	3,0
	15 час.	4,2	4,2	4,2
Июль	9 час.	3,5	3,5	3,5
	15 час.	3,6	3,6	3,6
Луанда				
Январь	9 час.	2,0	2,1	2,1
	15 час.	6,0	6,5	6,0
Июнь	9 час.	1,8	2,0	2,0
	15 час.	4,6	4,9	4,6

Следует иметь в виду, что некоторое уточнение при вычислении средних значений по данным повторяемости может быть получено при использовании графического метода [2]. Пересчет по этому методу требует большой затраты времени, но для отдельных станций, где отмечаются сильные ветры, его, по-видимому, целесообразно применять. Далее необходимо также определить возможность вычисления средних суточных значений, полученных по данным наблюдений в различные сроки.

В табл. 2 представлены средние суточные скорости ветра, вычисленные за два, три и четыре срока наблюдений и за 24 часа. Как правило, отклонения средних за три срока (в особенности за 6, 12, 18 час.) от средней за 24 часа не превышают 10%, поэтому этой погрешностью практически можно пренебречь. Характерно, что использование данных за четыре срока не уточняет результатов, так как и в этом случае не учитываются значения скоростей в ночные часы. Средние, вычисленные за два срока наблюдений, дают большие отклонения от средних за 24 час. (до 25%), поэтому станции, имеющие наблюдения только за двухдневных срока, нельзя использовать для определения средних суточных величин.

Последнее положение подтверждается исследованиями, проведен-

Таблица 2

Сравнение средних скоростей ветра (м/сек.), полученных за различные сроки наблюдений

Комбинация сроков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Кимберли (ЮАР), 1948—1957 гг.													
Средняя из 24	3,9	3,6	2,9	2,9	3,3	3,3	3,7	4,1	4,0	4,2	4,5	4,2	3,7
$\frac{1}{3}$ (6 + 12 + 18)	3,8	3,7	3,1	3,0	3,3	3,3	3,8	4,3	4,2	4,4	4,6	4,3	3,8
Разность	-0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
$\frac{1}{3}$ (8 + 14 + 20)	4,0	3,7	2,8	2,9	3,3	3,4	3,7	4,2	4,0	4,4	4,9	4,5	3,8
Разность	0,1	0,1	-0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,4	0,3	0,1
$\frac{1}{4}$ (8 + 11 + 14 + 19)	4,1	4,0	3,2	3,0	3,5	3,6	4,0	4,4	4,3	4,7	5,0	4,6	4,0
Разность	0,2	0,4	0,3	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,4	0,3
$\frac{1}{2}$ (8 + 14)	4,1	3,9	3,2	3,3	3,6	3,6	4,1	4,5	4,4	4,8	5,2	4,6	3,9
Разность	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,6	0,7	0,4	0,2
Ист-Лондон (ЮАР), 1948—1957 гг.													
Средняя из 24	4,9	4,9	4,6	4,4	4,4	4,5	4,8	5,2	5,1	5,1	5,6	4,9	4,8
$\frac{1}{3}$ (6 + 12 + 18)	5,4	5,3	4,9	4,4	4,0	4,1	4,6	5,2	5,2	5,4	6,0	5,3	5,0
Разность	0,5	0,4	0,3	0,0	-0,4	-0,4	-0,2	0,0	0,1	0,3	0,4	0,4	0,2
$\frac{1}{3}$ (8 + 14 + 20)	5,4	5,2	4,9	4,5	4,4	4,5	4,9	5,2	5,2	5,4	6,1	5,4	5,1
Разность	0,5	0,3	0,3	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,3	0,5	0,5	0,3
$\frac{1}{4}$ (8 + 11 + 14 + 19)	5,8	5,6	5,0	4,5	4,3	4,4	4,8	5,3	5,3	5,7	6,4	5,7	5,2
Разность	0,9	0,7	0,4	0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,1	0,2	0,6	0,8	0,8	0,4
$\frac{1}{2}$ (8 + 14)	5,8	5,6	5,1	4,8	4,6	4,7	5,2	5,7	5,6	5,8	6,6	5,9	5,4
Разность	0,9	0,7	0,5	0,4	0,2	0,2	0,4	0,5	0,5	0,7	1,0	1,0	0,6
Сиди-Баррани (ОАР), 1958—1961 гг.													
Средняя из 24	6,4	6,2	6,4	5,8	4,6	4,5	5,0	4,4	3,4	3,9	4,4	5,6	5,2
$\frac{1}{3}$ (6 + 12 + 18)	6,4	6,2	6,6	6,0	4,8	4,8	5,3	4,7	3,7	4,1	4,5	5,9	5,4
Разность	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2
Александрия (ОАР), 1958—1961 гг.													
Средняя из 24	5,1	5,0	5,2	4,8	4,5	4,5	4,3	5,1	4,8	4,0	3,8	4,7	4,7
$\frac{1}{3}$ (6 + 12 + 18)	5,3	5,2	5,4	5,1	4,9	4,9	4,7	5,5	5,2	4,3	3,9	4,8	4,9
Разность	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,1	0,2

ными в Бюро погоды ЮАР [6], которые показали, что средние месячные величины, полученные из наблюдений за 8 час. 30 мин. и 15 час., соответствуют примерно средней скорости ветра за промежуток времени от 6 до 18 час.

Также была проверена возможность использования данных станций, производящих только визуальные наблюдения. Для оценки надежности этих данных были проанализированы карты, где наряду с визуальными наблюдениями нанесены данные станций, имеющих инструментальные наблюдения.

Как показал этот анализ, в большинстве случаев визуальные наблюдения над скоростью ветра, которые производились в светлое время суток, нельзя считать вполне удовлетворительными. Этот вывод подтверждает сопоставление средних многолетних величин, полученных ранее визуально, с инструментальными данными последних лет наблюдений по пяти станциям ОАР. Различия между инструментальными и визуальными наблюдениями составили около 1 м/сек., причем скорости ветра по анемометрам оказались выше.

Таким образом, материал наблюдений, представленный в баллах шкалы Бофорта, дает возможность судить только о порядке величин средних скоростей ветра в том или ином районе.

Некоторая неоднородность данных имеет место также в связи с различием в высотах установки приборов на отдельных станциях. Но, учитывая, что на величину скорости ветра меньше влияет высота анемометра над поверхностью земли, чем степень его защищенности (как показал анализ данных на метеорологических станциях СССР [4]), приводить данные скоростей ветра всех станций к одному стандартному уровню было бы нецелесообразно. Приведение к высоте 10 м (т. е. к тому уровню, на котором расположена большая часть анемометров) производилось по логарифмическому закону только для тех станций, на которых анемометры были установлены на высоте менее 3 м.

При обобщении материалов наблюдений существенным был вопрос о выборе периода осреднения для получения средних многолетних значений скоростей ветра (норм) по месяцам и за год. Известно, что для вычисления этих величин рекомендуется брать период наблюдений от 7—10 лет и более [1, 4]. Так как на территории Африки значительное число станций имеет периоды наблюдений менее 5 лет, необходимо было решить вопрос о возможности вычисления средних значений скоростей ветра, полученных из коротких рядов.

С этой целью была сделана попытка оценить надежность полученных средних данных в зависимости от продолжительности взятого периода. Воспользовавшись законами элементарной теории ошибок, можно найти погрешность, с которой определяется средняя многолетняя скорость ветра из ограниченного ряда наблюдений по сравнению с истинной многолетней величиной, соответствующей бесконечно большому ряду наблюдений [2].

Погрешность μ представляет разность между истинной средней многолетней величиной x_0 и средней, полученной из ограниченного ряда наблюдений $\bar{x}$. Она может быть записана в виде равенства

$$\pm \mu = x_0 - \bar{x},$$

где x_0 и $\bar{x}$ — средние арифметические величины соответствующих выборок:

$$x_0 = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_N}{N} \quad \text{при } N \rightarrow \infty,$$

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad \text{при } 0 < n < \infty.$$

Погрешность μ (иногда ее называют средней ошибкой) равна

$$\mu = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (1)$$

где σ — среднее квадратическое отклонение при бесконечно большом ряде наблюдений, n — число лет в ограниченном ряду наблюдений.

По формуле (1) можно рассчитать погрешность при заданном среднем квадратическом отклонении. Такая работа была проведена А. Н. Лебедевым при определении периода осреднения для вычисления норм температуры воздуха [5].

Расчеты проводились на материале семи станций, имеющих относительно длительные периоды наблюдений от 10 до 16 лет. По этим станциям были определены средние квадратические отклонения для четырех месяцев и в среднем за год (табл. 3).

Как видно из данных табл. 3, изменчивость средних скоростей ветра невелика. В большинстве случаев она колеблется в пределах 0,2—

Таблица 3

Изменчивость σ (м/сек.) средних месячных и средних годовых скоростей ветра

Станция	Период наблюдений	I	IV	VII	X	Год
Болама	1952—63	0,14	0,06	0,19	0,10	0,07
Маланже	1951—63	0,13	0,12	0,14	0,10	0,10
Новый Лиссабон	1953—63	0,24	0,14	0,11	0,11	0,08
Лобиту	1953—63	0,15	0,26	0,24	0,29	0,22
Са-да-Бандейра	1953—63	0,23	0,11	0,17	0,40	0,26
Луанда	1947—63	0,40	0,45	0,52	0,59	0,33
Лоуренсу-Маркиш	1947—63	0,37	0,36	0,51	0,42	0,42
Бейра	1947—63	0,72	0,67	0,55	0,42	0,33

0,3 м/сек. и лишь на отдельных станциях превышает 0,5 м/сек. Небольшая изменчивость средних месячных скоростей ветра объясняется исключительной устойчивостью средних скоростей от года к году. Наблюдающиеся в отдельные дни сильные ветры, как правило, существенно не влияют на величину средних значений.

Полученные квадратические отклонения средних месячных скоростей ветра, удовлетворяющие рядом бесконечно большой длительности, подставляем в формулу (1) для определения величины погрешности в зависимости от числа взятых лет. Рассчитанные погрешности помещены в табл. 4.

Как видно из данных табл. 4, норма, определенная из ограниченного ряда наблюдений, имеет тем меньшую погрешность, чем больше период наблюдений n и чем меньше изменчивость элемента σ . Для того чтобы по табл. 4 определить период осреднения, необходимый для получения норм, нужно прежде всего выяснить, с какой точностью должны быть получены данные, учитывая неоднородность наблюдений.

М. И. Будыко и О. А. Дроздов указывают [3], что продолжительность периода осреднения метеорологических элементов определяется тремя факторами: изменчивостью элемента из года в год, степенью однородности метеорологических рядов и практической потребностью в точности определяемой нормы. Учет степени однородности метеорологических данных существенно сокращает период наблюдений, рассчитанный только на основании изменчивости элемента.

В качестве примера авторы приводят критерии неоднородности рядов наблюдений по температуре воздуха, атмосферному давлению, упругости водяного пара, облачности, осадкам и радиационному балансу и по этим данным определяют целесообразные периоды осреднения. Рассчитанные ими периоды для указанных элементов в несколько раз меньше теоретически вычисленных значений, обоснованных только фактором изменчивости.

На основании сказанного выше о точности наблюдений и обработки данных скоростей ветра на территории Африки можно принять погрешность в определении норм равной 0,3 м/сек. Так как на большей части станций изменчивость σ не превышает 0,5 м/сек., то, согласно табл. 4, для вычисления средних многолетних величин с достаточной степенью надежности необходимо иметь трехлетний период. На станциях, где скорости ветра характеризуются сравнительно большой изменчивостью, превышающей 0,5 м/сек., период осреднения должен быть увеличен. Так, при среднем квадратическом отклонении 0,7 м/сек. период, необходимый для получения надежных норм, составит 5—6 лет. Однако на рассматриваемой территории такие станции встречаются лишь в виде исключения.

Таблица 4
Погрешности μ средних месячных скоростей ветра в зависимости от изменчивости σ и числа лет наблюдений n

σ	n													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	15	20	25	
0,10	0,100	0,071	0,058	0,050	0,045	0,041	0,038	0,035	0,033	0,032	0,026	0,022	0,020	
0,20	0,200	0,142	0,116	0,100	0,089	0,082	0,075	0,071	0,067	0,063	0,052	0,045	0,040	
0,30	0,300	0,213	0,173	0,150	0,134	0,122	0,113	0,106	0,100	0,095	0,078	0,067	0,060	
0,40	0,400	0,284	0,232	0,200	0,179	0,164	0,151	0,141	0,133	0,127	0,103	0,089	0,080	
0,50	0,500	0,355	0,289	0,250	0,224	0,204	0,189	0,177	0,167	0,158	0,129	0,112	0,100	
0,60	0,600	0,426	0,346	0,300	0,268	0,245	0,226	0,212	0,200	0,190	0,155	0,134	0,120	
0,70	0,700	0,496	0,405	0,350	0,312	0,286	0,264	0,248	0,233	0,222	0,181	0,157	0,140	

Естественно, что для данных за отдельные сроки при вычислении средних многолетних значений необходимо иметь более длинные ряды наблюдений, чем для величин, осредненных за сутки. Изменчивость срочных значений скоростей ветра значительно больше изменчивости средних суточных величин.

Так, например, на станции Лоуренсу-Маркиш изменчивость скоростей ветра в 15-часовой срок в январе и июле равна соответственно 0,53 и 0,81 м/сек., в то время как изменчивость средних месячных величин составляет на этой станции 0,37 и 0,51 м/сек. (табл. 3). Поэтому данные средних скоростей ветра по срокам для станций, имеющих наблюдения за 3—4 года, нельзя считать достаточно надежными. Материалы этих станций могут дать лишь общее представление о суточном ходе скоростей ветра. Суточный ход метеорологических элементов является сравнительно устойчивой характеристикой, в связи с чем для его исследования могут быть использованы и очень короткие ряды наблюдений.

В качестве примера на рис. 1 представлены кривые суточного хода скоростей ветра за отдельные годы на станции Александрия (ОАР). Из рис. 1 видно, что, несмотря на то что значения скоростей ветра от года к году колеблются, разности их от срока к сроку и суточная амплитуда по годам изменяются очень незначительно.

Вычисление обеспеченности различных значений скоростей ветра производилось только для станций, по которым были опубликованы ежедневные данные за отдельные сроки. Скорости ветра, соответствующие значениям обеспеченности 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%, как правило, были рассчитаны по данным за период не менее 10 лет. Дополнительно к этому материалу были сделаны вычисления обеспеченности по станциям с более короткими рядами наблюдений (до трех лет). Для этих станций были приведены только скорости ветра, соответствующие значениям обеспеченности 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 и 90%. Давать крайние значения с точностью до 5% для таких коротких рядов оказалось нецелесообразным.

Например, если подсчитать значения

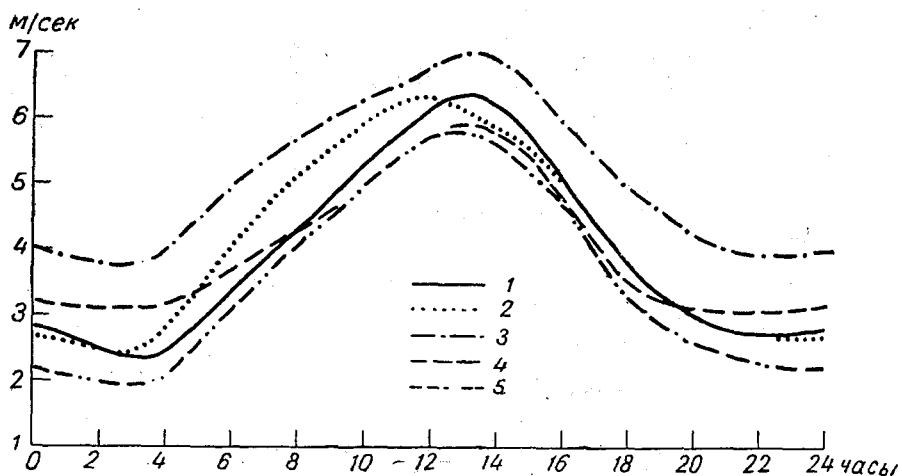


Рис. 1. Суточный ход скорости ветра за отдельные годы. Александрия, ОАР, июль.

1 — 1958 г.; 2 — 1959 г.; 3 — 1960 г.; 4 — 1961 г.; 5 — 1962 г.

обеспеченности по станции Луанда за различные периоды, то для обеспеченности 5% получаются довольно значительные расхождения скоростей ветра (табл. 5).

Таблица 5

Обеспеченность (%) скоростей ветра за различные периоды наблюдений. Луанда

Период наблюдений	Обеспеченность, %										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
1954—63	9,5	8,7	7,4	6,7	6,1	5,6	5,2	4,5	3,9	3,1	2,2
1955—57	10,0	9,0	7,4	6,5	6,0	5,5	5,1	4,6	3,8	2,9	2,3
1958—60	10,2	9,2	8,4	7,5	6,8	6,0	5,5	4,7	4,0	3,1	2,2
1961—63	8,7	8,0	6,9	6,2	5,7	5,2	4,8	4,3	3,6	2,7	2,0

В заключение следует сказать, что, несмотря на неоднородность в производстве наблюдений и обработке данных, материалы, опубликованные в метеорологических бюллетенях, позволяют дать характеристику режима скоростей ветра на территории Африки. Были вычислены средние месячные скорости ветра на 226 станциях. Построены схематические карты распределения скоростей по месяцам и осуществлено районирование осредненных значений позволило дать описание особенностей суточного хода скоростей ветра в различных зонах материка. По 45 станциям была рассчитана обеспеченность различных скоростей ветра и дана оценка вероятности их наступления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. М., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. Гидрометеиздат, Л., 1952.
2. Брукс К., Карузерс К. Применение статистических методов в метеорологии. Перевод с англ. Гидрометеиздат, Л., 1963.
3. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О применении осреднения в климатологических исследованиях. Метеорология и гидрология, № 10, 1966.
4. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд-во ЛГУ, Л., 1956.
5. Лебедев А. Н. Некоторые особенности термического режима Африки. Труды ГГО, вып. 182, 1965.
6. Climate of South Africa, part 6. Surface Winds, Pretoria, 1960.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОЛОЖЕНИИ МЕЖДУТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ И ПАССАТНЫХ ТЕЧЕНИЙ В АФРИКЕ И ИХ СВЯЗЬ С КЛИМАТОМ

Влияние океанов на сушу является одним из важнейших вопросов теории формирования климатов. Он затрагивается почти во всех современных учебниках и в учебных пособиях по климатологии и метеорологии. Однако специальных исследований, посвященных взаимодействию материков и океанов, не так много. При этом в опубликованных работах влияние океана на сушу и суши на океан анализируется только с помощью одних термических характеристик, чаще с помощью одних изаномал. В СССР этими вопросами занимались Н. Д. Ершова [4], В. В. Шулейкин [12], Е. С. Рубинштейн [8] и другие, за рубежом — Дове, Мейнардус, Горчинский и другие.

Первые карты изаномал были построены Дове еще в 1852 г. В дальнейшем над этим вопросом работал Горчинский, который составил мировые карты изаномал для января и июля 1918 г. Спустя несколько лет (1952 г.) картами Горчинского заинтересовался Мейнардус, значительно уточнивший их, особенно по районам высоких широт. Воспользовавшись расчетами Горчинского, Н. Д. Ершова в 1935 г. построила карты изаномал для всех месяцев по материалам станций Европы, Азии, Африки, Австралии и Америки [12]. В 1950 г. по данным свыше 10 000 станций Рубинштейн построила мировые карты изаномал для января и июля. Изолинии на картах проведены через 2°. Авторы работ [4, 8, 12] считают, что изаномалы служат хорошей характеристикой взаимодействия океанов и материков, что по ним можно судить о наличии, направлении и интенсивности тепловых потоков, что с помощью изаномал легко описывается степень океаничности или континентальности климата.

Используя карты изаномал Ершовой, Шулейкин высказал идею «машин второго рода». Согласно этой идее, роль холодильника зимой выполняют материки, а роль нагревателя — океаны и моря; летом наблюдается обратное явление. С физической точки зрения многие стороны взаимодействия океанов и материков достаточно подробно описаны Шулейкиным [12].

Несомненно, термические характеристики служат хорошими показателями особенностей различных типов климата. Не случайно ими пользуются для иллюстрации влияния океанов на сушу. Обычно сопоставляются данные пары станций, из которых одна находится в условиях открытой части океана, а другая — в условиях типичного континенталь-

ного положения. Такие исследователи, как Ганн, Берг и многие другие сопоставляют данные характеристик климата Торсхавна (Фарерские острова) с Якутском; эти пункты располагаются на 62° с. ш. [2].

Для изучения климата вообще и климатографии в частности термические показатели являются недостаточными признаками степени континентальности или океаничности климата. С помощью одних изаномал трудно представить различные вариации этих разновидностей. Нужны еще другие характеристики, которые позволили бы не только качественно, но и количественно оценить, как проявляется воздействие океана на климат суши в различные сезоны с удалением во внутренние районы материков.

Несостоятельность для этих целей карт средних месячных температур и изаномал прекрасно видна по данным табл. 1. В частности, по этим картам на побережье Гвинейской Республики средние месячные значения температуры воздуха января и июля составляют 25°, а отклонения от средней широтной температуры равны 0 и —1°.

Таблица 1

Средние месячные значения температурных характеристик, суммарной радиации и сумм осадков за январь и июль и разности между ними на побережье Гвинейской Республики

Характеристика элементов	Январь	Июль	Разность
Средняя месячная температура воздуха по данным отдельных станций, град.	23,5	26,5	3
Средняя месячная температура воздуха по картам климатического атласа, град.	25,0	25,0	0
Значения изаномал по картам климатического атласа, град.	0	—2	
Средние месячные величины суммарной радиации (по картам Атласа теплового баланса), ккал/см ²	8	12—14	4—6
Средние месячные суммы осадков, мм	0—20	1000—1300	1000—1280
Средняя облачность, баллы	2—3	7—9	5—6

На основании этих данных можно сделать вывод, что январь и июль являются в одинаковой степени теплыми. Между тем январь и июль чрезвычайно сильно различаются по месячным величинам суммарной радиации, количеству осадков и облачности. При желании этот перечень различий можно значительно пополнить.

Спрашивается, почему такие колоссальные различия в суммарной радиации, осадках и облачности не сказываются на термическом режиме? Почему значительно большее количество солнечной радиации, наблюдающейся в июле, и громадное количество тепла, выделяющегося при выпадении осадков, не проявляется на состоянии уровня температуры атмосферы? Куда же уходит все это избыточное количество тепла? Ни на один из этих вопросов современная климатология и современная метеорология пока не в состоянии дать ответ.

Некоторые новые данные по воздействию океанов на сушу содер-

жаты во многих современных исследованиях по тепловому балансу, влагообороту и циркуляции атмосферы.

Исключительный интерес для установления масштабов влияния океанов на формирование климата материков имеют мировые карты радиационного баланса, опубликованные в работе [1]. Они показывают, что над океанами и морями радиационный баланс всюду больше, чем над сушей на тех же широтах. Годовые величины радиационного баланса над акваториями морей и океанов, окружающих, например, Африку, изменяются от 100 ккал/см² у южной оконечности материка до 140 ккал/см² у берегов полуострова Сомали. Над самой Африкой годовые величины радиационного баланса в 1,5—2 раза меньше, чем над прибрежными водами Атлантического океана, и значения их варьируют лишь от 60 до 80 ккал/см². Очень малыми величинами радиационного баланса выделяется побережье Гвинейского залива южнее устья р. Нигер.

Интересные данные по влиянию океанов на климат суши содержатся в монографии О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой по влагообороту в атмосфере [3]. Авторы приводят карты средних месячных величин влагосодержания атмосферы (в миллиметрах) по северному полушарию для всех месяцев года, а по всему земному шару — для средних месяцев сезонов (январь, апрель, июль и октябрь). Эти карты дают географическое распределение влагосодержания атмосферы над океанами и материками в различное время года. Почти всюду ход изолиний на картах изменяется при переходе с океана на материк. Особенно четко выделяются малые значения влагосодержания атмосферы в области Сахары, южнее которой эти значения резко возрастают от 10 до 40 мм.

Исследованием влагосодержания атмосферы занимались и за рубежом. В частности, в работе Рейтена [16] приведены 12 карт для США, а в работе Баннона и Стила [13] — 4 карты по земному шару (январь, апрель, июль и октябрь). На мировых картах дается содержание влаги в атмосфере по отдельным слоям.

В настоящей статье приводится лишь два примера возможности использования данных, имеющих в опубликованных работах. Фактически в современной литературе значительно больше материалов, которыми можно воспользоваться для выявления воздействия океанов на сушу. Однако в климатологии они могут быть использованы только для общей характеристики без увязки с конкретными климатическими условиями.

При выявлении воздействия океанов на климат суши необходимо знать еще и основные закономерности атмосферной циркуляции. К сожалению, тропическая циркуляция, которая больше всего интересует нас применительно к Африке, пока слабо изучена. Как увидим ниже, многие старые представления по этому вопросу подверглись серьезной ревизии, а новые еще находятся в стадии становления.

В 1950 г. С. П. Хромов опубликовал мировую карту распределения муссонов. В 1956 г. эта карта была им пересмотрена и уточнена. В настоящее время она получила общее признание в СССР и за рубежом. С ее помощью иллюстрируется географическое распределение муссонов на земном шаре. Она приводится во всех новых учебниках и учебных пособиях, в научных статьях и монографиях, посвященных муссонам.

По карте Хромова, в Африке широкое распространение имеют тропические муссоны, которые на востоке материка проникают на север до 20° с. ш., а на юг — до 18° ю. ш. На западе они охватывают все Гвинейское побережье, не заходя южнее экватора. Кроме того, выделяются муссонные области в субтропических широтах на севере и юге мате-

рика. По площади, охватываемой муссонами, Африка — один из наиболее муссонных материков земного шара.

Выделенные области муссонов характеризуются различной повторяемостью преобладающих направлений ветра. В районах с наиболее резко выраженной муссонной деятельностью преобладающие направления ветра в январе и июле встречаются более чем в 60% случаев; в районах со слабой муссонной деятельностью — менее чем в 40% случаев. В Африке районы со слабой муссонной деятельностью находятся в субтропических широтах и в центральной части материка экваториальных и тропических широт [10].

Указанные Хромовым границы распространения муссонов в Африке не находят подтверждения в сезонном распределении характеристик осадков, влажности воздуха, облачности и ветра, вычисленных в последнее время. Северная субтропическая зона континента должна иметь сплошной пояс муссонной циркуляции от западных районов Марокко до восточных границ ОАР. Недостаточно реальной кажется южная граница зоны тропических муссонов. Здесь в зону муссонов следует включить все Гвинейское побережье. Чтобы получить более реальные границы муссонных областей Африки, необходимо рассматривать муссон как цельное климатическое явление, определяемое не только одним направлением ветра. Современные карты воздушных течений весьма грубы и схематичны; одни они не могут служить основанием для определения режима муссонной циркуляции.

Муссонная деятельность является основным регулятором выпадения осадков. Как известно, в областях экваториальных муссонов осадки выпадают преимущественно в летние месяцы соответствующего полушария. Зимний период является сухим. Но, как показывают данные обеспеченностей месячных сумм осадков, муссонная деятельность не остается постоянной из года в год. Она изменчива в сроках наступления и прекращения, а также по своей активности. Даже в самых типичных муссонных районах бывают годы, когда осадки летом невелики или совсем отсутствуют.

Так, в Табу (Берег Слоновой Кости) в наиболее дождливый месяц в году июнь в среднем выпадает 491 мм осадков при максимуме 968 мм (1950 г.) и минимуме 130 мм (1958 г.). В Ламу (Кения) в наиболее дождливый месяц в году май в среднем выпадает 346 мм при максимуме 829 мм (1931 г.) и минимуме 11 мм (1912 г.).

В средних годовых величинах различия также огромны. Например, в самом дождливом месте Африки — Дебундже — в среднем за год выпадает около 9600 мм при максимуме 14 133 мм (1902 г.) и минимуме 6188 мм (1909 г.); разность между экстремальными значениями достигает 8000 мм. В январе, когда внутритропическая зона конвергенции занимает крайнее южное положение, в Дебундже месячные суммы осадков варьируют от 0 до 410 мм.

Хромов подчеркивает, что «муссонный воздух сам по себе не является носителем осадков», поскольку сама «муссонная циркуляция является циклонической деятельностью». Все особенности пространственного и временного распределения элементов климата определяются характером и интенсивностью динамических процессов. Эта концепция хорошо согласуется с методом возмущений, что будет рассмотрено ниже.

В связи со сказанным возникает вопрос, а что же такое муссон и как он возникает?

По определению С. П. Хромова, «муссон — это такой режим течений общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления (квадранта, октанта) в каждом

месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на противоположное или близкое к противоположному» [10].

По Флону, «области земного шара, располагающиеся на стыке двух планетарных зон, получают два сезонных режима ветра. Смена этих двух режимов и представляет собой муссон» [15].

Таким образом, по Хромову и Флону, муссон возникает в результате годового перемещения планетарных зон давления и ветра.

В работах Икера и Юбера понятие «муссон» объединяется с понятием «пассат». Икер так и писал [5]: «всякий поток воздуха, пересекающий Экватор и испытывающий отклонение, называется муссоном, в отличие от пассата, не переходящего экватор и не отклоняющегося» (цитируется по Педеляборду). Такая точка зрения высказывалась Кантом еще во второй половине XVIII в., Цюрхером в 1874 г., Граймсом в 1951 г. Имеются и другие определения муссона.

По определению Хромова и Флона, пояс экваториальных западных ветров, представляющий собой муссон, увязывается с течениями автономных воздушных масс, в то время как по старым определениям пояс экваториальных западных ветров являлся продолжением течения воздушных масс юго-восточного пассата.

Однако следует заметить, что в настоящее время нет общепризнанного понятия «муссон». Не все метеорологи и климатологи признают новые определения муссона, хотя все согласны с тем, что прежние понятия о муссонах уже устарели.

Весьма обстоятельный обзор литературы по муссонам содержится в диссертации О. Г. Сорочаи. Частично этот обзор опубликован в работе [7]. Наиболее подробно автором рассмотрены исследования, касающиеся муссонов юго-восточной Азии, на которых здесь не будем останавливаться.

В толковании тропической циркуляции существует три направления. климатологический метод, б) метод воздушных масс и в) метод возмущений.

Климатологический метод сводится к изучению распределения средних данных. Циркуляция атмосферы описывается с помощью средних месячных, сезонных и годовых карт; синоптические материалы не привлекаются. Согласно этому методу, в понятие тропической циркуляции входят субтропические антициклоны, пассаты и зоны штилей. Состояние погоды в этих зонах определяется суточным и годовым ходом солнечной радиации. Основным регулятором всех трех зон является термическая конвекция экваториальной депрессии.

Долгое время такой точки зрения придерживались почти все метеорологи и климатологи. Еще в 1874 г. А. И. Воейков писал, что «вблизи экватора находится зона максимального нагревания, что «это нагревание обуславливает мощный восходящий поток. Плотность воздуха уменьшается, барометр падает. Воздух течет с севера и с юга к экватору, чтобы заполнить область пониженного давления». Вместе с тем он соглашался с Моури, по данным которого юго-восточный пассат развит заметно лучше, чем северо-восточный; силу этих пассатов можно выразить соотношением 8:6 [2].

Таким образом, уже тогда Воейков обращал внимание на динамические факторы, участвовавшие в формировании экваториальной зоны затишья.

Описанная выше упрощенная схема, называемая климатологическим методом, вряд ли признается самими климатологами. Ни один из крупных климатологов в прошлом и настоящем не ограничивался лишь сред-

ними месячными, сезонными и годовыми величинами. Климатологи наряду со средними величинами всегда привлекали и привлекают и другие материалы, в том числе и ежедневные наблюдения.

При методе воздушных масс оперируют преимущественно синоптическими материалами с привлечением фронтологических способов анализа данных. Так представляется синоптическое направление исследования муссонной циркуляции авторами метода возмущения [5].

В действительности и синоптическое направление, базирующееся на анализе воздушных масс, не игнорирует ни климатических данных, ни характеристик воздушных течений. В частности, Хромов в своих исследованиях пользуется всем объемом информации, независимо от того, к какому методу они могут быть отнесены. Это, несомненно, наиболее прогрессивный путь выявления закономерностей тропической циркуляции. Он описывает характер скоростей и направлений ветра по единичным наблюдениям, которые производились в 1956—1957 гг. на борту экспедиционного судна «Обь», доказывая, что не всегда юго-восточный пассат после пересечения экватора меняет свое направление.

Во время этого плавания в Атлантическом океане между 6 и 5,5° с. ш. был замечен резкий переход от слабого северо-восточного пассата к слабому юго-восточному. Хромов считает, что смену одной системы ветров другой на протяжении 0,5° широты вполне можно отнести к понятию «фронт». Вместе с тем в своих работах Хромов широко привлекает климатические данные и кинематические характеристики циркуляции [9, 11].

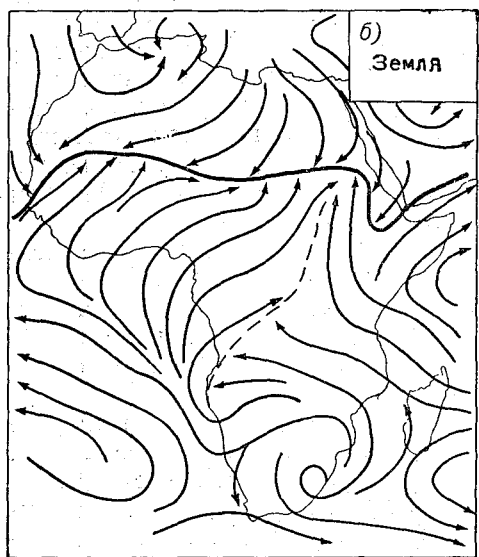
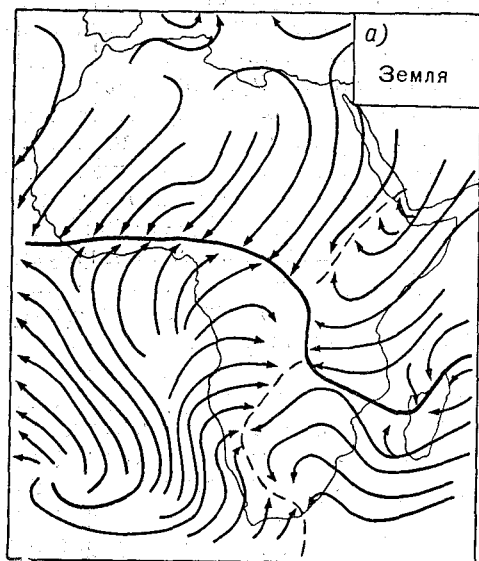
При методе возмущений пользуются данными, специфическими для тропических областей, анализируют и описывают развитие погодных процессов день за днем. Исследования, выполненные на основе этих материалов, позволили заключить, что в тропических широтах нет ни фронтов, ни воздушных масс таких, как в умеренных широтах. Динамические процессы, развивающиеся в тропических широтах, согласно методу возмущений, обусловлены не фронтальными разрывами температуры, а разрывами в скорости ветра и направлении линий тока. По ним выделяются области конвергенции и дивергенции.

По своим термическим и термодинамическим свойствам конвергирующие потоки обычно очень близки между собой. Для областей конвергирующих потоков характерна облачная и дождливая погода, связанная с восходящими движениями. В междутропических массах воздуха, относительно однородных, все изменения погоды обусловлены в основном конвергенцией и дивергенцией.

Хромов, Педеляборд, Вокер и Солиман [5, 9, 10, 17, 18] показали, что в междутропической зоне фронтальные разделы все же встречаются. Они прослеживаются не только по разрывам скоростей и направлений ветра, но и по разрывам температуры воздуха. Холодные фронты южного полушария, перемещающиеся над океанами, достигают междутропической зоны конвергенции, сохраняя значительный термический градиент. Педеляборд, ссылаясь на работу Икера, указывает, что африканские торнадо и хабубы связаны с фронтальными грозами, по его мнению, они обусловлены волновыми колебаниями муссонного фронта над Сахарой. При прохождении фронта падение температуры может достигать 15°.

В работе Солимана [17] приводятся сезонные карты среднего положения внутритропической зоны конвергенции. На зимней карте ось внутритропической зоны конвергенции проходит вдоль Гвинейского побережья (8° с. ш.). Субтропический фронт в это время опускается до 20° с. ш. Около 15° в. д. ось внутритропической зоны конвергенции резко

поворачивает на юг и идет вдоль западной окраины Южной Африки до 23° ю. ш. Далее она проходит по восточной окраине материка на север до 10° ю. ш. Над внутренними районами южной части Африки внутритропическая зона конвергенции прогибается далеко на юг в виде громадного языка. Над северо-западной частью Африки в это время располагается отрог азорского максимума, а над районами ОАР — Ливия и над Западной Экваториальной Африкой — частные антициклоны.



— 1 — — — — 2 — — — — 3

Рис. 1. Общее распределение воздушных течений и положение междутропической зоны конвергенции в январе (а) и июле (б).

1 — зона конвергенции, 2 — фронтальные раздели, 3 — линии воздушных потоков.

Общее распределение воздушных течений и положение линий междутропической зоны конвергенции над Северной Африкой представлено на рис. 1.

В работе Вокера [18] рассматриваются погодные характеристики внутритропической зоны конвергенции и сезонные изменения в ее положении вдоль нулевого меридиана по материалам метеорологической сети Республики Гана. Автор подчеркивает, что в весенние месяцы внутритропическая зона конвергенции смещается с юга на север со скоростью около 160 км в месяц, а осенью — с севера на юг со скоростью около 320 км в месяц.

По характеристикам температуры воздуха в дневные и ночные часы, по облачности, количеству осадков, скорости и преобладающему направлению ветра внутритропическая зона конвергенции делится в свою очередь Вокером на пять зон: А, В, С, Д и Е (рис. 2). Зона А занимает крайнее северное положение. Ее южная граница летом в северном полушарии достигает 20° с. ш., а зимой $8-9^{\circ}$ с. ш. В южной части зоны отмечаются харматаны, приносящие сухой, сильно прогретый и запыленный воздух; абсолютная влажность становится менее 15 мб. С переходом от зоны А к В, от В к С и т. д. погода становится более облачной, влажной, дождливой и менее жаркой.

Вопросы тропической циркуляции еще далеко от полного и всестороннего решения. Недостаточная плотность метеорологической сети, малое количество станций с длинными рядами наблюдений, почти полное

отсутствие ночных сроков наблюдений (имеется в виду в африканских странах), невысокая точность производимых наблюдений, большой разницей в методике измерений метеорологических элементов служат, очевидно, основной, если не главной, причиной существования различных концепций в понимании закономерностей тропической циркуляции.

Таким образом, на основании работ многочисленных исследователей, выполненных в различных странах, можно сделать следующие выводы.

1. В настоящее время зона экваториальной депрессии не признается как основной очаг энергии восходящих потоков воздушных масс. Экваториальное восхождение считается динамическим следствием конвергенции пассатных течений.

2. Пассатные течения являются потоком восточного сектора субтропических антициклонов. Скорости пассатных течений и структура пассатов определяются состоянием, мощностью и протяженностью субтропических антициклонов.

3. Большинство исследователей склонны считать, что пассат южного полушария проходит через экватор и приходит в северное полушарие как ранее существующее воздушное течение, не претерпевая при этом весьма существенных изменений. По мнению некоторых ученых, в частности Флона, южный пассат не поступает в северное полушарие. Принесимые им воздушные массы как бы вливаются в зону экваториальной депрессии, которая в это время заметно расширяется.

4. Оспаривается происхождение субтропических антициклонов. Отвергается старое представление, согласно которому субтропические антициклоны считались результатом междутропических процессов. По современным представлениям субтропические антициклоны являются результатом полярных воздействий.

5. Не решен вопрос о фронтальных процессах в междутропической зоне. Многие исследователи склонны думать, что фронтальные процессы развиваются в тропических широтах, но сами фронты здесь обнаруживаются не по разрыву температуры, а по разрыву в скорости и направлении линий тока. Карты внутритропических фронтов приводятся в работах последних лет. Причем подчеркивается, что тропические фронты бывают крайне локальными, слабо выраженными и резко изменяющимися во времени. Фронты большого протяжения встречаются очень редко.

6. Сезонное перемещение междутропических зон осуществляется в результате двух процессов (пассатных течений), действующих одновременно в обоих полушариях и имеющих один и тот же характер. Положение линии конвергенции определяется главным образом выносом воздушных масс из зимнего полушария в летнее. Таким образом, масштабы подвижности междутропических зон являются следствием динамических процессов, которые не остаются постоянными из года в год. В 1956 г. по этому вопросу Х. П. Погосян писал, что «аномалия цирку-

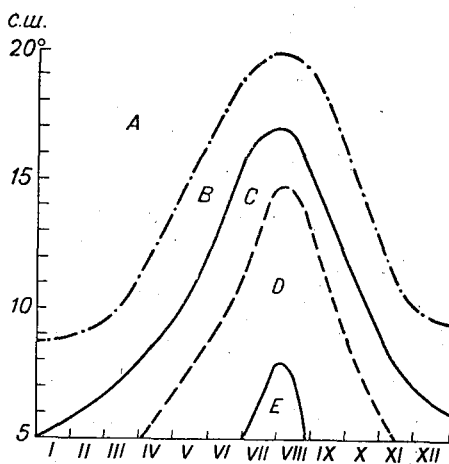


Рис. 2. Сезонные границы областей A, B, C, D и E внутритропической зоны конвергенции в Гане вдоль нулевого меридиана.

ляции и связанная с ней аномалия осадков в экваториальной зоне — явление частое. Здесь наблюдаются засухи и обильные осадки в зависимости от положения внутритропической зоны конвергенции» [6].

7. Междутропическая зона конвергенции чаще располагается в северном полушарии, поскольку внутритропическая циркуляция активнее совершается в южном полушарии, которое холоднее и большая его часть занята водной поверхностью.

8. Погодные явления в зоне междутропической конвергенции нередко имеют чисто локальный, а не региональный характер, так как фронтальные разделы неустойчивы и по своим масштабам невелики. Погодные явления определяются преимущественно конвергирующими и дивергирующими потоками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко, М., 1963.
2. Воейков А. И. Атмосферная циркуляция, распределение атмосферного давления, ветра и осадков по поверхности земного шара. Избр. соч., т. II, АН СССР, 1949.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1963.
4. Ершова Н. Д. О влиянии мирового океана на климат материков. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 2—3, 1938.
5. Педеляборд П. Муссоны. Перевод с франц. ИЛ, М., 1963.
6. Погосян Х. П. Современные воззрения на общую циркуляцию атмосферы. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1956.
7. Сорочан О. Г. Муссоны Азии. Сб. «Современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1966.
8. Рубинштейн Е. С. О влиянии распределения океанов и суши на температуру суши. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 85, вып. 4, 1953.
9. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1956.
10. Хромов С. П. Географическое распространение муссонов. Изв. всесоюз. геогр. об-ва, т. 89, вып. 1, 1957.
11. Хромов С. П. К вопросу о характере междутропической зоны конвергенции. Изв. всесоюз. геогр. об-ва, т. 92, вып. 2, 1960.
12. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, М., 1953.
13. Ваннон I. K. and Steele L. P. Average Water-vapour Content of the Air. Meteorological Office Geophysical Memoirs, No. 102 (Second Number, vol. XIII), 1960.
14. Flohn H. Eine äquatoriale Westwindzone als glied der allgemeinen Zirkulation. Zeitschrift für Meteorologie, Nr. 8—9, 1949.
15. Flohn H. Wilhelm Meinardus und die Revision unserer Vorstellungen von der atmosphärischen Zirkulation. Zeitschrift für Meteorologie, 144, 1953.
16. Reitan C. H. Distribution of Precipitable Water Vapour over the Continental United States. Bull. Am. Met. Soc., vol. 41, No. 2, 1960.
17. Soliman K. H. On the Intertropical Front and Intertropical Convergence Zone over Africa and adjacent oceans. Symposium on Monsoons of the World. Indian Meteorological Department, Delhi, 1958.
18. Walker H. O. The Monsoon in West Africa. Symposium on Monsoons of the World. Indian Meteorological Department, Delhi, 1958.

ВЛИЯНИЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ КЛИМАТОВ АФРИКИ

При изучении климатов земного шара или отдельных крупных физико-географических областей суши всегда приходится иметь дело с вопросами понятия океанического и континентального климата. Критерии континентальности, получаемые с помощью различных формул, не дают четкого представления о климатических закономерностях. Неслучайно, что они до сих пор не нашли широкого применения. Изаномалы, которыми начали пользоваться еще в середине XIX в., также неприменимы при изучении климатов. [1—4].

Исходя из практических соображений, к оценке континентальности климата мы подходим с других позиций. Во-первых, вводится понятие «океаничность климата», противоположное понятию «континентальность климата». Во-вторых, эти два понятия ставятся в определенную зависимость от сезонного хода метеорологических элементов. В-третьих, для характеристики континентальности и океаничности климата привлекается комплекс климатических элементов.

В первом приближении этот комплекс ограничивается преимущественно средними величинами суточных амплитуд температуры воздуха, относительной влажностью, общей облачностью. Для взаимосвязи сезонных явлений учитывается тип годового хода осадков и используются вероятностные характеристики месячных сумм осадков сухого и влажного периодов. Пользуясь комплексом климатических характеристик, нетрудно представить наиболее типичные признаки океанического и континентального климата, а также их промежуточные вариации.

Распределение температуры и влажности воздуха, облачности и осадков на территории Африки, как и в других частях мира, определяется многими факторами. Но здесь мы остановимся лишь на тех особенностях, которые, как нам представляется, связаны с воздействием Атлантического и Индийского океанов. В свою очередь они зависят от многих причин, в частности, от термических различий отдельных частей окружающих океанов, от характера циркуляции атмосферы, изменяющейся по сезонам и по территории, от ориентации горных возвышенностей и их высоты, направления береговой линии и пр. Определенное значение имеет и географическая широта. Все причины в той или иной мере могут способствовать или не способствовать распространению влияния океанов как в прибрежной полосе, так и вдали от нее.

Степень океаничности или континентальности климата в известной мере предопределяет многие характерные особенности термического

режима, которые наиболее резко выступают в умеренных широтах. Они отчетливо проявляются также в тропической и субтропической зонах Африки (на средних и экстремальных значениях, на суточных и годовых амплитудах).

Анализ карт показывает, что в субтропических и тропических широтах Африки океанический тип распределения средних месячных температур быстро нивелируется с удалением от береговой черты. Это касается всех прибрежных частей континента независимо от того, какие течения проходят вдоль берегов. В условиях пересеченного гористого рельефа влияние океана становится малозаметным уже на расстоянии 50—100 км от берега. Иное положение наблюдается на равнинах и слабопересеченной местности. В частности, в западных областях Сахары, где рельеф сравнительно ровный и высоты над уровнем моря невелики, средние температуры летних месяцев непрерывно повышаются с удалением от Атлантического океана на протяжении более 300 км.

Так, на параллели северного тропика средняя температура июля на побережье материка (Испанская Сахара) составляет 21—22°, а на 10° в. д. (Мавритания) — 34—36°. Причем сама конфигурация изотерм подчеркивает общую связь между уровнем температуры и внешними очертаниями береговой полосы. То же самое наблюдается и в низменных прибрежных зонах северной части континента. Однако положение и ход изотерм не позволяют точно определить границу, где прекращается воздействие океана и начинается «чистый» континентальный климат.

Наиболее резкие различия между температурой воздуха побережий и внутренних частей суши проявляются в тропических широтах западных окраин Африки. На юго-западе (20° ю. ш.) вблизи океана средняя температура января понижается до 18—19°, а в горах на высоте около 1500—2000 м она повышается до 22—24°. Иная картина на этих широтах наблюдается в юго-восточной части. Здесь море не оказывает охлаждающего действия, поэтому на побережье средняя температура достигает 28°; с удалением от океана и с продвижением в горы она заметно понижается (до 22—24°).

Всюду при переходе с суши на океан изотермы претерпевают заметный излом. В зимнем полушарии они изменяют свое направление обычно в сторону более высоких температур, а в летнем полушарии — в сторону более низких. Это прослеживается как по данным холодных, так и по данным теплых побережий. К тому же течения существенно нивелируют междуширотные различия в температуре, что подчеркивается вытянутостью изотерм вдоль побережий.

Наиболее отчетливо влияние океанов сказывается на распределении амплитуд температуры. На побережье океанов и морей, окружающих Африку, во все сезоны года средние суточные амплитуды температуры воздуха намного меньше, чем во внутренних частях материка.

На рис. 1 приведены карты, на которых видно, что области с малыми значениями амплитуд простираются вдоль побережий, а области с большими значениями амплитуд концентрируются во внутренних частях суши, наиболее хорошо защищенных от влияния океанов и морей.

В тропической зоне влияние океана дальше всего распространяется во внутренние районы суши летом, когда влажный тропический воздух проникает в центральные части континента. С приходом экваториального муссона термические различия между сушей и морем сглаживаются, с продвижением в глубь континента суточные амплитуды температуры начинают расти медленнее. Но с переходом в сухую часть тропической зоны и далее в субтропическую, где летние осадки отсутствуют,

контрасты амплитуд побережий и континентальной части резко возрастают. Суточные амплитуды увеличиваются от 8—10° на побережье до 14—16° на расстоянии 100—200 км от океана. С дальнейшим продвижением во внутренние континентальные районы суточные амплитуды остаются без существенных изменений. На рис. 1 б хорошо видно, что в прибрежных областях северной части Африки (со стороны Атлантического океана, Средиземного и Красного морей) с продвижением в глубь суши амплитуды температур возрастают очень быстро. Совершенно иная картина наблюдается здесь в январе (рис. 1 а). В это время года с продвижением в глубь суши амплитуды возрастают более плавно.

С прекращением муссонных дождей суточные амплитуды увеличиваются. Если в сезон дождей в зоне сухих саванн и полупустынь они составляют 12—15°, то в сухой сезон — 17—20°, а местами, где орографические особенности способствуют формированию термических различий между ночными и дневными часами суток, они достигают 22—25° и более. На побережье с прекращением дождливого периода амплитуды также имеют тенденцию к росту. Это заметно даже на Гвинейском побережье; здесь амплитуда января примерно на 2—3° больше, чем амплитуда июля.

Из приведенных данных естественно должен вытекать вывод, что в южном полушарии встречаются те же закономерности в соответствующие сезоны. Однако это не совсем так. В южном полушарии, как и в северном, на западном побережье с продвижением в глубь суши амплитуда температур возрастает очень быстро также в июле, а не в январе, как это можно было ожидать. На побережье Анголы и Юго-Западной Африки в области окраинных горных систем на протяжении около 100—200 км суточные амплитуды в июле возрастают на 10° (от 6—7 до 17—18°), а в январе лишь 4—6° (от 6—8 до 10—12°).

Такая связь между северным и южным полушариями в годовом ходе суточных амплитуд температуры отмечается не только по приземным данным, но и по данным на высотах. По расчетам Ф. Г. Токарь, минимальные значения вертикальных градиентов в слое земля — 300 мб в Дакаре (северное полушарие) и в Александер-Бей (южное полушарие) наблюдаются в январе, а максимальные — в июле. Объясняется это, очевидно, тем, что в районах западной части материка распределение температуры определяется не столько сезонными особенностями термического режима, сколько чисто динамическими или термодинамическими факторами (табл. 1).

В субтропических широтах Южной Африки (как и Северной Африки) при переходе с океана на сушу более резкие изменения в суточных амплитудах наблюдаются летом (январь), а менее резкие — зимой (июль). Как и в северном полушарии, во внутренней части южной половины континента максимальные величины амплитуд наблюдаются в сухой период. Однако ввиду небольшой протяженности материка с запада на восток наибольшие величины амплитуд обычно не превышают 20° и лишь местами они доходят до 22—23° (рис. 1).

На рис. 1 выделены области с типичными чертами океанического климата, где влияние океана независимо от времени года всегда велико. В этих условиях суточные амплитуды не превышают 10°. В областях, где влияние океана значительно ослабевает, суточные амплитуды увеличиваются до 12—14°, а там, где это влияние почти совсем затухает, они увеличиваются до 15—22°. Судя по январской карте, типичные континентальные черты климата наблюдаются только на крайнем юге тропической зоны Южной Африки, почти со всех сторон защищенной высокими горами.

Критерии дальности океанического воздействия на климат суши определяются по годовому ходу амплитуд и по сезонному распределению осадков и облачности. Анализ данных показывает, что наиболее сильное океаническое воздействие суша испытывает в период дождей; в тропической зоне это будут летние месяцы, а в субтропической зоне — зимние. В сухой период из-за особенностей циркуляции атмосферы и

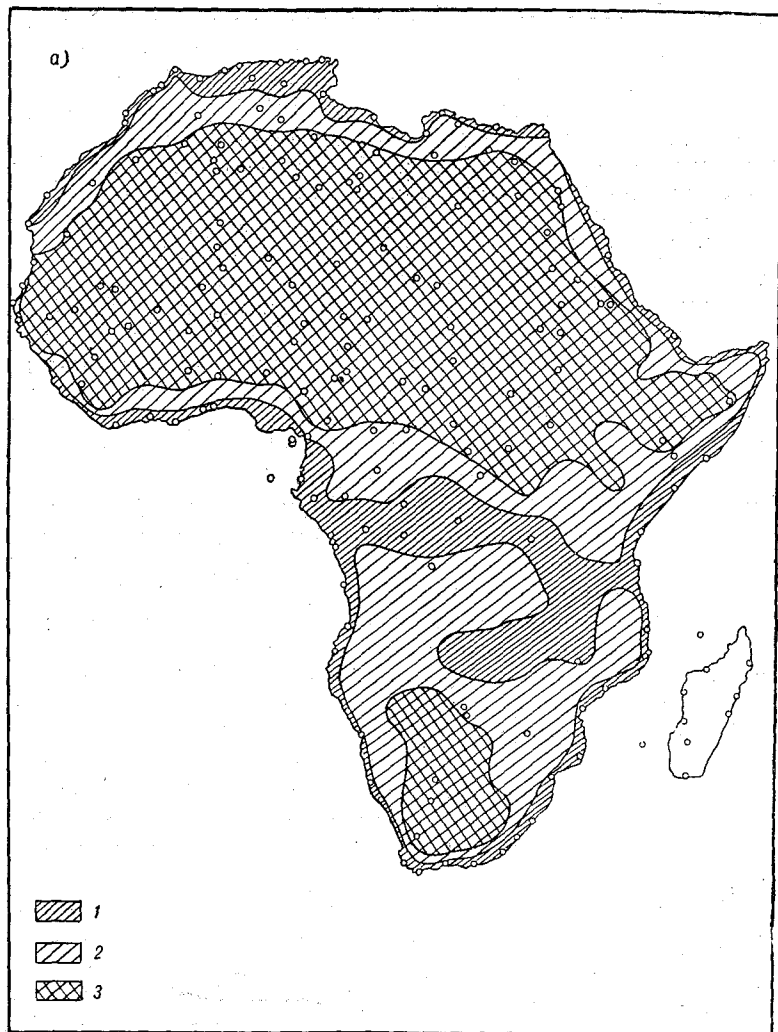


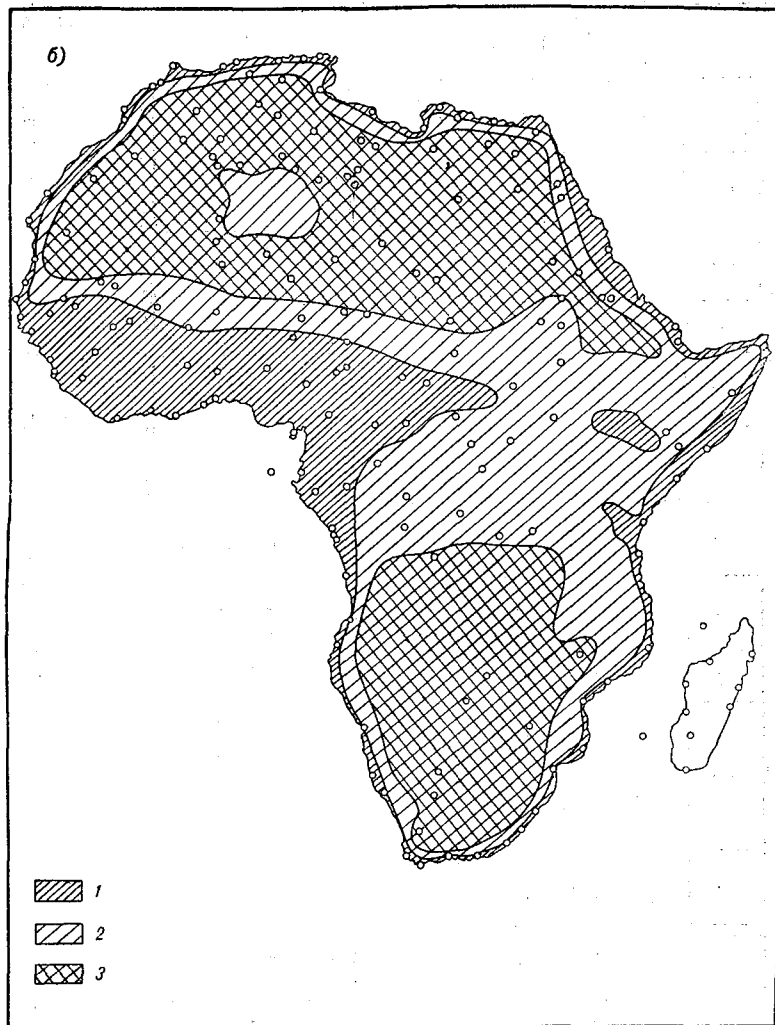
Рис. 1. Средние суточные амплитуды температуры
1 — амплитуда меньше 10° , 2 — амплитуда

более быстрой трансформации воздушных масс влияние океана на сушу ограничивается заметно меньшими масштабами.

Что касается Экваториальной Африки, то необходимо заметить, что по годовому ходу и абсолютным значениям амплитуд она может быть разделена на две части: западную влажную, где наблюдается сравнительно облачная и дождливая погода, средние суточные амплитуды температуры меньше 10° , и восточную с относительно сухой, менее дождливой и менее облачной погодой, с амплитудами выше 10° . В межгорных

впадинах и на высокогорных равнинах, сильно защищенных горами, в сухой период суточные амплитуды достигают 14° , а в дождливый период — не более 12° . Таким образом, даже в самых континентальных местах экваториальной зоны суточные амплитуды не так уж велики.

Сезонный ход амплитуд довольно хорошо согласуется с сезонным ходом осадков, облачности и влажности воздуха. Это касается субтро-



воздуха в Африке в январе (а) и июле (б).
меньше 14° , 3 — амплитуда больше 14° .

пических и тропических зон, где дождливый период выражен четко. Причем границы распространения зимних осадков в субтропиках и летних осадков в тропиках являются определенными рубежами. Сезонный ход осадков сказывается на сезонном ходе амплитуд температур даже там, где осадки выпадают в незначительном количестве и период их выпадения очень невелик (рис. 2). В частности, в районе $18-20^{\circ}$ с. ш. и $0-10^{\circ}$ в. д. (южная полоса Сахары), где осадки хотя и невелики, но их летний максимум выражен вполне определенно, суточные ампли-

Характеристики температуры и влажности воздуха у земли и в свободной атмосфере на уровне основных изобарических поверхностей над западными и восточным побережьями Африки
(по А. Ю. Егоровой и Ф. Г. Токарь)

Изобарическая поверхность, мб	Западное побережье						Восточное побережье									
	январь			июль			январь			июль						
	T	γ	R	Q ₁	Q ₂	T	γ	R	Q ₁	Q ₂	T	γ	R	Q ₁	Q ₂	
Дакар $\varphi = 14^{\circ}43'$ с. $\lambda = 17^{\circ}29'$ з. $H = 40$ м																
Земля	21,3	—	62	—	—	27,7	—	78	—	—	24,8	—	71	—	31,1	—
850	18,2	—	20	9,0	—	19,0	—	61	—	—	15,3	—	61	—	25,5	—
700	8,0	—	28	2,6	—	11,0	—	48	—	—	8,9	—	26	—	14,0	—
500	—9,2	—	32	1,2	—	—7,2	—	49	—	—	—5,9	—	12	—	—6,6	—
Земля — 850	—	0,21	—	—	—	—	0,59	—	—	—	—	0,61	—	—	—	—
Земля — 500	—	—	—	—	12,8	—	—	—	—	37,7	—	—	—	—	—	41,1
Аден $\varphi = 12^{\circ}49'$ с. $\lambda = 45^{\circ}01'$ в. $H = 4$ м																
Земля	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
850	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Земля — 850	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Земля — 500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Дурбан $\varphi = 29^{\circ}58'$ ю. $\lambda = 30^{\circ}57'$ в. $H = 14$ м																
Земля	17,4	—	88	—	—	13,7	—	83	—	—	23,9	—	74	—	16,7	—
850	18,6	—	30	14,1	—	11,1	—	38	—	—	16,0	—	71	—	11,3	—
700	10,6	—	28	3,2	—	2,3	—	28	—	—	9,0	—	51	—	1,9	—
500	—7,4	—	25	1,0	—	—13,9	—	18	—	—	—7,7	—	69	—	—14,4	—
Земля — 850	—	—0,08	—	—	—	—	0,17	—	—	—	—	0,48	—	—	—	—
Земля — 500	—	—	—	—	18,3	—	—	—	—	37,3	—	—	—	—	—	17,4

Примечание. T — средняя месячная температура, °C; γ — средний вертикальный градиент температуры, °C/100 м; R — средняя месячная относительная влажность, %; Q₁ — среднее влагосодержание по слоям кг/м²; Q₂ — общее влагосодержание в слое земли — 500 мб, кг/м²

туды температуры воздуха от зимы к лету уменьшаются от 18—20 до 14—16°.

Сопоставление карт средних суточных амплитуд температуры воздуха с картами месячных сумм осадков и числа дней с осадками показывает, что суточные амплитуды температуры весьма чувствительны к наступлению дождей, даже небольших. Поэтому, как нам кажется, в период дождей дальность распространения океанического воздействия на климат внутренних районов в северном и южном полушариях может быть определена достаточно точно.

На рис. 2 даны границы распространения различных типов годового хода осадков. Для субтропического типа характерен зимний максимум

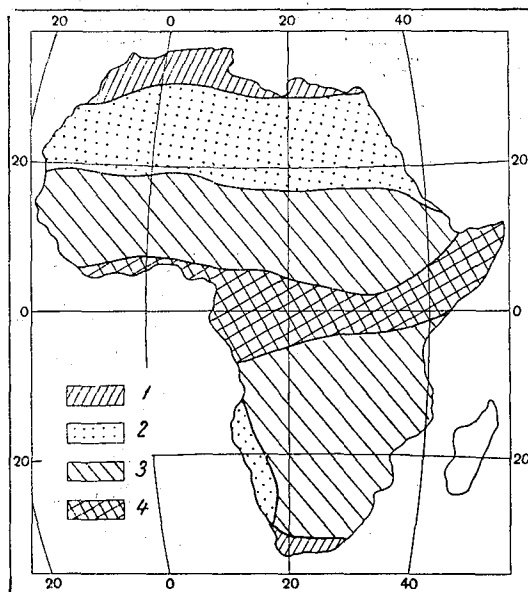


Рис. 2. Границы распределения типов годового хода осадков.

1 — субтропический тип, 2 — сахарский тип (пустынный), 3 — тропический тип, 4 — экваториальный тип с двумя максимумами весной и осенью.

осадков, который имеет наиболее широкое распространение в северном полушарии. В южном полушарии субтропический тип проявляется слабо и ограничивается крайним юго-западом континента, а на юго-востоке он затушеван летними осадками. Сахарский, или пустынный, тип не имеет определенного годового хода осадков, они здесь носят случайный характер. К этому типу относится и годовой ход осадков, наблюдающийся в западной части Южной Африки (область пустыни Намиб). Самое широкое распространение имеет тропический тип, характеризующийся резко выраженным летним максимумом осадков. Дождливый период здесь связан с наступлением экваториального муссона. Наконец, выделен еще экваториальный тип, отличающийся двойным максимумом и двойным минимумом в годовом ходе осадков.

Положение границ типов годового хода осадков позволяет судить о том, насколько далеко проникают влажные морские тропические массы воздуха летом и как сказывается их наступление на величины суточных амплитуд температуры воздуха. Как уже отмечалось, наступ-

ление дождливого периода, в какое бы время он ни наблюдался, проявляется в заметном уменьшении амплитуд температуры воздуха. Это служит признаком степени океанического воздействия на формирование климата. С приходом летнего муссона, а следовательно, с активизацией океанического воздействия, континентальность климата ослабевает. В период наибольшей активности муссонной циркуляции суточные ам-

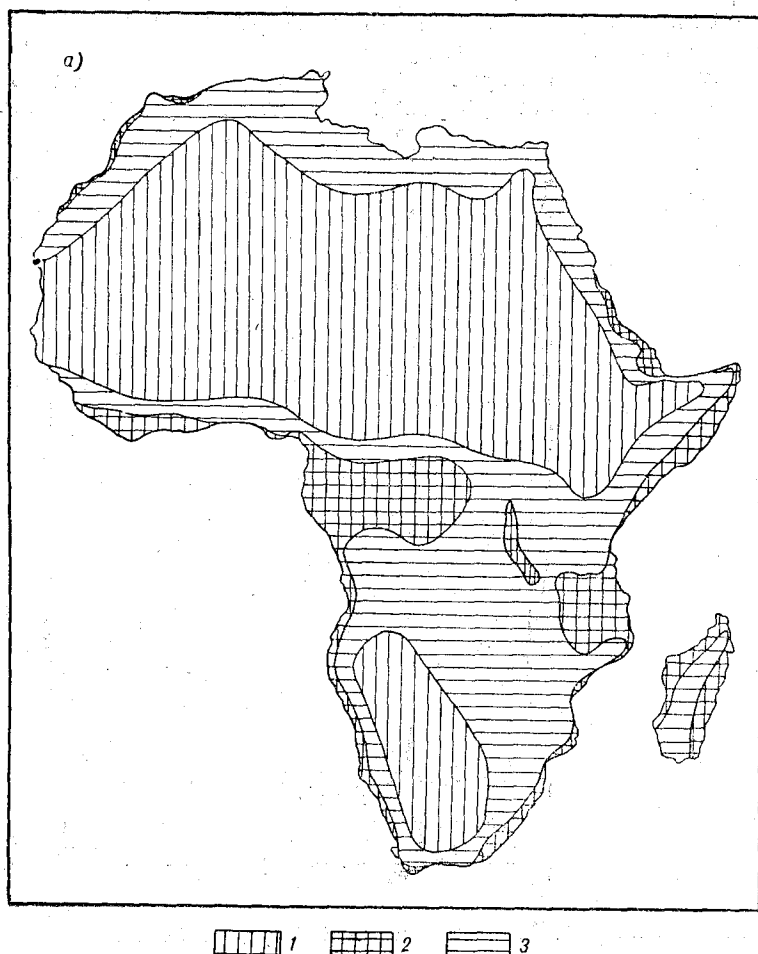
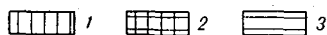
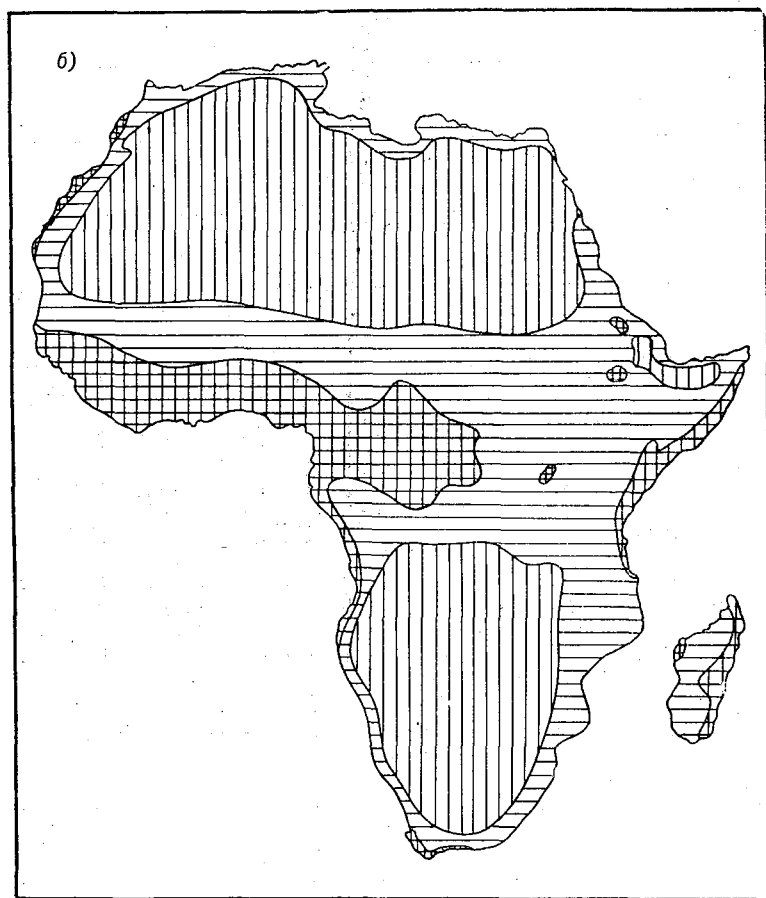


Рис. 3. Средние месячные дневные значения относительной влажности
1 — менее 40%,

плитуды температуры на $10-15^\circ$ меньше, чем в сухой период. Даже там, где осадки очень малы и выпадают в виде отдельных небольших кратковременных дождей, суточные амплитуды становятся заметно меньше, чем в сухой период (на $2-4^\circ$).

Величина, на которую уменьшаются суточные амплитуды с наступлением летних дождей, может служить относительной количественной мерой ослабления континентальности и усиления океаничности климата внутренних областей континента. Там, где суточные амплитуды уменьшаются на $8-10^\circ$ и более, а сами амплитуды становятся меньше $10-12^\circ$, континентальные признаки климата уступают признакам океанического климата.

Примером служат летние и зимние средние суточные амплитуды температуры воздуха северных районов Центрально-Африканской Республики и южных районов Республики Чад. В разгар летней муссонной циркуляции суточные амплитуды здесь уменьшаются до $9-10^{\circ}$, а в период бездождя они увеличиваются до 20° , местами до $22-23^{\circ}$. По летним амплитудам районы этих республик весьма сходны с районами



за январь (а) и июль (б) воздуха (по А. Ю. Егоровой).
2 — более 70% , 3 — $50-60\%$.

Камеруна, где климат имеет океанический характер. Данные показывают, что степень континентальности или океаничности климата является функцией сезонных особенностей циркуляционных процессов. Таким образом, летний тропический муссон служит причиной формирования типичных черт океанического климата вдали от берегов океана.

В табл. 2 приводятся средние суммы осадков и их величины различной обеспеченности для всех климатических областей Африки, выделенных по типам годового хода осадков. Данные, приведенные в табл. 2 и на рис. 1 и 2, позволяют заключить, что между суточными амплитудами температуры и внутригодовым распределением осадков существует весьма тесная зависимость. Пользуясь этой зависимостью, можно

Таблица 2

Месячное количество осадков (мм) различной обеспеченности

Станция	Среднее коли- чество осад- ков, мм	Максималь- ное коли- чество		Обеспеченность, %											Минимальное количество			
		мм	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	мм	год		
Январь																		
Касабланка (Марокко)	55	178	1941	109	98	80	73	64	55	44	33	21	10	3	0	1925		
Алжир (Алжир)	112	263	1923	228	200	169	145	127	110	94	76	55	32	19	6	1925, 1926		
Форт-Лаперрин (Алжир)	3	50	1933	В 68% из 28 лет осадков не было														
Йола (Нигерия)	0,8	22	1919	В 96% из 26 лет осадков не было														
Малакаль (Судан)	0			В 100% из 50 лет осадков не было														
Эболове (Камерун)	57	266	1945	266	123	79	57	45	32	30	24	17	10	6	6	1953		
Лула (Конго, Киншаса)	66	206	1955	146	116	94	80	68	58	50	42	34	24	18	14	1954		
Луиса (Конго, Киншаса)	174	339	1947	296	259	221	201	183	168	153	140	126	109	93	75	1945		
Свакопмунд (Юго-Западная Африка)	2	20	1909	В 54% из 28 лет осадков не было														
Кимберли (ЮАР)	58	214	1898	131	108	81	68	58	49	40	34	28	20	13	6	1926		
Виктория-Уэст (ЮАР)	23	90	1941	70	56	46	36	27	17	8	2	0	0	0	0	в 5 годах		
Кейптаун (ЮАР)	19	129	1901	54	40	25	20	17	14	12	9	6	3	2	0	в 3 годах		
Июль																		
Касабланка (Марокко)	0,1	2	1930	В 94% из 42 лет осадков не было														
Алжир (Алжир)	3	30	1948	В 43% из 67 лет осадков не было														
Форт-Лаперрин (Алжир)	2	18	1932	В 50% из 26 лет осадков не было														
Йола (Нигерия)	160	320	1927	300	242	204	182	166	152	139	127	113	94	75	60	1928		
Малакаль (Судан)	169	370	1925	284	246	212	190	175	162	150	135	120	100	84	60	1924		
Эболове (Камерун)	60	173	1901	173	130	97	77	63	52	41	30	18	10	8	8	1954		
Лула (Конго, Киншаса)	104	271	1948	204	168	142	126	114	100	84	70	54	40	30	21	1927		
Луиса (Конго, Киншаса)	10	80	1950	В 68% из 25 лет осадков не было														
Свакопмунд (Юго-Западная Африка)	0,3	3	1950	В 72% из 28 лет осадков не было														
Кимберли (ЮАР)	6	58	1918	В 36% из 55 лет осадков не было														
Виктория-Уэст (ЮАР)	8	46	1952	38	25	14	8	5	3	2	1	0	0	0	0	в 7 годах		
Кейптаун (ЮАР)	96	220	1950	180	150	122	107	99	91	80	70	59	48	40	35	1907		

судить о сезонном характере континентальности и океаничности климата различных частей Африки.

По обеспеченностям месячных сумм осадков видно, что муссонная циркуляция дождливого периода, а следовательно, и воздействие океанов на климат Африки, не остается постоянной из года в год. В одни годы, когда дождей много, это воздействие проявляется наиболее сильно, а в другие годы, когда дождей мало или они отсутствуют, — проявляется наиболее слабо.

По обеспеченностям осадков для января и июля режим сухого периода более устойчив, чем режим влажного периода. Например, месячные суммы осадков января в Камеруне (Эболове) могут варьировать от 5 до 265 мм, а месячные суммы осадков июля в Судане — от 60 до 370 мм. Эти данные характеризуют климатические условия с регулярными осадками. Из табл. 2 также видно, что в сухой период осадки обычно отсутствуют. В том же Судане (Малакаль) в течение 50 лет январь оставался бездождным. Такие закономерности подтверждаются большим материалом наблюдений.

Продолжительность дождливых и сухих периодов, границы распространения зимних и летних осадков находятся в хорошем согласии с сезонным распределением влажности воздуха. В качестве примера приведены карты дневной относительной влажности воздуха для января и июля, составленные А. Ю. Егоровой. Чтобы более четко представить основные закономерности распределения влажности по территории Африки, обработанные данные автором обобщены по трем крупным градациям (рис. 3).

По этим картам нетрудно заметить, как изменяется относительная влажность по территории и от сухого периода к влажному. В январе высокая влажность (более 70%) наблюдается преимущественно в узкой прибрежной полосе, окружающей почти весь континент.

Исключение составляют западное побережье Сахары, где влажность менее 40%, и северное и северо-восточное побережье Ливии и ОАР с влажностью 40—70%. Кроме того, высокая влажность сохраняется еще в западной части экваториальной зоны (в бассейне Конго), а также во внутренних районах континента по берегам Великих Африканских озер, в частности оз. Танганьики.

Сухие области (с влажностью менее 40%) получают наибольшее развитие в январе в северном полушарии. Южная граница сухих областей опускается на юг до 7—8° с. ш. на западе и до экватора на востоке. Северная граница этих областей под влиянием муссонной циркуляции, с которой связаны зимние осадки, отступает от Средиземного моря на юг примерно до тех широт, где проходит граница распространения осадков с зимними максимумами. В южном полушарии области малых значений влажности воздуха сохраняются в юго-восточной части континента, преимущественно в Калахари и в соседних с ней районах.

В июле области с высокими значениями относительной влажности значительно увеличиваются в северном полушарии вследствие наступления экваториальных муссонов. Южная граница областей с влажностью менее 40% отступает на север до 15° с. ш., а северная граница областей с влажностью более 70% на западе Африки в это время смещается к 10-й параллели. В связи с описанными процессами происходит значительное увеличение ареала сухих областей в Южной Африке, где большая часть всей тропической зоны характеризуется относительной влажностью менее 40%.

Летом в северном полушарии (июль) зона наибольшей средней облачности (7 баллов и более) лежит примерно между экватором и

10° с. ш. (рис. 4). Южнее 10-й параллели самыми облачными являются горные области Камеруна, восточные районы Нигерии и другие возвышенности, что указывает на значительную роль орографического эффекта. К северу от этой относительно пасмурной зоны средняя облачность быстро уменьшается и около 14—15° с. ш. она составляет 3 балла. Эти широты являются пределом распространения влияния юго-западного экваториального муссона.

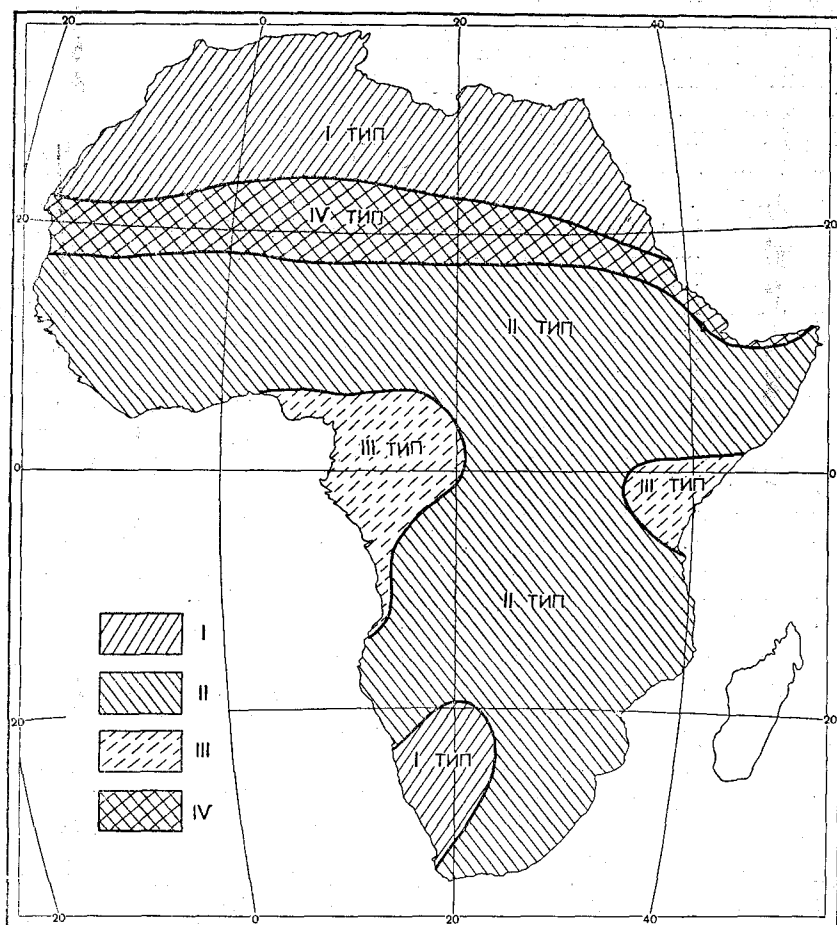


Рис. 4. Границы распределения общей облачности (в баллах) в Африке (по О. Г. Сорочан) в январе (а) и июле (б).

I — тип I от 1—2 баллов в сухой период до 4—6 баллов в дождливый, II — тип II 6—8 баллов, III — тип III 8—9 баллов, IV — тип IV от 3—4 баллов в сухой период до 5—6 баллов в дождливый.

Здесь еще наблюдаются хорошо выраженные летние максимумы осадков и прослеживаются периоды с летними дождями, хотя и небольшие. Севернее изолинии 3 балла простираются сухие пустынные области и субтропики, где летние осадки выпадают нерегулярно в виде небольших ливней. В течение лета здесь сохраняется преимущественно сухая, жаркая и безоблачная погода.

В южном полушарии июль малооблачный и сухой, особенно во внутренних районах тропической зоны между 4 и 30° ю. ш. Лишь в

приэкваториальной полосе, на западном побережье между 12 и 21° ю. ш. и на крайнем юго-западе сохраняется облачность более 5 баллов.

В январе, когда в южном полушарии лето, почти над всей Северной Африкой наблюдается малая или переменная облачность. Только в субтропической зоне и приэкваториальных широтах западной и центральной части континента она возрастает до 5—6 баллов, а в районе Камеруна — до 7 баллов.

Область с пасмурной погодой (облачность более 7 баллов) смещается в тропическую зону, в бассейн левых притоков р. Конго. Узкие зоны повышенной облачности сохраняются над прибрежными горными хребтами, простирающимися от Камеруна на севере до 28—29° ю. ш. на юге. Прибрежная зона пустыни Намиб попадает в область увеличенной облачности (5—7 баллов), что связано, очевидно, с частыми туманами. В южной части Калахари и в соседних с ней районах наблюдается облачность 2—3 балла.

Анализируя карты средних суточных амплитуд температуры, дневной относительной влажности и средней облачности, нетрудно заметить, что типичные черты континентального климата формируются там, где суточные амплитуды температуры больше 14—15°, относительная влажность меньше 40%, а средняя облачность уменьшается до 3 баллов. Там, где облачность более 5—7 баллов, формируются характерные черты океанического климата.

Наблюдается хорошее совпадение в географическом положении границ с суточными амплитудами 14° дневной относительной влажности менее 40% и средней общей облачности менее 3 баллов (рис. 1, 3, 4).

Выше были рассмотрены некоторые особенности термического режима, влажности воздуха, осадков и облачности, обусловленные воздействием окружающих океанов посредством циркуляционного механизма, и в первую очередь посредством муссонной циркуляции.

В табл. 1 приведены данные температуры, влажности и влагосодержания воздушных масс для двух пар станций, из которых одна находится в северном полушарии, другая — в южном. Различия между западными и восточными окраинами континента в распределении температуры воздуха сохраняются до высоты 700—850 мб, а в распределении относительной влажности воздуха — до высоты 500 мб и выше.

Нетрудно видеть, что по всем характеристикам западные и восточные прибрежные районы весьма сильно отличаются друг от друга. Эти различия обусловлены в основном тем, что вдоль западных берегов Африки на протяжении сотен и тысяч километров проходят Бенгельское и Канарское холодные течения, а вдоль ее восточных берегов в южном полушарии идет мощное теплое Мозамбикское течение. Поэтому особенно велики контрасты именно между западными и восточными окраинами южной части континента.

В январе и июле в слое 850—500 мб относительная влажность воздуха изменяется на западном побережье от 20 до 40%, а на восточном — от 40 до 70%. Столь же существенны различия во влагосодержании воздушных масс, в удельной влажности и распределении температуры воздуха. В северном полушарии эти различия несколько сглаживаются.

Заключение

1. Влияние Атлантического и Индийского океанов на климат Африки наиболее сильно проявляется в период экваториальных муссонов. С наступлением летних дождей в тропической зоне наблюдается резкое

уменьшение суточных амплитуд температуры воздуха (на 10° и более) и резкое увеличение влажности воздуха (на 20% и более).

2. В период активного развития летних муссонов климат внутренних областей Африки становится мягким и океаническим, как климат прибрежной полосы в сухой период. Даже в таких районах, как Республика Чад, суточные амплитуды температуры воздуха уменьшаются до $9-10^{\circ}$, а дневная относительная влажность увеличивается на 20—25%.

3. Океанические и континентальные черты климата Африки тесно связаны с сезонным ходом осадков, влажности воздуха, продолжительности сухого и влажного периодов. Даже в пустынных областях, где дожди кратковременны, в период выпадения осадков наблюдается заметное уменьшение суточных амплитуд (на $4-5^{\circ}$), увеличение относительной влажности воздуха и понижение суточных максимумов температуры.

4. По суточным амплитудам температуры воздуха, относительной влажности воздуха, облачности, годовому ходу осадков и продолжительности влажного и сухого периодов можно количественно оценить воздействие океана на климат континента в различные сезоны года.

ЛИТЕРАТУРА

- ✓ 1. Дмитриев А. А. Влияние материков и океанов на циркуляцию атмосферы. Труды Морского гидрофизического ин-та, т. 3, Изд. АН СССР, М.-Л., 1949.
2. Ершова П. Д. О влиянии мирового океана на климат материков. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 2—3, 1938.
3. Рубинштейн Е. С. О влиянии распределения океанов и суши на температуру воздуха. Изв. всесоюз. геогр. об-ва, т. 85, вып. 4, 1953.
4. Шлейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, М., 1958.

МЕТОДИКА КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ И ГРАФИЧЕСКОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

При исследовании климатических закономерностей определенный интерес, продиктованный в значительной мере практическими соображениями, представляют комплексные характеристики. Но при получении таких данных всегда возникают некоторые трудности, связанные с методикой расчета, объемом информации, продолжительностью периода наблюдений, точностью полученных результатов и формой их представления. С целью выяснения этих вопросов и была произведена опытная обработка материалов ежечасных наблюдений на метеорологической станции Джакарта.

В качестве простейшего, но практически очень важного показателя тропического климата был взят комплекс, учитывающий связь температуры воздуха с его относительной влажностью. С учетом суточного хода этих элементов сутки делились на две неравные части, условно названные «день» (от 9 до 18 час.) и «ночь» (от 19 до 8 час.). Обработывались и анализировались ежечасные данные января, апреля, июля и октября за период 1940—1944 гг. Январь относится к дождливому, июль — к сухому периоду года, апрель и октябрь — к переходным периодам.

Чтобы иметь представление об особенностях климата января и июля, воспользуемся многолетними средними характеристиками термико-влажностного режима (табл. 1).

Таблица 1

Многолетние средние месячные характеристики

Месяц	Температура воздуха, град.	Относительная влажность в 06 час., %	Относительная влажность в 14 час., %	Продолжитель- ность солнечного сияния (% к воз- можной)	Число часов солнечного сия- ния	Число пасмур- ных дней	Количество осад- ков, мм
Январь	26,2	95	75	49	139	17	305
Июль	26,7	92	64	77	230	2	59

По данным табл. 1, январь и июль оказываются весьма сходными по средней месячной температуре воздуха и по средней месячной относительной влажности воздуха в 6 час. По всем остальным показателям январь и июль существенно различаются. Наиболее резкие различия наблюдаются в суммах осадков, в числе пасмурных дней и часах солнечного сияния. В дневной относительной влажности воздуха разность между январем и июлем составляет лишь 11%. Как видим, наш комплекс формируется из наиболее консервативных характеристик. Они мало изменяются от месяца к месяцу и от января к июлю. Если исходить из внутригодового распределения этих элементов, мы не должны надеяться на получение существенно отличных показателей комплекса января и июля. Прежде чем сделать вывод о полученных результатах, остановимся на описании методики расчета данных и их анализе.

Обобщение ежечасных значений температуры и относительной влажности воздуха производилось по форме, приведенной в табл. 2. При выборке значений температуры воздуха за единицу интервала (градацию) принят 1° , а при выборке значений относительной влажности — 5%. Таким образом, единичной ячейкой служит квадрат, одна сторона которого (по горизонтали) соответствует 1° , а другая сторона (по вертикали) — 5% относительной влажности воздуха. Для каждой такой ячейки вычислялось число случаев с данной температурой при соответствующей относительной влажности воздуха.

В табл. 2 для примера приведены январские дневные данные (с 9 до 18 час.) ежечасных наблюдений за период 1940—1944 гг. За это время было зарегистрировано 1550 случаев различных сочетаний температуры и относительной влажности воздуха. Общий вид табл. 2 иллюстрирует и характер связи между этими элементами в дневные часы. Пропуски в таблице указывают, что температура и относительная влажность воздуха в соответствующих сочетаниях не встречались.

Сочетания температуры и относительной влажности воздуха по градациям, представленные в числе случаев и процентах, выражают количественную сторону взаимосвязи элементов. Нетрудно заметить, что более высокие температуры, как правило, наблюдаются только при сравнительно низких значениях относительной влажности воздуха, и, наоборот, более низкие температуры — только при высоких значениях относительной влажности воздуха.

Данные показывают, что в сезон дождей температура воздуха в Джакарте днем может варьировать от 22° до 33° , а относительная влажность — от 51 до 100%.

При этом наиболее часто температура воздуха бывает в пределах 26° — 30° , а относительная влажность воздуха в пределах 70—85%. На эти сочетания приходится свыше 50% всех случаев, или свыше 50% всего времени дневной части суток. Термико-влажностный режим даже самого дождливого периода оказывается не настолько консервативным, как это можно было предположить по многолетним средним месячным величинам.

По такой же форме (табл. 3) была произведена и систематизация ночных наблюдений (от 19 до 8 час.).

Из данных табл. 3 видно, что январские ночи в Джакарте обычно отличаются весьма высокими значениями относительной влажности (86—100%), при которых температура воздуха сохраняется в пределах 22° — 25° . Влажность 60—75% встречается в редких случаях и всегда при температуре 26° — 30° . С помощью простой формы систематизации удалось выявить основные закономерности взаимосвязанного распределения этих двух элементов. Структура режима температуры и относитель-

Таблица 2
Форма систематизации и обобщения январских ежедневных значений температуры и относительной влажности воздуха. День

Градация относительной влажности воздуха, %	Градация температуры воздуха, град.											Число случаев	% по градациям	Суммированная погрешность, %
	22,1—23	23,1—24	24,1—25	25,1—26	26,1—27	27,1—28	28,1—29	29,1—30	30,1—31	31,1—32	32,1—33			
46—50														
51—55														
56—60														
61—65														
66—70														
71—75														
76—80														
81—85														
86—90														
91—95														
96—100														
Число случаев	3	32	90	157	247	338	311	209	107	35	19	1550		
% по градациям	0,3	2,1	5,8	10,1	15,9	21,8	20,1	13,5	6,9	2,3	1,2			
Суммированная погрешность, %	100	99,7	97,6	91,8	81,7	65,8	44,0	23,9	10,4	3,5	1,2			

Таблица 3
Форма систематизации и обобщения январских ежедневных значений температуры и относительной влажности воздуха. Ночь.

Градация относительной влажности воздуха, %	Градация температуры воздуха, град.							Число случаев	% по градациям	Суммиро- ванная повторяе- мость, %
	22,1—23	23,1—24	24,1—25	25,1—26	26,1—27	27,1—28	28,1—29	29,1—30		
61—65						1	4	1	0,1	0,1
66—70				4	1	2	4	2	0,4	0,5
71—75				5	33	7	4	17	0,8	1,3
76—80				79	94	30	10	79	3,6	4,9
81—85		2	18	181	82	23	1	217	10,0	14,9
86—90	26	37	150	202	14	3		453	20,9	35,8
91—95	47	215	426	6		2		885	40,8	76,6
96—100		306	150					509	23,4	100,0
Число случаев	73	560	744	477	224	68	19	5	2170	
% по градациям	3,4	25,8	34,3	22,0	10,3	3,1	0,9	0,2		
Суммированная повторяе- мость, %	100	96,6	70,8	36,5	14,5	4,2	1,1	0,2		

ной влажности в ночные часы января выявлена на основании 2170 наблюдений.

Такой объем информации является вполне достаточным. Дальнейшее увеличение ряда вряд ли может существенно изменить полученные результаты.

Систематизация и обобщение разрозненных материалов по формам, представленным в табл. 2 и 3, позволяет получить полный спектр всех сочетаний температуры и относительной влажности воздуха и дать принципиально новую количественную и качественную характеристику климата. Хотя такая табличная форма обобщения исходных данных довольно громоздка, она является необходимой для объективного анализа материалов наблюдений и дает наглядное представление о структуре исследуемых элементов.

Для оперативного обслуживания такая форма представления данных менее удобна. В этом случае целесообразнее пользоваться графическими данными.

На рис. 1 представлены в графическом виде материалы обработки, помещенные в табл. 2 и 3. Комплекс данных дневной температуры и относительной влажности воздуха января представлен в двух видах. По вертикальной оси нанесены значения температуры, а по горизонтальной — значения относительной влажности воздуха. На рис. 1 а даны пределы вариации относительной влажности для каждого интервала температуры через 1°. Указанием пределов колебаний относительной влажности служат лежащие ступенчато горизонтальные линии, цифры между ними обозначают суммированные повторяемости

числа случаев с данной относительной влажностью при соответствующих одноградусных интервалах температуры.

Например, в январе 1940—1944 гг. от 9 до 18 час. было зарегистрировано 18 случаев, при которых температура варьировала от 32,1 до 33,0°, а относительная влажность — от 51 до 65%. Из 1550 случаев наблюдений эти 18 составляют лишь 1,2%. На следующий интервал температур от 31,1 до 32,0° и относительной влажности от 51 до 70% приходится 35 случаев. В сумме со случаями первой верхней градации они составляют 3,5%.

Так производится количественный учет изменения относительной влажности воздуха при фиксированных градациях температуры через 1°. На рис. 1 б фиксированными являются 5%-ные градации относительной влажности воздуха. Пределы колебания температуры даны вер-

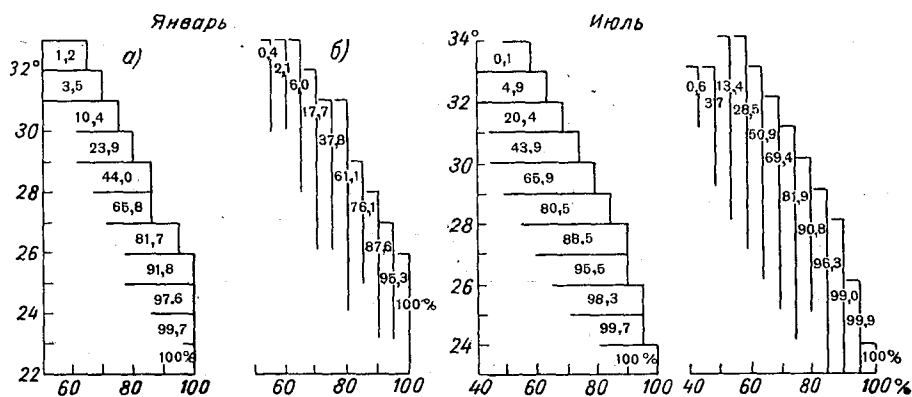


Рис. 1. Изменение относительной влажности воздуха при различных градациях температуры через 1° (а). Изменение температуры при различных градациях относительной влажности через 5% (б).

тикальными линиями, ступенями спускающимися вниз в сторону наиболее низких значений температуры и наиболее высоких значений относительной влажности воздуха.

Для июля графики построены аналогично. Общий вид графиков позволяет заключить, что во влажное (дождливое) и сухое время года взаимосвязь между температурой и относительной влажностью воздуха подчиняется одним и тем же закономерностям.

Анализируя графики, представленные на рис. 1, нетрудно заметить, что комплексы имеют незавершенный характер. Вся амплитуда колебаний одного элемента учитывается лишь при заданных фиксированных значениях другого элемента.

Эту незавершенность в графическом изображении комплексов можно исключить, если исходные данные представить в виде естественного поля распределения температуры и относительной влажности воздуха. Лишь после такой выборки следует переходить к вычислениям повторяемости (вероятности) комплексов по заданным интервалам колебания элементов (рис. 2).

Система изолиний (рис. 2) построена из расчета 1550 наблюдений, принятых за 100%. В центре графика проходит изолиния 20%. Она показывает, что относительная влажность 75—80% и температура воздуха 28,1—29,0° составляют наиболее вероятный комплекс, который встречается в 20% случаев, или отмечается примерно в 20% всего времени месяца.

С дальнейшим увеличением интервала колебания этих элементов получается другой более вероятный комплекс, краевые условия которого определяются 70 и 85% относительной влажности, 27 и 30° температуры воздуха. Градации элементов увеличились втрое, а вероятность комплекса возросла вдвое (до 40%).

Положение изолиний 80, 95 и 99% показывает, что при дальнейшем расширении краевых условий комплекса интервалы колебания элементов продолжают увеличиваться быстрее, чем сама вероятность комплекса. Критерием для этого служат площади, окруженные изолиниями соответствующих значений вероятности. Изолиния 99% показывает, что высокие значения относительной влажности (95—100%) днем встречаются сравнительно редко и, как правило, только при относительно низ-

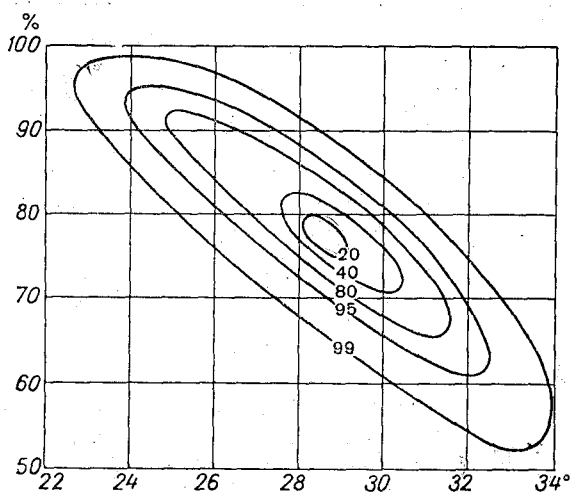


Рис. 2. Комплексный график температуры и относительной влажности воздуха. Январь. День (от 9 до 18 час.).

ких температурах (23—25°), а сравнительно малые значения относительной влажности (55—60%)—при самых высоких температурах воздуха (32—34°).

Такие графики (с системой изолиний комплексов температуры и относительной влажности воздуха в пределах вероятности 20, 40, 80, 95 и 99%) построены для дневных и ночных сроков наблюдений для января, апреля, июля и октября. Во всех случаях графики выражают однотипную закономерность взаимосвязи между рассматриваемыми элементами климата. Однако по внешним признакам они могут быть легко разделены на две группы: на графики ночных и графики дневных комплексов. Графики ночных комплексов более округлены, что связано с большей устойчивостью как температур, так и относительной влажности в это время суток.

Так, за период 1940—1944 гг. в январе ночью (от 19 до 8 час.) только в 1% случаев относительная влажность была ниже 70%, когда температура воздуха сохранялась на уровне 27—30°. Между тем относительная влажность выше 90% отмечалась в 65% случаев. Графики ночных и дневных сроков существенно отличаются и по положению центра наиболее вероятных комплексов. В ночные часы таким центром является температура 24—25° и относительная влажность 75—80%.

Как показывают данные ежечасных наблюдений, суточный ход температуры воздуха в 10—20 раз больше, чем годовой ход. Средняя суточная амплитуда температуры воздуха в январе составляет 5°, в июле 8°, в отдельные дни возможны амплитуды до 10—12°.

Средняя суточная амплитуда относительной влажности воздуха достигает 20% в январе и 30% в июле. Эти выводы могут быть получены и с помощью графических данных, представленных на рис. 1 и 2.

Выводы

1. Многолетние средние месячные значения температуры и относительной влажности воздуха не дают истинного представления о структуре термико-влажностного режима экваториального климата Джакарты. На основании таких данных нельзя составить правильных рекомендаций для практических целей, поскольку они характеризуют лишь исключительное постоянство термического режима. Между тем облачность, солнечное сияние, осадки и другие элементы испытывают не только большой суточный, но и значительный годовой ход. Таким образом, температура воздуха находится как бы не в соответствии с другими элементами.

2. Для климата Джакарты характерна исключительная регулярность суточного хода почти всех метеорологических элементов.

3. Лучшим способом для выявления закономерностей климата является исследование суточных ходов по отдельным элементам и выявление взаимосвязи между ними. На примере температуры и относительной влажности воздуха января видно, насколько значительны колебания этих элементов. По термико-влажностному режиму дневные часы января мало чем отличаются от дневных часов июля, хотя январь считается месяцем дождливого периода, а июль — месяцем сухого периода года.

4. График комплексов температуры и относительной влажности воздуха, показанный на рис. 2, является более удобной и более совершенной формой представления данных для практики. С помощью таких графиков нетрудно дать качественную и количественную оценку климата, определить крайние редко встречающиеся значения температуры и влажности воздуха и их взаимосвязи.

5. Режим температуры и относительной влажности воздуха ночью в январе (период дождей) и июле (сухой период) однороден. Основные различия в режиме этих элементов между данными января и июля складываются под влиянием дневных условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Observations made at the Royal Magnetic and Meteorological Observatory at Batavia. 1940—1944, vol. LXIII—LXVII—A. Meteorol. and Geophys. Service.

В. Ю. МИЛЕВСКИЙ

О СВЯЗИ СКОРОСТНЫХ РОЗ-ДИАГРАММ ВЕТРА С РОЗАМИ ОТКРЫТОСТИ ФЛЮГЕРОВ СТАНЦИЙ

В случае размытого барического поля с градиентами, близкими нулю, при условии одинаковой степени открытости флюгера всем восьми румбам [1, 3] вероятности ветра каждого румба должны составлять 12,5%. Таким образом, круговая симметричная роза открытости флюгера будет предопределять симметричность скоростной розы-диаграммы ветра.

Однако распределение вероятностей ветра данного румба между пятью градациями скоростей ветра (0—1, 2—5, 6—10, 11—15 и более 15 м/сек.) будет различным в зависимости от величины (класса) открытости флюгера со стороны этого румба. Ниже приведены таблицы распределения вероятностей различных скоростей ветра каждого румба для разных классов открытости флюгера:

таблица 1 — когда флюгер расположен на открытом пологом берегу большой реки (типа среднего или нижнего течения Волги, Дона или Днепра);

Таблица 1
Вероятности различных скоростей ветра по направлениям
(роза открытости класса 86 по всем румбам)

	Градация скорости, м/сек.					Сумма
	0—1	2—5	6—10	11—15	> 15	
Вероятность каждого румба, %	2,5	6,1	3,0	0,6	0,3	12,5
Сумма вероятностей по восьми румбам, %	20,0	48,8	24,0	4,8	2,4	100,0

таблица 2 — когда флюгер расположен вдали от водной поверхности большой реки на равнине (типа ЕТС), где нет никаких элементов защищенности (холмов, строений, деревьев);

таблица 3 — когда вокруг флюгера имеются отдельные элементы защищенности;

таблица 4 — когда флюгер находится среди элементов защищенности и окружен ими.

Таким образом, при изменении розы открытости (например, при ее уменьшении) на класс 1 б, вероятности различных скоростей ветра каждого румба изменяются, как показано в табл. 5.

Таблица 2

Вероятности различных скоростей ветра по направлениям
(роза открытости класса 76 по всем румбам)

	Градация скорости, м/сек.					Сумма
	0—1	2—5	6—10	11—15	> 15	
Вероятность каждого румба, %	2,6	6,2	2,9	0,5	0,3	12,5
Сумма вероятностей по восьми румбам, %	20,8	49,6	23,2	4,0	2,4	100,0

Таблица 3

Вероятности различных скоростей ветра по направлениям
(роза открытости класса 66 по всем румбам)

	Градация скорости, м/сек.					Сумма
	0—1	2—5	6—10	11—15	> 15	
Вероятность каждого румба, %	3,1	6,5	2,5	0,3	0,1	12,5
Сумма вероятностей по восьми румбам, %	24,8	52,0	20,0	2,4	0,8	100,0

Таблица 4

Вероятности различных скоростей ветра по направлениям
(роза открытости класса 56 по всем румбам)

	Градация скорости, м/сек.					Сумма
	0—1	2—5	6—10	11—15	> 15	
Вероятность каждого румба, %	3,4	7,1	1,8	0,2	0,0	12,5
Сумма вероятностей по восьми румбам, %	27,2	56,8	14,4	1,6	0,0	100,0

Таблица 5

Изменение вероятностей различных скоростей ветра
по направлениям при уменьшении розы открытости
на класс 16

	Градация скорости, м/сек.					Сумма
	0—1	2—5	6—10	11—15	> 15	
Изменение вероятности каждого румба, %	+0,3	+0,3	-0,4	-0,1	-0,1	0,0
Изменение суммы вероятностей по восьми румбам, %	+2,4	+2,4	-3,2	-0,8	-0,8	0,0

Следовательно, чем меньше класс розы открытости, т. е. чем мельче сама роза, тем больше вероятность слабых ветров (менее 6 м/сек.) и тем меньше вероятности сильных ветров (более 5 м/сек.), и наоборот.

Если же барический рельеф в отличие от предыдущего будет резко выражен и барический градиент окажется значительным, а роза открытости флюгера будет по-прежнему близка к круговой симметричной, то скоростная роза-диаграмма ветра окажется довольно асимметричной, причем направление наиболее частых ветров будет предопределяться направлением барического градиента, а скорость их — его величиной.

В качестве примеров для розы открытости с классом, близким к 7б, приводятся среднегодовые вероятности различных скоростей ветра по направлениям на станции Безенчук за период 1904—1935 гг. [3, 6] (табл. 6), для розы открытости с классом, близким к 6б, — аналогичные вероятности на станции Горький за период 1936—1953 гг. [6] (табл. 7), а для розы открытости с классом, близким к 5б, — такие же вероятности на станции Рыбинск за период 1936—1953 гг., т. е. преимущественно за период до создания Рыбинского водохранилища [6] (табл. 8).

Таблица 6

Вероятность (%) различных скоростей ветра по направлениям. Безенчук, 1904—1935 гг.

Скорость, м/сек.	Класс								Сумма
	7а	7б				8а			
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
0—1	2,5	2,8	3,5	2,8	3,0	4,6	3,7	2,8	25,7
2—5	3,6	5,4	5,8	4,8	6,1	8,9	6,9	5,4	46,9
6—10	1,6	1,6	2,0	2,3	3,5	4,6	2,6	2,7	20,9
11—15	0,4	0,2	0,3	0,5	0,8	1,0	0,5	0,4	4,1
> 15	0,1	0,1	0,2	0,3	0,7	0,6	0,2	0,2	2,4
Сумма	8,2	10,1	11,8	10,7	14,1	19,7	13,9	11,5	100,0

Таблица 7

Вероятность (%) различных скоростей ветра по направлениям. Горький, 1936—1953 гг.

Скорость, м/сек.	Класс								Сумма
	6б	6а			6б				
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
0—1	2,1	2,4	2,8	3,0	2,6	2,4	2,9	2,9	24,8
2—5	4,8	4,2	5,6	6,4	5,8	7,8	6,9	6,4	47,9
6—10	2,7	1,5	2,5	2,6	3,6	5,5	3,5	3,7	25,6
11—15	0,4	0,1	0,4	0,4	0,4	0,8	0,4	0,5	3,4
> 15	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,5	0,2	0,3	2,0
Сумма	10,3	8,3	11,5	12,6	12,6	17,0	13,9	13,8	100,0

Если же барическое поле будет размыто и барические градиенты будут близки к нулю, а степень открытости различных румбов флюгера будет разная, т. е. роза открытости флюгера будет асимметричной, то вследствие этого и скоростная роза-диаграмма ветра зачастую тоже бу-

Таблица 8

Вероятность (%) различных скоростей ветра по направлениям. Рыбинск, 1936—1953 гг.

Скорость, м/сек.	Класс 5б								Сумма
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
0—1	2,7	2,2	2,8	3,1	3,5	4,6	4,2	3,6	26,7
2—5	6,2	4,0	6,1	8,6	8,4	11,0	7,6	8,4	60,3
6—10	1,5	0,4	1,7	1,8	1,5	2,0	1,5	2,1	12,5
11—15		0,1		0,1	0,1	0,1		0,1	0,5
> 15									
Сумма	10,4	6,7	10,6	13,6	13,5	17,7	13,3	14,2	100,0

дет асимметричной. Часто обе розы могут оказаться сходными по форме, причем вероятности сильных (слабых) ветров от более открытых румбов будут больше (меньше), чем от менее открытых.

Однако это правило не всегда является обязательным. Более того, при определенных условиях (например, на гористых морских побережьях) обе розы могут оказаться взаимно противоположными по форме, как бы зеркальным отражением друг друга, т. е. может оказаться, что чаще дуют ветры от более закрытых румбов и реже — от более открытых; при этом может быть еще и так, что сильные ветры дуют от более закрытых румбов, а слабые — от более открытых.

Это происходит в том случае, если ветры имеют не только горизонтальную составляющую, но и вертикальную (нисходящую или восходящую). Такое различие между скоростной розой-диаграммой ветра и розой открытости флюгера только ярче подчеркивает своеобразие ветрового режима данной местности и помогает глубже проанализировать его особенности.

Наиболее сложный вид скоростная роза-диаграмма ветра будет иметь в том случае, если барический рельеф будет резко выражен и барический градиент окажется значительным, а роза открытости флюгера будет асимметричной (что часто имеет место). В этом случае скоростная роза-диаграмма ветра чаще всего крайне асимметрична. Все соображения, высказанные для предыдущего случая (асимметричная роза открытости флюгера при размытом барическом поле), будут действительны и для рассматриваемого случая.

В этом отношении интересными примерами являются станции Мархотский перевал, Новороссийск, Сочи, Сухуми и др. Иногда при определенных обстоятельствах (например, когда со стороны тех румбов, от которых дуют ветры, предопределяемые влиянием барического градиента, флюгер оказывается наиболее закрытым) скоростная роза-диаграмма ветра может и в этом случае иметь форму, близкую к симметричной круговой.

Важность выявления зависимости скоростной розы-диаграммы ветра от розы открытости флюгера заключается не только в том, что с помощью последней можно глубже проанализировать причины, определяющие особенности ветрового режима данной станции и степень репрезентативности ее для окружающей территории, но и в том, что с помощью предложенной методики можно определить средний многолетний ветровой режим и для тех пунктов, находящихся внутри данной барической области, в которых наблюдения над ветром вовсе не производились.

Для этого необходимо построить розу открытости данного пункта и найти среди окружающих станций такую, флюгер которой имел бы приблизительно сходную розу открытости. Тогда с достаточной степенью надежности можно считать, что средний многолетний ветровой режим в интересующем нас пункте будет аналогичен ветровому режиму на отобранной станции. Такой диагноз климатического режима ветра может иметь большое практическое значение для прикладной климатологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеониздат, Л., 1961.
2. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеониздат, Л., 1957.
3. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роз-диаграмм ветра. Труды ГГО, вып. 113, 1960.
4. Милевский В. Ю. Вероятность ветра различной скорости на территории СССР. Труды ЛГМИ, вып. 12, 1961.
5. Милевский В. Ю. Особенности ветрового режима северной полосы ЕТС. Труды ЛГМИ, вып. 12, 1961.
6. Милевский В. Ю. Ветровой режим средней полосы ЕТС. Труды ЛГМИ, вып. 22, 1964.

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕПРЕРЫВНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ НИЗКИХ ЗИМНИХ ТЕМПЕРАТУР НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Опыт эксплуатации машинного оборудования и инженерных сооружений в условиях Сибири и Крайнего Севера показывает, что с установлением низких зимних температур резко снижается эффективность использования техники, увеличивается число аварийных разрушений деталей машин и элементов металлических конструкций. Одной из причин этого является склонность сталей к хрупкому разрушению при низких температурах. Специалистами отмечено, что чувствительность механизмов к изменению температуры велика уже при температуре ниже 0° . С понижением температуры уменьшается способность металлов к деформации. При некотором критическом значении температуры металл становится хрупким.

Разными авторами зарегистрировано и исследовано [3, 4, 5, 6, 12] большое число случаев хрупких зимних разрушений дорожных, строительных, землеройных и транспортных машин, металлических конструкций и опор линий электропередач при температуре от -10 до -50° и ниже. В Сибири зимой аварийность повышается в 3—4 раза по сравнению с летом.

Быстрый рост поломок наблюдается при температуре -15° и ниже. При температуре ниже -35° поломок бывает в 10—12 раз больше, чем при 0° [10]. Максимальное число поломок приходится на температуру от -15 до -25° [3]. При температуре ниже -35° во избежание аварий эксплуатация машин прекращается.

За период с ноября по март 1954—1958 гг. количество нерабочих часов при производстве наружных работ на строительстве в Норильске составило в среднем 23,5% [1]. В тресте «Черемховуголь» общее число аварийного простоя экскаваторов зимой 1957 г. достигало 7000 час. (летом около 3000 час.). В Иркутской, Магаданской областях, в Якутии и Красноярском крае экскаваторы простаивают до 100 дней в году, а себестоимость ремонта нередко превышает стоимость производства и доставки техники с заводов-изготовителей.

В. Ф. Бурханов [2] считает, что территория, для которой необходимо учитывать особенности суровых климатических условий для техники, работающей на открытом воздухе, составляет около 60% всей территории СССР. В связи с освоением районов с суровым климатом велико технико-экономическое значение проблемы хладостойкости машин и металлических конструкций, особенно для Сибири.

В связи с необходимостью разработки рационального типа машин и металлических конструкций, соответствующих условиям эксплуатации в различных районах Сибири и Крайнего Севера, многие авторы [3, 7, 8] пытаются найти связи числа поломок или числа часов простоя машин с различными показателями термического режима — со средней месячной температурой воздуха, с числом дней со средней суточной температурой воздуха ниже -15° , с абсолютным минимумом температуры воздуха.

Отмечается, что величина простоя машин и механизмов за зимний период различна в отдельные годы даже при почти одинаковой средней температуре воздуха. Максимальное число поломок на Норильском комбинате за 1955—1961 гг. наблюдалось в декабре, хотя самая низкая средняя месячная температура была в феврале; число аварий весной в 1,5 раза меньше, чем осенью, при одинаковой средней месячной температуре, что едва ли может быть объяснено какими-либо производственными причинами (взяты средние данные за 7 лет).

Все указанные факты нельзя объяснить, сопоставляя их только со средней месячной температурой воздуха и числом дней с температурой ниже определенных пределов. Необходимо выяснить те особенности климатических условий, которые влияют на хладостойкость машин и механизмов.

В литературе при описании случаев аварий не отмечается продолжительность воздействия низких температур, приведших к хрупкому разрушению металлических конструкций и деталей машин. Чаще всего указывается значение температуры или отмечается, что авария произошла при низкой температуре.

Возможно, есть какой-то период времени, по истечении которого металлическая конструкция при данной температуре приходит в хрупкое состояние, и, вероятно, продолжительность этого периода неодинакова для морозов различной интенсивности. Длительность простоя механизмов и машин также зависит не только от интенсивности морозов, но и от их непрерывной продолжительности.

В связи с требованиями практиков очевидна необходимость получения данных по длительности периодов с непрерывными морозами различной интенсивности.

В настоящей работе показано, сколько часов подряд держится температура ниже определенных пределов и как часто повторяются периоды с непрерывными морозами различной длительности и интенсивности в разных пунктах.

Для исследований выбрана территория от восточных склонов Уральского хребта до Енисея. Выбор территории обусловлен тем, что в Западной Сибири, характеризующейся довольно суровыми зимними условиями, создается крупнейший народнохозяйственный комплекс на базе вновь открытых месторождений нефти и газа. В связи с этим увеличится объем строительно-монтажных и земляных работ, производимых в условиях низких отрицательных температур.

Методика определения непрерывной продолжительности низких температур

Прежде всего необходимо разработать наиболее целесообразную методику определения длительности периодов с непрерывными низкими температурами.

Продолжительность периодов с непрерывными низкими температурами более или менее точно можно получить по данным термографов.

Обработка данных термографов была произведена за 10 лет в основном с зимы 1950-51 г. по зиму 1959-60 г.

Трудно найти на обширной исследуемой территории достаточное число станций с непрерывными наблюдениями по термографу за указанный период, поэтому по некоторым пунктам использовались данные с отклонением в ту или другую сторону от этого периода. Имеющиеся материалы термографов неполные, так как часто термографы останавливаются при низких температурах, и в этом случае продолжительность особо низких температур определить не удастся.

Кроме того, термографы имеются не на всех станциях, и некоторые районы остаются неосвоенными. Поэтому была сделана попытка использовать для расчета непрерывной продолжительности низких температур четырехсрочные наблюдения. Для этого прежде всего нужно установить, с какой точностью можно получить данные о непрерывной продолжительности морозов по четырехсрочным наблюдениям.

Продолжительность периодов с непрерывными морозами ниже -10° , -12° , -14° и т. д. через 2° за зимний период определялась, как правило, с ноября по март. Если в некоторые годы морозы ниже -10° наблюдались в октябре и в апреле, они также учитывались. Непрерывная продолжительность низких температур по четырехсрочным наблюдениям вычислялась путем линейной интерполяции температуры между сроками.

Суточный ход температуры воздуха в зимние месяцы (декабрь, январь), а также в ноябре незначительный. Поэтому ошибка вследствие линейной интерполяции очень невелика. Суточный ход температуры воздуха увеличивается в феврале и особенно в марте. Но в эти месяцы минимум температуры воздуха (точка перелома в суточном ходе) приходится приблизительно на 7-часовой срок. Линейная интерполяция между 1 и 7 час. и между 7 и 13 час. вполне допустима. Несколькая большая ошибка может быть при интерполяции между 13 и 19 час. Но если при интерполяции учитывать также ежедневный максимум температуры, приходящийся на послеполуденные часы, и тот факт, что температура по термографу дается в среднем за 1 час, то ошибка вследствие линейной интерполяции между этими сроками остается небольшой.

На рис. 1 для примера показана связь между средней продолжительностью периодов с непрерывными низкими температурами по четырехсрочным наблюдениям и по термографу в Сургуте. На графике точками нанесены средние значения непрерывной продолжительности низких температур, вычисленные по термографу и по четырехсрочным наблюдениям за 10-летний период (1952—1964 гг. с пропусками). Первая точка вблизи начала координат соответствует средней продолжительности морозов ниже -48° , следующая — продолжительности морозов ниже -46° и т. д.; последняя точка с координатами 88 часов по термографу и 88 часов по четырехсрочным наблюдениям соответствует непрерывной продолжительности морозов ниже -10° .

Такие же связи были получены для ряда других пунктов исследуемой территории. Их можно записать в виде следующих уравнений:

$$\begin{aligned}y &= 1,05 x + 2,0 \text{ (Свердловск),} \\y &= 1,01 x + 2,0 \text{ (Салехард),} \\y &= 1,02 x + 2,0 \text{ (Сургут),} \\y &= 1,08 x + 2,0 \text{ (Барнаул),} \\y &= 1,01 x + 1,0 \text{ (Туруханск),} \\y &= 0,97 x + 2,0 \text{ (Енисейск),}\end{aligned}$$

где x — продолжительность периодов с низкими температурами по четырехсрочным наблюдениям, y — по термографу.

Из этих уравнений видно, что средняя продолжительность периодов с непрерывными низкими температурами, вычисленная по четырехсрочным наблюдениям, меньше, чем по термографу, на 5—20%, причем, чем короче периоды с непрерывными морозами, тем больше относительная ошибка; так как ошибки при вычислении по четырехсрочным наблюдениям возникают на концах периодов с непрерывными морозами.

Например, если непрерывная продолжительность морозов по термографу равна 10 час., то по четырехсрочным наблюдениям она равна

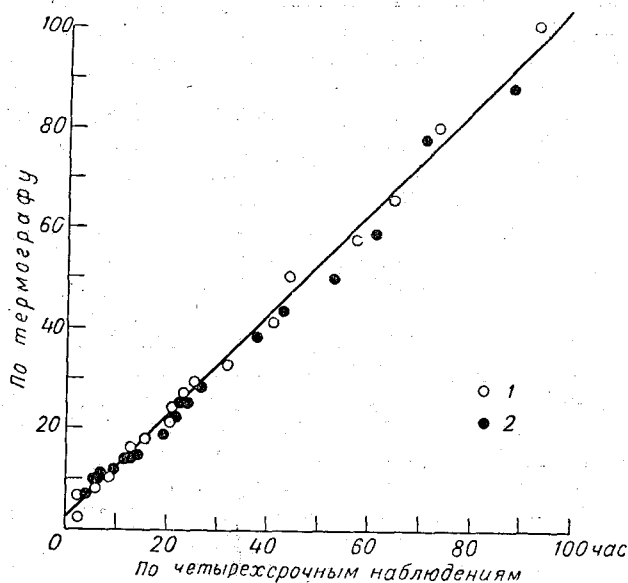


Рис. 1. Связь средней продолжительности периодов с непрерывными морозами, определенной по термографу и по четырехсрочным наблюдениям. Сургут.
1 — за 5-летний период, 2 — за 10-летний период.

8 час., (разница в 2 часа дает относительную ошибку 20%); при продолжительности периодов с непрерывными морозами в 40 час. по термографу продолжительность периодов по четырехсрочным наблюдениям равна 38 час. (разница 2 часа, относительная ошибка 5%).

На рис. 2 дается связь числа периодов с непрерывными морозами по термографу и по четырехсрочным наблюдениям для станции Сургут.

Связь между числом периодов с непрерывными морозами, вычисленными по термографу и четырехсрочным наблюдениям для рассматриваемых пунктов, выражается следующими уравнениями:

$$\begin{aligned} y &= x - 2,0 \text{ (Свердловск),} \\ y &= 0,95 x - 1,4 \text{ (Салехард),} \\ y &= 0,98 x - 2,0 \text{ (Сургут),} \\ y &= 0,92 x - 1,8 \text{ (Барнаул),} \\ y &= 0,96 x \text{ (Туруханск),} \\ y &= 0,96 x \text{ (Енисейск).} \end{aligned}$$

Число периодов с непрерывными низкими температурами, вычисленное по четырехсрочным наблюдениям, больше, чем по термографу, на 8—15% (на 2—5 случаев).

Как видно из уравнений линий связи, коэффициенты и свободные члены уравнений различаются незначительно. Это значит, что для тех пунктов Западной Сибири, где нет наблюдений по термографам, для приведения средней продолжительности периодов с непрерывными низкими температурами, вычисленной по четырехсрочным наблюдениям, к термографу можно пользоваться формулой со средним значением коэффициента и свободного члена

$$y = 1,01x + 2,0, \quad (1)$$

а для приведения числа периодов с непрерывными низкими температурами формулами:

для Западной Сибири

$$y = 0,96x - 1,8, \quad (2)$$

для Красноярского края

$$y = 0,96x. \quad (3)$$

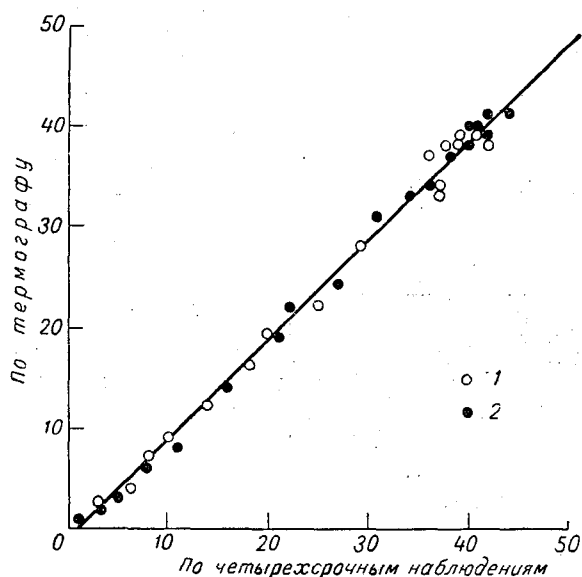


Рис. 2. Связь числа периодов (за ноябрь—март) с непрерывными морозами по термографу и по четырехсрочным наблюдениям. Сургут.

1 — за 5-летний период, 2 — за 10-летний период.

Уравнения линий связи были получены на основе параллельной обработки данных по термографу и четырехсрочным наблюдениям, проведенной за 10-летний период.

Чтобы определить устойчивость связей, полученных из 10-летних наблюдений, были исследованы также связи, полученные из периодов различной длительности. На рис. 1 и 2 даны связи, полученные для станции Сургут по данным за 5- и 10-летний периоды. Линии связи практически совпадают. Значит, для установления связей между непрерывной продолжительностью морозов, вычисленной по термографу и четырехсрочным наблюдениям для пунктов, расположенных на территории Западной Сибири, достаточно провести обработку параллельных наблюдений за 5-летний период.

Однако получить устойчивые значения продолжительности периодов с непрерывными морозами из 5-летних наблюдений невозможно. Значения продолжительности периодов с непрерывными низкими температурами, вычисленные для Сургута за 5-летний период, отличаются от 10-летних на 10—12% для температур от -10 до -40° , для более низких значений температуры воздуха ошибка увеличивается до 35%.

Необходимо также оценить устойчивость непрерывной продолжительности низких температур, полученных из 10-летних наблюдений. Но в исследуемом районе трудно найти станции с такими продолжительными непрерывными наблюдениями по термографу, поэтому сравнение 10-летних средних значений продолжительности периодов с низкими температурами с 20-летними произведена для Ленинграда, пункта с очень непродолжительными, прерывистыми и не очень интенсивными (от -10 до -30°) морозами.

Исследование показало, что ошибка в определении средней продолжительности морозов ниже -10° из 10-летнего ряда наблюдений по отношению к 20-летнему ряду не превышает 3%, для продолжительности периодов с более низкими температурами она увеличивается до 8%. Линии же связи из 10- и 20-летних наблюдений практически совпадают¹.

Кроме исследования связей средней продолжительности периодов и числа периодов с непрерывными низкими температурами, рассмотрены связи интегральной повторяемости периодов различной длительности по четырехсрочным наблюдениям и по термографу.

Интегральная повторяемость вычислена для периодов с непрерывными низкими температурами продолжительностью более 1, 6, 12 час., 1, 1,5, 2, 3 и т. д. суток и более 50 суток по четырехсрочным наблюдениям и по термографу. Связь их дается для периодов с морозами ниже -10° и ниже -30° .

Связь интегральной повторяемости периодов с непрерывными морозами ниже -10° , определенной по термографу и четырехсрочным наблюдениям в Сургуте, прямолинейна (рис. 3). Прямолинейность связи сохраняется для всех шести станций:

$$y = 1,02 x \text{ (Свердловск),}$$

$$y = 1,02 x \text{ (Салехард),}$$

$$y = 1,05 x \text{ (Сургут),}$$

$$y = 1,04 x \text{ (Барнаул),}$$

$$y = 1,00 x \text{ (Туруханск),}$$

$$y = 1,01 x \text{ (Енисейск).}$$

Общее для рассматриваемой территории уравнение имеет вид

$$y = 1,02x. \quad (4)$$

Для периодов с температурами ниже -20 , -30 , -40° линии связи искривляются и тем больше, чем ниже температура. В качестве примера на рис. 3 для станции Сургут приводится линия связи для периодов с температурой ниже -30° .

Искривление линии связи происходит по следующей причине. Как уже указывалось выше, продолжительность периодов с непрерывными

¹ Уравнение линии связи для Ленинграда имеет вид

$$y = 0,90 x + 2,0$$

для средней продолжительности периодов с непрерывными морозами и

$$y = 1,10 x$$

для числа периодов с непрерывными морозами.

морозами, вычисленная по четырехсрочным наблюдениям, меньше, чем по термографу. Поскольку периоды с более низкими температурами короче, то доля ошибки при определении их по четырехсрочным наблюдениям увеличивается.

Соответствующие периоды, вычисленные по четырехсрочным наблюдениям, при определении повторяемости попадают в соседние градации с меньшей продолжительностью и увеличивают повторяемость периодов этой градации по сравнению с термографом. Это дает искривление линии связи на графике, так как концы линии связи привязаны к точкам 0 и 100%. Линии связи интегральной повторяемости периодов с непрерывными морозами ниже определенных пределов для пунктов,

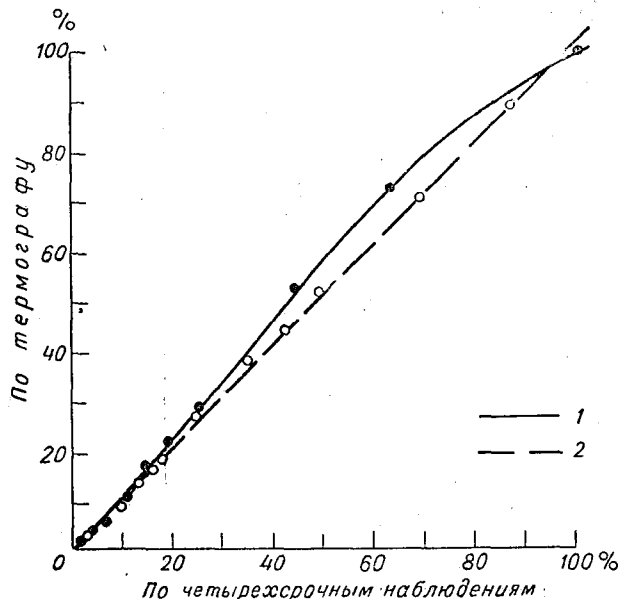


Рис. 3. Связь интегральной повторяемости (%) периодов с непрерывными морозами ниже -30° (1) и ниже -10° (2) по термографу и по четырехсрочным наблюдениям. Сургут.

расположенных на достаточно большом расстоянии (Сургут и Туруханск, Свердловск и Барнаул), совпадают, т. е. подчиняются одной закономерности, или очень близки (Туруханск и Енисейск, Сургут и Енисейск).

Это дает возможность использовать полученные связи для введения поправок к интегральной повторяемости периодов с непрерывными морозами из четырехсрочных наблюдений для промежуточных станций в случае отсутствия на них наблюдений по термографу.

Непрерывная продолжительность низких отрицательных температур в Западной Сибири

Продолжительность периодов с непрерывными низкими температурами по термографу вычислена по 13 станциям Западной Сибири и Красноярского края. На большей части рассматриваемой территории в середине зимы температура ниже -10° , -20° сохраняется очень долго и трудно отнести тот или иной период с морозами к определенному

месяцу. Поэтому вычислена средняя непрерывная продолжительность периодов с низкими температурами для большинства станций за период декабрь — февраль. В ноябре и в марте морозы часто прерываются, они менее продолжительны и подсчитывают их отдельно.

Для некоторых пунктов (где морозы чаще прерываются и менее продолжительны) средняя продолжительность периодов с непрерывными морозами вычислена и для отдельных месяцев зимнего периода. Кроме того, для всех пунктов получена средняя за зимний период продолжительность непрерывных низких температур.

Средняя за ноябрь — март продолжительность периодов с непрерывными морозами различной интенсивности дается на рис. 4 для ряда станций, характеризующих различные районы исследуемой территории.

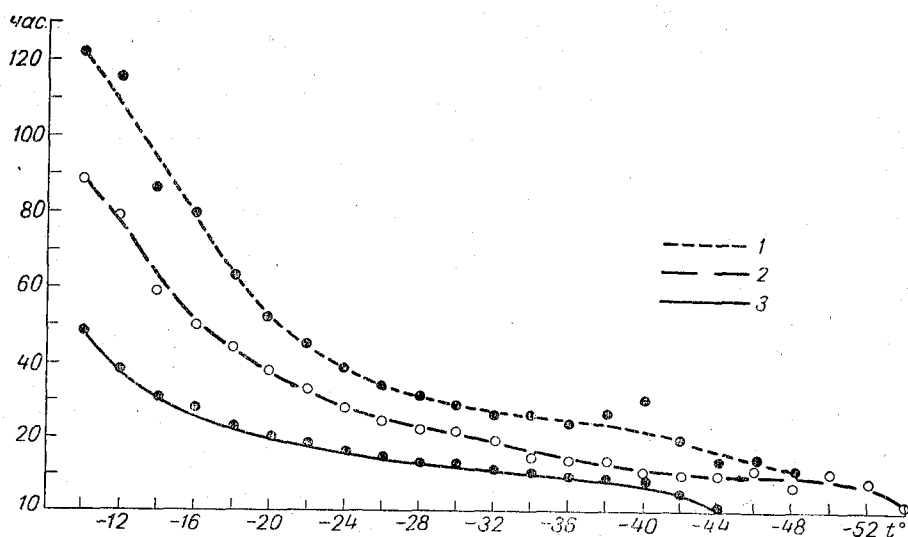


Рис. 4. Средняя (за ноябрь — март) продолжительность периодов с непрерывными морозами ниже указанных температур.
1 — Туруханск, 2 — Сургут, 3 — Барнаул.

В Южной части рассматриваемой территории (Барнаул) средняя продолжительность непрерывных морозов уменьшается от 48 час. для температуры ниже -10° до 2 час. для температуры ниже -44° .

Наиболее продолжительные морозы наблюдаются в Туруханске. С ростом интенсивности морозов средняя продолжительность их быстро уменьшается, от 122 часов для морозов -10° до 45 час. для морозов -22° . Непрерывная продолжительность более сильных морозов уменьшается медленнее: от 39 час. для морозов ниже -24° до 11 час. для морозов ниже -48° .

На графике данные Туруханска ложатся с большим разбросом, чем данные Барнаула и Сургута. Это связано с тем, что средняя продолжительность непрерывных низких температур в Туруханске из-за отсутствия данных получена по 5-летним наблюдениям.

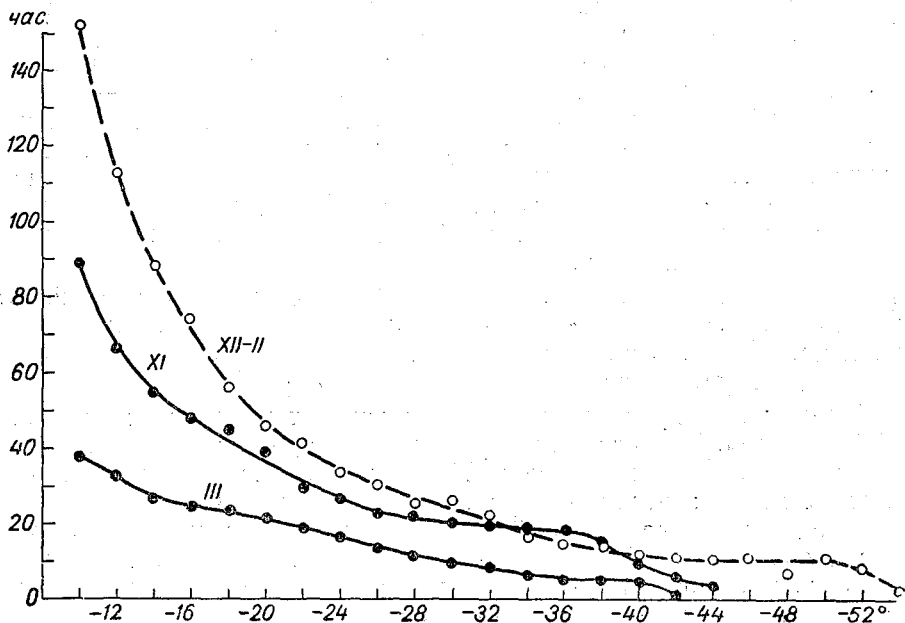
Продолжительность температур ниже -38 , -40 , -42° и т. д. получена из небольшого числа наблюдавшихся за 5-летний период случаев и носит ориентировочный характер.

Средняя продолжительность непрерывных низких температур в середине зимы больше, чем приведенная выше средняя продолжительность морозов за ноябрь — март.

В Сургуте в период декабрь — февраль (рис. 5) средняя продолжительность морозов ниже -10° равна 152 час. (средняя за холодный период — 88 час.), морозы ниже -20° держатся около 48 час., морозы от -40 до -50° — не более 10—12 час.

Чаще всего в Сургуте наблюдаются морозы ниже -14 , -22° (40—42 периода за ноябрь — март со средней продолжительностью от 64 до 33 час.). Наибольшее число периодов с непрерывными морозами в Туруханске приходится на морозы ниже -18 , -26° (около 40—50 периодов за зиму приблизительно с такой же, как в Сургуте, непрерывной продолжительностью — от 65 до 35 час.).

Как отмечалось выше, наибольшее число поломок машин и механизмов приходится именно на этот диапазон температур, так как периоды



5. Средняя продолжительность периодов с непрерывными морозами ниже указанных температур. Сургут.

с более низкими температурами отмечаются реже. Например, за зиму наблюдается менее 20 периодов со средней продолжительностью от 15 до 25 час. с непрерывной температурой ниже -35° (когда механизмы простаивают). Анализ средней продолжительности периодов с непрерывными морозами за отдельные месяцы, вычисленной для ряда пунктов, показывает, что наибольшая непрерывная продолжительность морозов ниже -16 , -18° (а по некоторым пунктам начиная с -14°) наблюдается в декабре, а не в январе или в феврале, т. е. не совпадает с минимумом в годовом ходе температуры. Но число периодов и общая продолжительность периодов с непрерывными низкими температурами в декабре меньше, чем в январе или в феврале.

Вероятно, поэтому максимальное число поломок машин и механизмов отмечается в декабре, когда периоды с морозами наиболее продолжительные. Наибольшее же число часов простоя машин приходится на январь, что совпадает с максимумом общей продолжительности всех периодов с непрерывными морозами.

В табл. 1 приводятся продолжительность и число периодов с непрерывными низкими температурами в отдельные месяцы зимнего периода по станциям Колпашево и Барнаул. Средняя продолжительность непрерывных морозов в декабре больше, чем в январе, в Колпашеве начиная с -18° , в Барнауле — с -16° . Непрерывная продолжительность морозов ниже -30° , -35° за отдельные месяцы получена из небольшого числа случаев, наблюдавшихся за рассмотренные десять зим, и носит ориентировочный характер.

Средняя продолжительность периодов с непрерывными морозами осенью (ноябрь) в 2—3 раза больше, чем весной (март), т. е. морозы весной прерываются чаще. В 80—90% случаев непрерывная продолжительность их не превышает одних суток, хотя март холоднее ноября (по средней месячной температуре, среднему минимуму, среднему из абсолютных минимумов температуры). Общая продолжительность всех периодов с непрерывными морозами осенью больше, чем весной. Судя по числу дней с минимальной температурой воздуха ниже -25° , -30° , такие значения температуры в марте наблюдаются чаще, чем в ноябре, но продолжительность их меньше 1 часа, поэтому они отмечаются только минимальным термометром преимущественно в ночные часы, но в это время обычно механизмы не работают. Днем же в результате интенсивного прогрева и повышения температуры (большой суточный ход) морозы прерываются.

Очевидно, что климатические особенности осеннего и весеннего периодов объясняют увеличенное число поломок деталей машин в осенний период по сравнению с весенним при одинаковых средних значениях температуры воздуха.

Непрерывная продолжительность низких температур, вычисленная по 13 станциям Западной Сибири, дает некоторое представление о пространственном ее распределении. Продолжительность периодов с непрерывными морозами ниже -10° на севере Западной Сибири (Салехард, Туруханск) достигает 110—120 час., в южной и юго-западной части (Свердловск, Омск, Барнаул) — 45—55 час. Непрерывная продолжительность морозов ниже -20° на севере этого района около 50 час., в южной и юго-западной части — около 20 час. Морозы ниже -30° по всей территории непрерывно держатся в среднем от 10 до 30 час., морозы ниже -40° — от 10 до 20 час., морозы ниже -50° — от 1 до 10 час.

Средняя продолжительность периодов с непрерывными морозами значительно меняется от года к году.

В табл. 2 представлены средняя за 10 лет и крайние значения средней продолжительности периодов за отдельные годы с температурой ниже -10° , -20° , -30° , -40° для станций Сургут и Барнаул.

Наибольшие отклонения средней продолжительности периодов с температурой ниже -10° в отдельные годы от средней за 10 лет приходится на центральные зимние месяцы, наименьшие — на март. Изменчивость средней продолжительности периодов с более низкими температурами уменьшается, особенно в центральные зимние месяцы. Средняя продолжительность периодов с морозами в ноябре колеблется от года к году больше, чем в марте.

Например, в Сургуте в ноябре морозы ниже -30° могут непрерывно держаться от 1 до 54 час., в марте наибольшая продолжительность с такими температурами не превышает 13 час. В Барнауле температура ниже -30° в осенние и весенние месяцы отдельных лет не наблюдается, а в отдельные годы держится более 20 час. (осенью) и 6 час. (весной).

Продолжительность периодов с непрерывными морозами и число периодов

Месяц	Температура воздуха (град.) ниже																		
	—10	—12	—14	—16	—18	—20	—22	—24	—26	—28	—30	—32	—34	—36	—38	—40	—42	—44	—46

Колпашево, 1949—1959 гг.

Средняя продолжительность периодов с непрерывными морозами, час.

Ноябрь	84	66	54	48	35	25	23	20	20	17	19	24	27	32	67	27	10	12	14	
Декабрь	95	75	60	50	51	54	47	40	38	30	30	35	40	32	17	14	7	5		
Январь	202	138	81	68	45	35	32	29	23	22	20	18	16	12	11	10	13	4	4	2
Февраль	98	64	55	42	33	28	25	21	19	19	18	16	19	14	17	15	11	7	5	6
Март	26	23	21	17	15	14	12	11	9	8	6	7	5	3						

Среднее число периодов с непрерывными морозами

Ноябрь	5,4	6,1	6,4	6,2	7,0	8,1	6,9	6,0	4,6	3,7	2,3	1,4	1,2	0,6	0,2	0,3	0,8	0,3	0,2	
Декабрь	5,7	6,5	7,2	7,4	6,2	5,1	5,1	5,3	4,6	4,6	3,6	2,4	1,7	1,7	2,2	1,7	1,1	0,3		
Январь	3,7	5,1	7,7	8,1	10,6	11,2	10,1	9,3	9,2	7,4	6,3	5,6	4,6	3,6	2,2	1,3	0,6	0,6	0,2	0,1
Февраль	4,8	6,7	7,4	8,8	9,4	9,2	8,4	8,1	6,4	5,2	4,3	3,6	2,2	2,1	1,1	0,9	0,7	0,6	0,3	0,1
Март	14,7	14,3	13,1	13,2	11,3	10,1	8,7	6,8	5,3	3,6	2,7	1,0	0,6	0,1						

Общая продолжительность периодов с непрерывными морозами, час.

Ноябрь	456	401	345	300	241	200	151	116	90	62	45	34	26	18	15	9	8	4	3	
Декабрь	551	490	455	367	316	273	239	213	176	139	110	83	68	56	40	24	7	1		
Январь	739	708	621	548	476	396	321	267	212	162	129	100	72	43	25	13	7	2	1	0,2
Февраль	469	429	408	365	309	253	213	167	130	99	76	57	41	30	19	14	8	4	2	1
Март	388	329	275	227	174	137	100	73	48	30	17	7	3	0,3						

Месяц	Температура воздуха (град.) ниже														
	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22	-24	-26	-28	-30	-32	-34	-36	-38
	-40	-42	-44	-46	-48										

Барнаул, 1946—1949, 1951—1954, 1956—1958, 1961—1964 гг.

Средняя продолжительность периодов с непрерывными морозами, час.

Ноябрь	48	38	34	26	23	20	22	23	25	18	11	15	9	11	8
Декабрь	52	43	36	35	32	27	28	23	25	21	19	13	11	11	8
Январь	64	48	38	28	25	22	16	13	11	10	10	8	5	4	3
Февраль	66	45	34	29	24	20	17	14	12	11	10	11	10	10	7
Март	22	19	15	14	13	9	8	7	5	3	2				1

Среднее число периодов с непрерывными морозами

Ноябрь	6,0	6,8	7,8	7,0	6,3	5,0	4,3	2,8	2,0	1,7	1,7	0,8	0,7	0,4	0,3
Декабрь	7,8	7,8	7,5	6,1	5,7	5,0	4,7	3,8	3,1	2,1	2,0	1,7	1,1	0,7	0,2
Январь	8,4	9,6	10,2	11,5	10,4	9,4	8,9	7,8	6,8	5,7	3,4	2,2	1,3	0,8	0,4
Февраль	7,7	9,9	11,4	11,4	11,3	10,9	10,0	9,2	6,7	5,7	4,1	2,8	1,6	1,0	0,6
Март	11,7	10,8	10,6	8,3	6,5	6,2	4,2	3,1	2,1	1,0	0,5	0,2		0,2	0,1

Общая продолжительность периодов с непрерывными морозами, час.

Ноябрь	289	258	221	181	146	113	86	62	46	41	31	18	12	6	4
Декабрь	410	340	269	214	182	150	124	113	73	54	41	32	22	13	8
Январь	534	462	388	325	262	211	169	126	86	58	35	21	11	4	2
Февраль	504	449	393	334	272	215	170	130	95	66	43	27	17	10	6
Март	261	204	160	114	85	58	37	23	14	5	2	0,3			

Средние за 10 лет и крайние значения продолжительности периодов (час.) с низкими температурами за отдельные годы

Месяц	Характеристика продолжительности	Непрерывные морозы ниже					
		-10°	год	-20°	год	-30°	год
Сургут							
Ноябрь	Средняя за 10 лет	89		39		21	
	Наибольшая	143	1952	56	1957	54	1957
	Наименьшая	48	1956	11	1956	1	1961
	Средняя за 10 лет	152		46		27	
	Наибольшая	726	1955-58	67	1952-53	45	1959-60
	Наименьшая	39	1961-62	30	1961-62	10	1961-62
	Средняя за 10 лет	38		22		10	
Март	Наибольшая	84	1960	43	1960	13	1964
	Наименьшая	23	1966	8	1954	1	1960
	Средняя за 10 лет	1852	XII-II 1952-53	370	I 1960	182	XI 1952
	Максимальная за 10-летний период					106	I 1959
Барнаул							
Ноябрь	Средняя за 10 лет	48		23		18	
	Наибольшая	136	1952	60	1952	22	1948
	Наименьшая	3	1963	—		—	
Декабрь	Средняя за 10 лет	52		30		20	
	Наибольшая	82	1952	52	1947	36	1947
	Наименьшая	29	1957	6	1957	—	
Январь	Средняя за 10 лет	64		23		10	
	Наибольшая	706	1947	45	1947	14	1958
	Наименьшая	16	1964	13	1952, 1962	—	
Февраль	Средняя за 10 лет	66		20		10	
	Наибольшая	228	1954	59	1957	32	1957
	Наименьшая	19	1949	7	1949	—	
Март	Средняя за 10 лет	22		9		3	
	Наибольшая	32	1954	15	1964	6	1947
	Наименьшая	13	1953	4	1962	—	
Максимальная за 10-летний период .		706	I 1947	212	XI 1947	109	XII 1948

На рис. 6 даются кривые интегральной повторяемости температур ниже указанных пределов с непрерывной продолжительностью более 12 час., 1, 3, 5 и 10 суток для станции Сургут.

Из рис. 6 видно, что морозы ниже -10° в 52% случаев непрерывно держатся более 1 суток, в 18% случаев — более 5 суток и только в 9% случаев — более 10 суток.

Морозы ниже -30° в 53% случаев держатся менее 12 час., в 22% случаев — более 1 суток, а продолжительность морозов ниже -40° в 76% случаев не превышает 12 час.

В южной части Западной Сибири (Барнаул) морозы ниже -10° в 64% случаев держатся менее 1 суток и только в 11% случаев — бо-

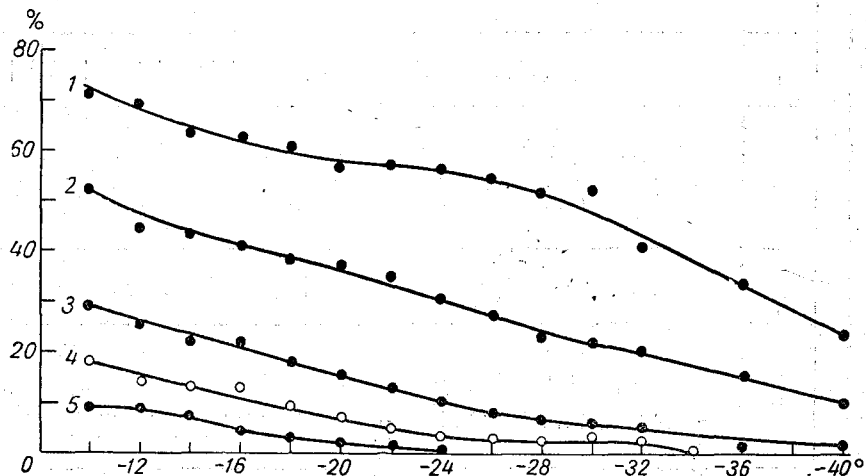


Рис. 6. Повторяемость морозов ниже указанных температур с различной непрерывной продолжительностью. Сургут.

1 — более 12 час., 2 — более 1 суток, 3 — более 3 суток, 4 — более 5 суток, 5 — более 10 суток.

лее 5 суток, морозы ниже -20° в 53% случаев наблюдаются менее 12 час., в 15% случаев — более 1 суток. Продолжительность морозов ниже -30° в 72% случаев не превышает 12 час.

Выводы

1. Для станций Западной Сибири при отсутствии на них наблюдений или недостаточности периода наблюдений по термографам непрерывная продолжительность низких температур может быть получена по четырехсрочным наблюдениям путем линейной интерполяции температуры между сроками и последующим приведением к термографу по уравнению (1).

Для приведения числа периодов с непрерывными морозами используются формулы (2) и (3).

Интегральная повторяемость периодов с морозами ниже -10° приводится по уравнению (4), повторяемость морозов ниже -20 , -30 , -40° приводится по соответствующим графикам связи.

2. Устойчивые связи (уравнения и графики для приведения) можно получить из параллельных наблюдений за 5-летний период. Для получения устойчивых значений продолжительности периодов с непрерывными низкими температурами 5-летних наблюдений недостаточно, особенно для температур ниже -30 , -35° .

3. Наибольшая продолжительность морозов, при которых увеличивается число поломок строительных машин и механизмов, наблюдается в декабре.

Наибольшее число периодов с непрерывными низкими температурами и наибольшая общая продолжительность их приходится на январь или февраль.

4. Непрерывная продолжительность периодов с низкими отрицательными температурами осенью в 2—3 раза больше, чем весной, при одинаковых (или более низких весной) значениях средней месячной температуры.

5. Данные непрерывной продолжительности низких отрицательных температур могут быть использованы:

а) при определении потребности различных районов Западной Сибири в строительных и дорожных машинах, приспособленных для работ в условиях севера;

б) для разработки технических требований к эксплуатационным качествам строительных машин, предназначенных работать в районах с различной степенью суровости климата;

в) для выработки режима работы строительных механизмов при разных значениях низких температур.

6. Полученные данные о непрерывной продолжительности низких температур дают лишь общее представление о пространственном ее распределении. Для более детального районирования территории непрерывную продолжительность низких температур необходимо вычислить по большему числу пунктов. Ввиду недостаточности данных наблюдений по термографам эта работа может быть произведена с использованием четырехсрочных наблюдений и введением к ним соответствующих поправок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов К. Н. Некоторые вопросы жилищного строительства на Крайнем Севере. Красноярск, 1962.
2. Бурханов В. Ф. Суровость климата Севера СССР и ее влияние на эксплуатацию техники. Ж. «Колыма», № 4, 1966.
3. Захаров В. Ф., Попов К. В., Савицкий В. Г. К вопросу о влиянии некоторых особенностей климата Сибири на работоспособность техники. Докл. ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, вып. 7, Иркутск, 1964.
4. Котов В. В., Савицкий В. Г. Особенности сварки при ремонте конструкций, работающих в условиях низких температур. Изд. ЦБТИ Иркутского совнархоза, 1960.
5. Кузнецов В. Д. Хладноломкость рельсовой стали. Ж. «За индустриализацию Сибири», № 11—12, 1930.
6. Левенсон Я. С. Причины обрушений конструкций промышленных зданий в условиях сибирской зимы. Ж. «Промышленное строительство», № 2, 1963.
7. Меккель С. А. О некоторых экономических вопросах использования машинного оборудования при низких температурах. Изв. СО АН СССР, № 7, 1962.
8. Попов К. В., Чукреев В. К. Оценка зимнего термического режима Сибири в связи с проблемой хладостойкости технических устройств. Докл. ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, вып. 3, Иркутск, 1963.
9. Попов К. В., Савицкий В. Г. Исследование хладостойкости деталей экскаваторов при работе в суровых климатических условиях. Ж. «Строительные и дорожные машины», № 3, 1963.
10. Попов К. В. Сопротивляемость хрупкому разрушению — фактор надежности и долговечности машин северного исполнения. Ж. «Строительные и дорожные машины», № 5, 1966.
11. Савицкий В. Г., Шулунов П. М., Круглов Г. М., Попов К. В. Пути повышения хладостойкости горного оборудования. Техн.-эконом. бюлл. Иркутского совнархоза, № 3, 1959.
12. Ужик Г. Д. Прочность и пластичность металлов при низких температурах. Изд. АН СССР, 1957.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УДЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ И СВЯЗЬ ИХ С СИНОПТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

До последнего времени в литературе приводятся данные удельной влажности в стратосфере, рассчитанные по формуле Ганна, так как некоторые теоретики необоснованно считают, что радиозондовые данные относительной влажности ненадежны. Формула Ганна получена на основе данных наблюдений в горах на высоте 3—4 км и относительно правильно отражает изменение удельной влажности с высотой лишь в нижней тропосфере.

В настоящей статье излагаются результаты исследования удельной влажности в тропосфере и стратосфере. Расчеты произведены по формулам [2, 3]:

для территории СССР

$$q = 622 \frac{e}{p}, \quad (1)$$

где q — удельная влажность, г/кг, e — упругость водяных паров, p — давление воздуха, мб;

для Америки

$$q_h = q_0 e^{-k_{10} \gamma h} \frac{p_0}{p_h}, \quad (2)$$

где q_0 и q_h — удельная влажность соответственно у земли и на высоте, γ — вертикальный градиент температуры воздуха, p_0 и p_h — давление у земли и на высоте соответственно, h — высота, км.

Значения, полученные по этим формулам, мало различаются, особенно при переменном k (табл. 1).

Сопоставление карт удельной влажности с картами температуры показало [3], что зимой к северу от 40° с. ш. распределение влажности в основном определяется термическим режимом. К югу от 40° с. ш. распределение удельной влажности не коррелируется с температурой столь явно.

Термические влияния летом резче всего проявляются к северу от 60° с. ш. над территорией Евразии, частично над Северной Америкой и над океанами. В частности, гребень тепла, распространяющийся над западной частью Канады, проявляется в росте удельной влажности вдоль своей оси,

Таблица 1

Сравнение значений удельной влажности, вычисленной по различным формулам
за 30 июля 1962 г. на 15 час.

p мб	Каунас				Харьков				Красный Чикой			
	H км	k	q ₁ г/кг	q ₂ г/кг	H км	k	q ₁ г/кг	q ₂ г/кг	H км	k	q ₁ г/кг	q ₂ г/кг
800	1,99	0,083	3,58	3,56	1,99	0,070	3,37	2,84	2,0	5,24	6,87	6,84
600	4,2	0,098	1,10	1,07	4,3	0,122	0,715	0,700	4,3	0,164	1,31	1,27
500	5,6	0,095	0,627	0,612	5,7	0,067	1,85	1,90	5,8	0,143	0,498	0,493
350	8,1	0,100	0,128	0,118	8,3	0,080	0,437	0,420	8,4	0,118	0,196	0,184
300	9,2	0,095	0,061	0,096	9,3	0,092	0,125	0,120	9,5	0,112	0,128	0,120
200	11,8	0,105	0,090	0,082	12,0	0,096	0,134	0,130	12,2	0,115	0,017	0,016
150	13,7	0,109	0,087	0,079	13,4	0,103	0,073	0,067	14,0	0,116	0,028	0,025
100	16,4	0,112	0,090	0,082	16,6	0,106	0,052	0,047	16,6	0,119	0,031	0,028
70	18,7	0,115	0,117	0,106	18,9	0,093	0,063	0,057	18,9	0,120	0,049	0,052
50	20,9	0,110	0,199	0,193	21,1	0,110	0,106	0,094	21,1	0,120	0,062	0,055
30	24,3	0,115	0,240	0,222	24,4	0,114	0,238	0,214	24,4	0,122	0,141	0,132
20	27,0	0,115	0,588	0,518	27,1	0,113	0,423	0,401	27,0	0,126	0,202	0,198
15	28,9	0,120	0,726	0,674	29,1	0,117	0,697	0,667	29,0	0,132	0,319	0,296
10	31,6	0,122	1,72	1,56	31,9	0,122	1,44	1,33	31,7	0,130	0,821	0,830
8	33,0	0,110	4,08	3,98	33,0	0,125	1,73	1,67	33,0	0,129	0,855	0,808
7	34,0	0,113	5,78	4,98	34,0	0,126	2,45	2,29	34,0	0,132	1,07	0,986

Примечание. q₁ получено по формуле (1), q₂ — по формуле (2).

Влияние вертикальных движений на распределение удельной влажности более заметно в зоне распространения субтропических максимумов, где на фоне высоких температур наблюдаются области пониженных значений удельной влажности.

Так, над Сахарой в июле на изобарической поверхности 850 мб влажность такая же, как и на 70° с. ш. над Евразией, при разности средней температуры между этими районами, равной 25° .

В приземном слое воздуха количественные характеристики удельной влажности в основном определяются соотношением температуры и давления воздуха и соответственно направленностью воздушных течений. При удалении от земной поверхности зависимость влажности от поля давления уменьшается, а обнаруживается более тесная ее связь с термическим полем атмосферы, т. е. со стратификацией масс воздуха. Наиболее ярко эта связь, особенно летом, проявляется с увеличением высоты в стратосфере полярных районов (севернее 60° с. ш.).

В стратосфере вертикальные движения также оказывают большое влияние на увлажнение воздуха. Как правило, в теплых циклонах и антициклонах атмосфера более увлажнена, чем в холодных, так как теплая масса обладает большими восходящими движениями, чем холодная. На очаги тепла приходятся очаги повышенного увлажнения, а на очаги холода — очаги относительной сухости.

В нижней стратосфере, где господствуют еще относительно низкие температуры воздуха, значения удельной влажности невелики. В верхней же стратосфере (в слое 30—50 км) в связи с быстрым ростом температуры с высотой, особенно в полярных районах летом, где на фоне высоких температур осуществляется адвекция теплых влажных масс, могут наблюдаться большие значения удельной влажности воздуха.

Примером, подтверждающим это положение, могут служить данные удельной влажности на станциях Тамбов, Чита и мыс Барроу.

На уровне 5 мб на станциях Тамбов и Чита хотя и наблюдался относительно повышенный фон температуры, но, так как адвекция масс была нейтральной или даже имела незначительная адвекция холода, значения удельной влажности были около 7—10 г/кг, в то время как на мысе Барроу, где наблюдалась адвекция тепла, она была выше 40 г/кг. Обзор карт удельной влажности показывает, что на всех уровнях наблюдается очень сложное распределение полей влажности и она изменяется в широких диапазонах (табл. 2). Наибольшие горизонтальные неоднородности влажности наблюдаются у поверхности земли и в верхней стратосфере.

В рассматриваемом нами случае, т. е. 29 июля 1962 г. в 15 час. московского времени максимальные значения удельной влажности у земли наблюдались над югом и востоком Китая (Нанкин до 30 г/кг, Пекин до 25 г/кг) и были обусловлены развитием серии циклонов на тропическом фронте вдоль восточного побережья Китая с температурами в теплом секторе от 30 до 36°C .

Минимальные значения удельной влажности (до 2—3 г/кг) приходятся на районы советского сектора Полярного бассейна и советских арктических морей. Они обусловлены влиянием арктического воздуха с температурами до -1 , -2° в тыловой части американополярного циклона и в антициклонах над западным сектором Советской Арктики, над Приморской низменностью и Колымским хребтом, распространяющихся на западные районы ЕТС, Скандинавию и Польшу (рис. 1—2).

Низкие значения влажности наблюдались также над Канадой (до 4 г/кг), западными районами США (до 5—6 г/кг) и были обусловлены затокан арктических масс в тылу многоцентральной депрессии с цент-

рами над американским сектором Полярного бассейна, севером Канады, морем Баффина и над США, развившимися на поверхностях арктического и полярного фронтов.

В толще атмосферы от 500 до 100 мб наблюдался устойчивый синоптический процесс, характеризующийся развитием холодной циклонической области над Полярным бассейном с пятью ложбинами, направленными в районы Канады, Датского пролива, Кольского полуострова, Прибалтики, Москвы, южных притоков Оби и Камчатки. В указанных ложбинах были сформированы частные циклоны, на которые приходились вторичные очаги холода. Два изолированных холодных циклона располагались над истоком Лены и южнее Аляски. В субтропиках сформировалось поле высокого давления, в котором на уровнях 300 и 200 мб наблюдались основные очаги тепла. На уровнях 500 и 300 мб между указанными выше ложбинами от субтропического пояса высокого давления к северу на районы Норвежского моря, Енисея, Таймыра, Охотского и Берингова морей распространялись теплые гребни.

На уровне 200 мб при неизменности барического поля произошла кардинальная перестройка термического поля атмосферы. Как на основной полярный циклон, так и на частные циклоны, расположенные вокруг его в субарктических районах, приходится очаги тепла с температурой до -35° , -40° . Однако на области субтропических антициклонов в евразийском и американском секторах также приходится очаги тепла до -42° .

Основные очаги холода приходятся на циклоническую область над Аравийским морем (до -60°), на ядро высокого давления, сформированного в массах арктического воздуха над Североамериканскими Кордильерами (до -62°), и на области гребней субтропических антициклонов, направленных в субарктические районы (до -58° , -52°).

Таблица 2

Крайние значения удельной влажности в исследуемом районе за 29 и 30 июля 1962 г. в 15 час. московского времени

Удельная влажность, г/кг	Поверхность, мб									
	земля	500	300	200	100	50	25	15	10	7
	5	7	10	15	25	30	35	40	45	50
29 июля										
$q_{\max}$	29,900	5,000	0,952	0,429	0,584	1,398	4,26	8,478	20,354	41,264
$q_{\min}$	2,081	0,114	0,017	0,004	0,001	0,006	0,17	0,174	0,684	2,449
Амплитуда	27,819	4,886	0,935	0,425	0,583	1,392	4,09	8,304	19,670	38,815
30 июля										
$q_{\max}$	26,50	5,900	1,219	0,908	0,722	1,202	3,64	8,530	16,850	19,38
$q_{\min}$	2,80	0,091	0,005	0,006	0,0009	0,004	0,087	0,135	0,672	4,12
Амплитуда	23,70	5,809	1,214	0,902	0,721	1,198	2,55	8,395	16,178	15,26

Примечание. Для уровней 25, 7 и 5 мб данные только по США (данные высоких широт отсутствуют).

На уровне 100 мб сохраняется тот же процесс, что и на уровне 200 мб, правда частные циклоны над субарктическими районами Сибири ослабели, а в гребнях субтропических антициклонов сформировались ядра. Очаги тепла приходится лишь на циклоны, располагающиеся над Канадой и над заливом Аляска. Над Сибирью гребень тепла от полярного циклона и ложбина холода от экваториальной области низкого давления пересекают как частные циклоны, так и ядра. Барические и термические градиенты, а также циркуляция здесь ослаблены.

Таким образом, если на уровне 200 мб произошла кардинальная смена только знака термического поля тропосферы, а синоптический

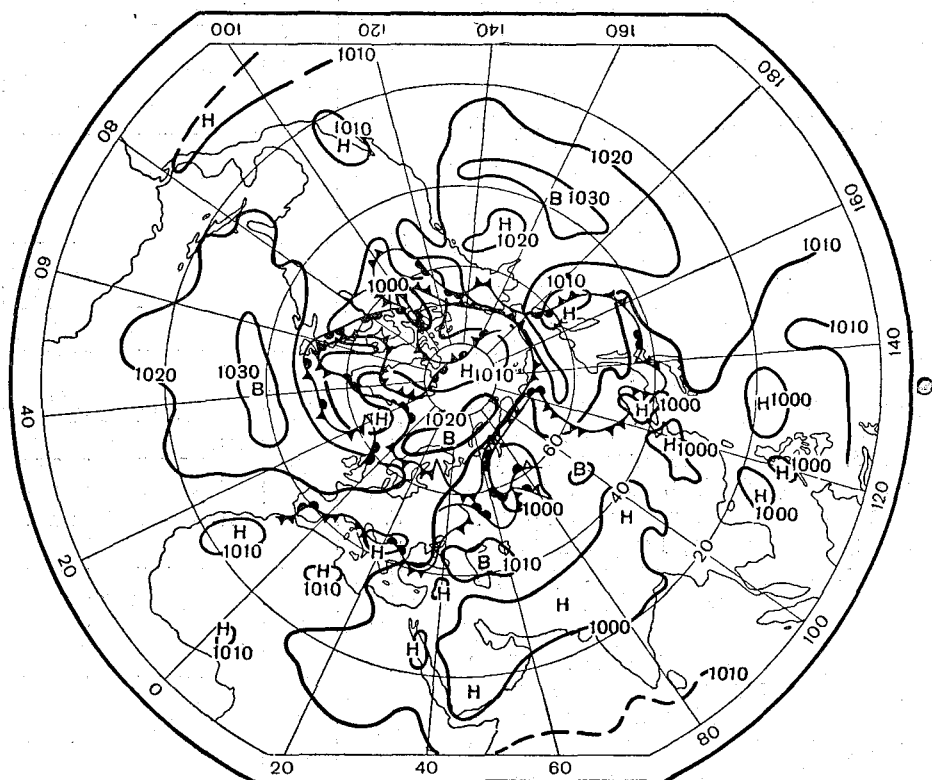


Рис. 1. Наземная синоптическая карта за 29 июля 1962 г. в 15 час. московского времени.

В — высокое давление, Н — низкое давление.

процесс удерживался до уровня 100 мб, то этот уровень и является переходным в перестройке циркуляции, т. е. он характеризуется ослаблением тропосферной циркуляции, обуславливающей западный перенос масс воздуха севернее 40° с. ш. в толще атмосферы между изобарическими поверхностями 500 и 100 мб.

На уровне 50 мб произошла перестройка тропосферного процесса на стратосферный, выразившаяся в том, что вдоль побережья советских арктических морей и в районе морей западного сектора Арктики сформировалось поле высокого давления с тремя центрами: над районом Гренландское море — Шпицберген — Земля Франца-Иосифа, над Таймыром и над Чукоткой, — определяющее циркуляцию на значительной части полушария. Полярный циклон, ослабев, занимает район Канады,

Барический рельеф уровня 50-мб очень сложен. Над Евразийским континентом почти вдоль всех широт расположены небольшие циклонические и антициклонические центры, ось которых сорентирована вдоль широт или меридианов, и наблюдаются значительные горизонтальные градиенты давления. Стратосферный восточный поток масс воздуха наблюдается лишь над центральными районами Атлантики, над южной половиной Северной Америки и в пределах 10—40° с. ш. Тихого океана. Основные очаги тепла и холода расположены вдоль фронтальных зон.

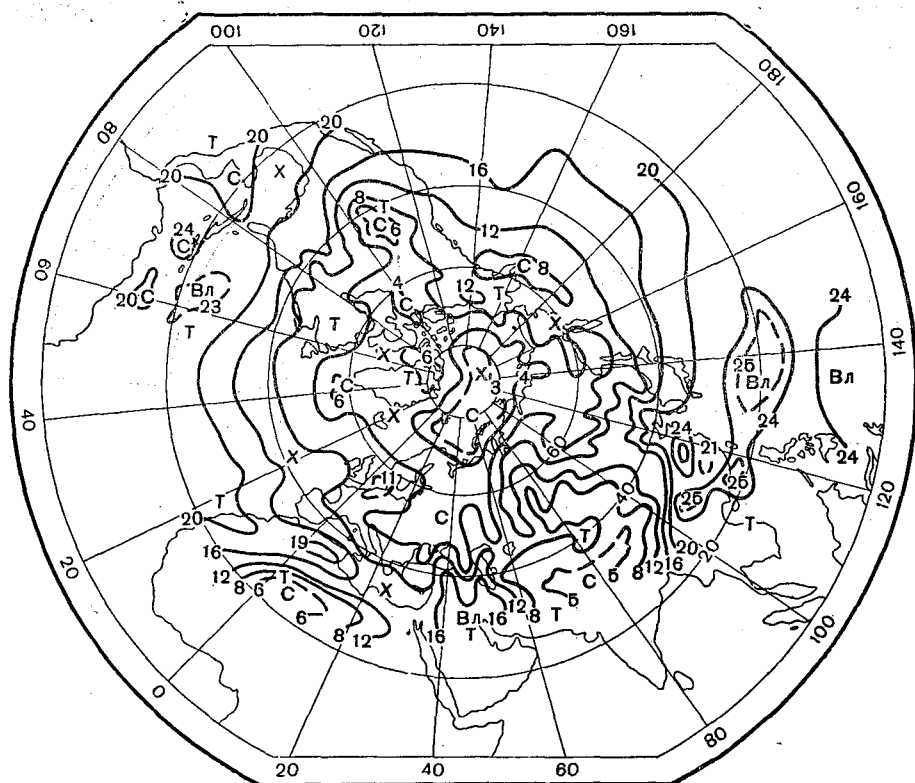


Рис. 2. Распределение удельной влажности у земли за 29 июля 1962 г. в 15 час. московского времени.

Т — центр тепла, Х — центр холода, Вл — влажно, С — сухо.

На уровне 25 мб синоптический процесс еще более активизируется. Над Евразийским континентом формируются антициклонические и циклонические системы, определяющие циркуляцию масс воздуха на значительных пространствах преимущественно в меридиональном направлении. Горизонтальные градиенты давления и температуры здесь обострены. В средних широтах изотермы пересекают изогипсы под прямым углом, что обуславливает мощную адвекцию холодных и теплых масс воздуха в меридиональном направлении, очаги тепла и холода расположены вдоль фронтальных зон. Над остальными районами Атлантики, Америки, Тихого океана осуществляется восточный перенос масс воздуха, обусловленный таймырским антициклоном.

На уровнях 15 и 10 мб таймырско-гренландский антициклон определяет циркуляцию масс воздуха уже на всем полушарии и только в

отдельных районах в антициклоническое поле врезаются узкие слабые ложбины. Горизонтальные градиенты давления на этих уровнях несколько ослаблены, но в отдельных районах также осуществляется мощная адвекция холодных и теплых масс воздуха.

На уровнях 7 и 5 мб над Северной Америкой наблюдалась южная периферия полярного антициклона и восточный перенос масс воздуха.

Таким образом, типичный стратосферный процесс на рассматриваемых нами уровнях наблюдался в толще атмосферы от 50 до 5 мб. Над Евразией на уровнях 50 и 25 мб синоптический процесс не является однородным, как над остальными районами, и характеризуется

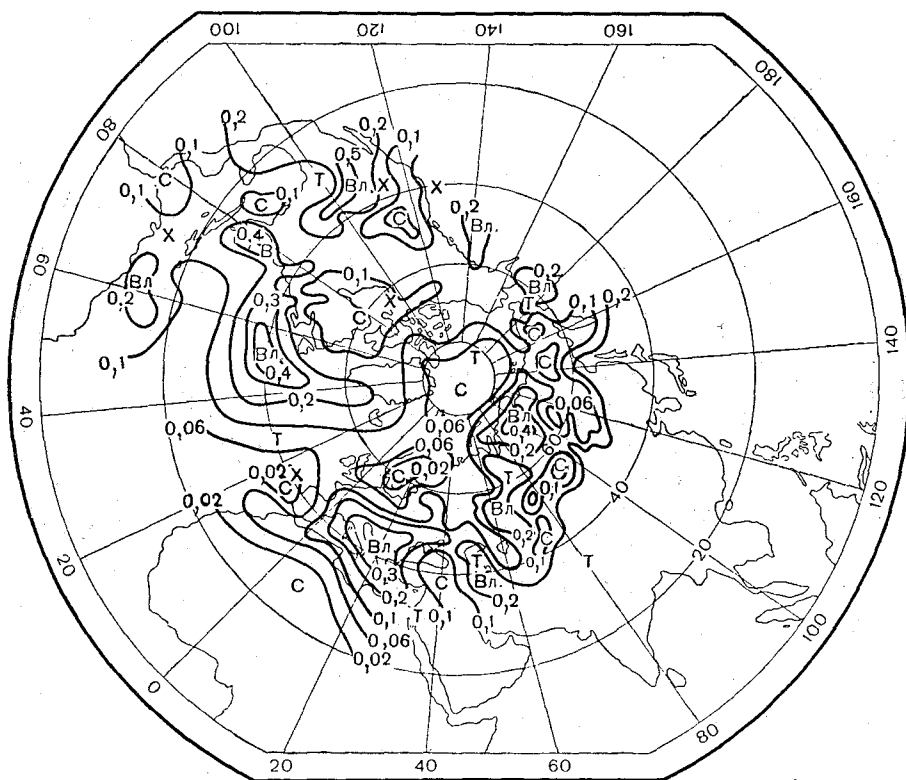


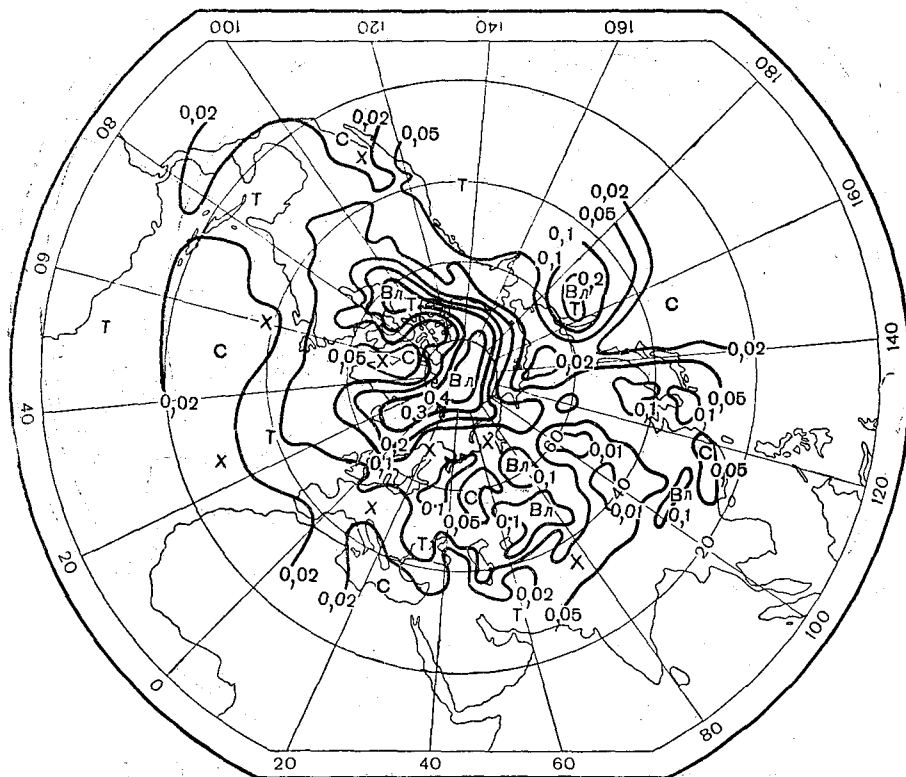
Рис. 3. Распределение удельной влажности на уровне 300 мб
Уел. обозначения см. рис. 2.

большими барическими и термическими градиентами. На этих уровнях в средних широтах наблюдается мощная меридиональная адвекция холодных и теплых масс воздуха. На более высоких уровнях циркуляция масс воздуха постепенно ослабевает и синоптический процесс становится однородным, т. е. циркуляцию масс воздуха на всем полушарии определяет полярный антициклон.

Наибольшие значения удельной влажности на уровне 500 мб, наблюдающиеся над югом Сахалина (до 5 г/кг) и над нижним течением Амура, обусловлены адвекцией теплых влажных масс воздуха по южной периферии циклона с центром над югом Среднесибирского плоскогорья и с ложбиной над Японским морем.

Минимальные значения влажности (до 0,1 г/кг) наблюдались над Северной Африкой, центральными районами Англии, над Северным мо-

На уровне 300 мб сохранилось такое распределение удельной влажности, как и на уровне 500 мб, с максимальными значениями влажности в районе Южного Сахалина (до 0,95 г/кг), над Японским морем и над Центральным Китаем (до 0,61 г/кг). Эти значения обусловлены адвекцией теплых влажных масс по южной периферии холодного циклона, расположенного над истоком Лены. Минимальные значения влажности наблюдались над Сухоной (до 0,025 г/кг), над Северной Афри-



Уел. обозначения см. рис. 2.

Как указывалось выше, на уровне 200 мб произошла смена знака термического поля. Основной очаг тепла совместился с центром полярного циклона, на его ложбины приходятся гребни тепла, а не холода, как было в тропосфере. Поэтому очаг максимальных значений удельной влажности на уровнях 200 и 100 мб (0,43 и 0,57 г/кг соответственно) формируется в центре полярного циклона. Повышенные значения влажности совмещены с ложбинами полярного циклона. Минимальные зна-

чения влажности на уровне 200 мб наблюдались над севером Африки (до 0,004 г/кг) и Байкалом (до 0,005 г/кг), а на уровне 100 мб они понизились над восточной частью Китая до 0,001 и 0,007 г/кг, над Казахстаном в районе Ашхабада до 0,0014 г/кг и в районе Ташауза до 0,00175 г/кг, над Северной Африкой — до 0,002 г/кг и над Тибетом до 0,003 г/кг (рис. 4).

Минимальные значения влажности на уровне 200 мб обусловлены адвекцией холодных масс воздуха по северной периферии субтропической полосы высокого давления и в тылу циклона над верховьем Лены,

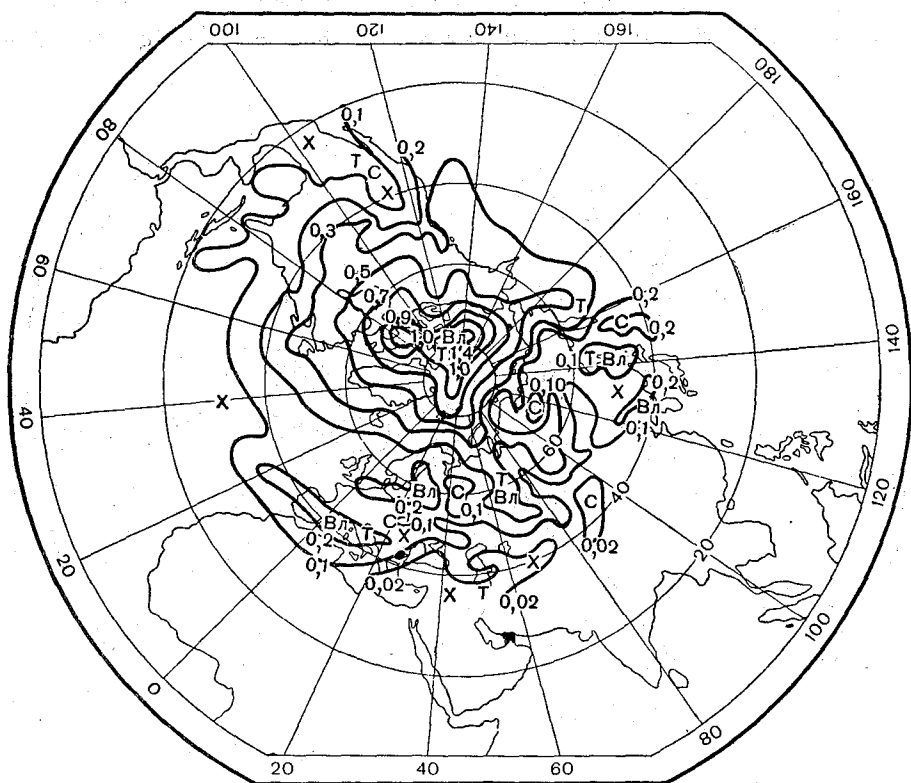


Рис. 5. Распределение удельной влажности на уровне 50 мб.

Усл. обозначения см. рис. 2.

а на 100 мб — адвекцией холодных масс по северной периферии антициклона, расположенного над юго-востоком Китая, и частными циклонами севернее его.

На уровнях 50 и 25 мб очаг наибольших значений влажности (до 1,4 и 4,26 г/кг соответственно) сместился в американский сектор Полярного бассейна с гребнями повышенных значений влажности над Гудзоновым заливом — югом Канады, Чукотским полуостровом, Беринговым морем, Исландией и Новой Землей. Эти повышенные значения влажности обусловлены адвекцией теплых масс воздуха вдоль фронтальной зоны Полярного бассейна и указанных районов.

Минимальные значения влажности на уровне 50 мб, сформировавшиеся над Казахстаном (Ташауз 0,006 г/кг), обусловлены адвекцией

холодных масс воздуха по южной периферии североказахстанского антициклона (данные по Африке отсутствуют) (рис. 5).

На уровне 15 мб очаг максимальных значений влажности (около 8,6 г/кг) располагался несколько севернее моря Бофорта и Канадских Арктических островов, а на уровне 10 мб — над морем Бофорта (около 20,35 г/кг) и над Канадскими Арктическими островами. Они обусловлены адвекцией теплых масс воздуха во фронтальной зоне американского сектора Полярного бассейна.

Минимальные значения влажности (до 0,174 г/кг) на уровне 15 мб наблюдались над востоком Охотского моря и над районами нижней

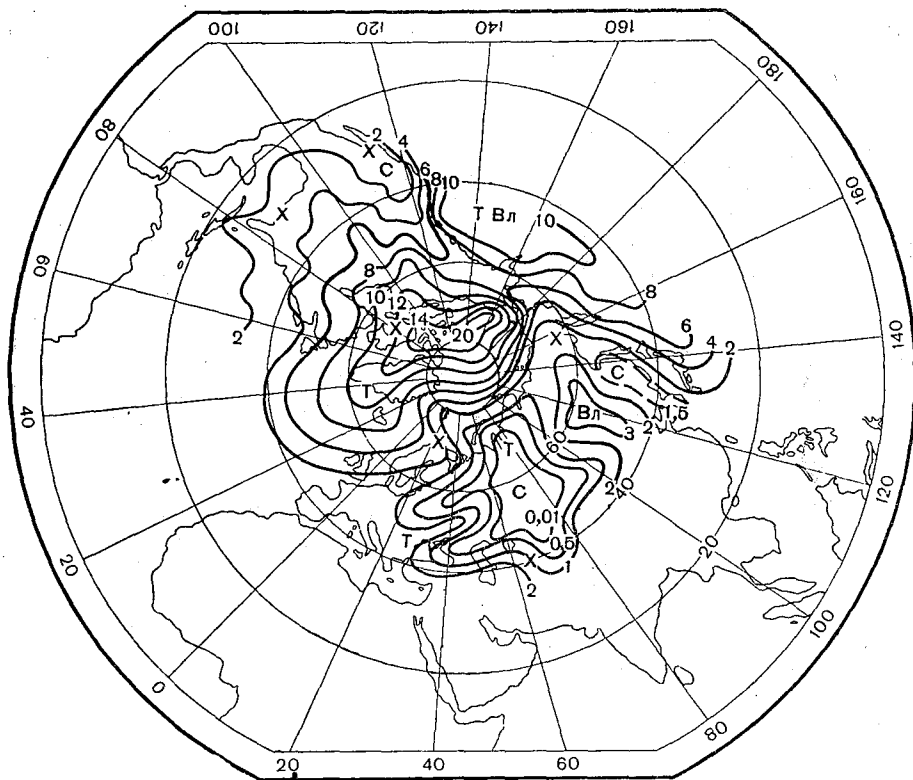


Рис. 6. Распределение удельной влажности на уровне 10 мб.

Усл. обозначения см. рис. 2.

Оби, Урала, Северного Казахстана (ниже 0,182 г/кг), а на уровне 10 мб (до 0,01 г/кг) — над районами Западной Сибири (рис. 6).

Для уровней 7 и 5 мб карты влажности построены лишь для района Северной Америки, так как данные по этим высотам в других районах отсутствуют. Максимальные значения удельной влажности (до 40 г/кг) наблюдаются над районами Канадского Арктического архипелага и над бассейнами Миссури и Миссисипи (до 13—26 г/кг) и обусловлены адвекцией теплых масс воздуха по южной периферии полярного антициклона. Минимальные значения влажности (2,44—3,89 г/кг) наблюдаются вдоль Северо-Американских Кордильер (высота которых 2391—6187 м), над бассейном р. Колорадо и обусловлены адвекцией холодных масс воздуха в этих районах также по южной периферии полярного антициклона (рис. 7).

Необходимо отметить, что над Северной Америкой в стратосфере на высотах от 200 до 5 мб полоса сухости на всех уровнях проходит вдоль Кордильер, а к западу и востоку от нее удельная влажность резко увеличивается. Это обстоятельство вынуждает сделать вывод о влиянии орографии на горизонтальное распределение удельной влажности. Однако в восточных районах Азии, где имеются горные массивы высотой до 7439—8882 м (Тянь-Шань, Гималаи), это явление не наблюдается.

Как видим, высота горных массивов значительно ниже высоты рассматриваемых уровней. Поэтому над Аляской и западными районами

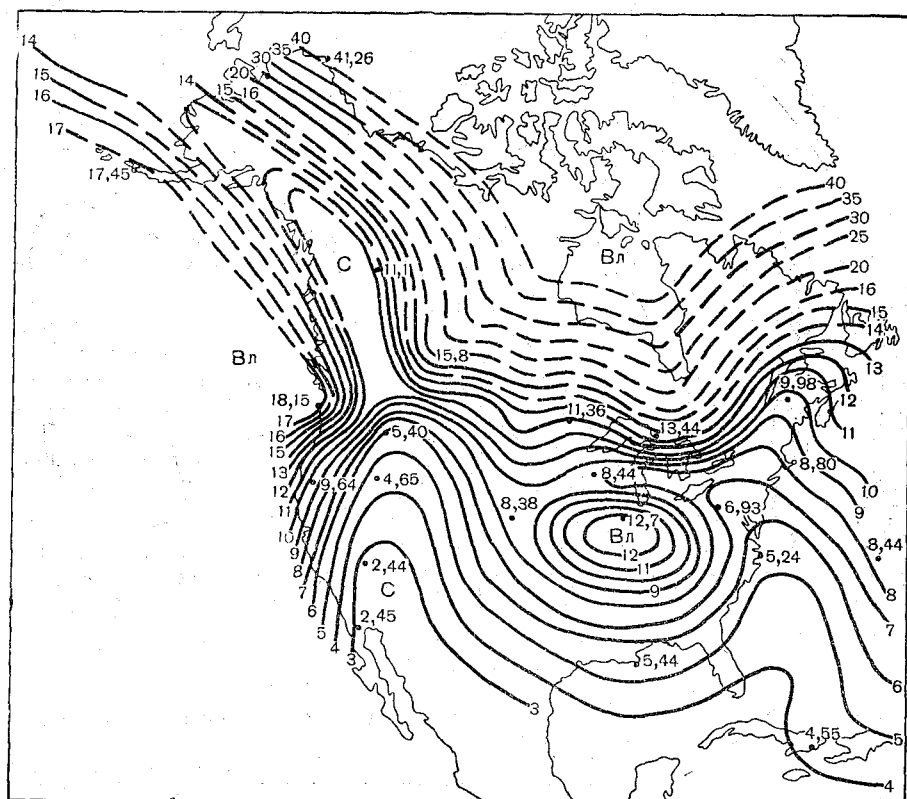


Рис. 7. Распределение удельной влажности на уровне 7 мб.

Усл. обозначения см. рис. 2.

Канады на уровнях 200 и 100 мб наблюдался невозмущенный северо-западный поток, а над южной частью Северной Америки западный поток, обуславливающий адвекцию холодных масс воздуха с районов Берингова моря и востока Тихого океана (над которыми располагались очаги холода) на районы Кордильер, над которыми было сформировано ядро с температурой в центре до -62° .

В областях же полярного циклона и циклона над Гудзоном наблюдались самые высокие температуры воздуха (до -35° , -40°), на которые приходились очаги максимальных значений удельной влажности (от 0,42—0,34 до 0,57—0,52 г/кг соответственно).

Как уже отмечалось, на уровне 50 мб произошла смена тропосферного процесса на стратосферный и над Северной Америкой с повы-

шением высоты преобладающим становится восточный перенос масс воздуха, обуславливающий также адвекцию холодных масс на районы Кордильер и минимальные значения удельной влажности над этими районами.

Выводы

Произведенные расчеты позволяют сформулировать некоторые общие положения об изменении удельной влажности с высотой в зависимости от характера синоптических процессов.

1. Увлажнение того или иного уровня атмосферы определяется в основном общими циркуляционными процессами, развивающимися на этом уровне.

2. В значительной степени удельная влажность атмосферы определяется горизонтальной адвекцией теплых и холодных масс воздуха. Над холодной и сухой тропосферой может наблюдаться теплая и влажная стратосфера, и наоборот.

3. Если в тропосфере и стратосфере над тем или иным районом наблюдается адвекция холода или тепла, то в этом случае обе сферы будут характеризоваться относительной сухостью или повышенным увлажнением.

4. В стратосфере циклоны и антициклоны могут быть как теплыми, так и холодными. В теплых циклонах и антициклонах наблюдается соответственно повышенное увлажнение, а в холодных — пониженное.

5. У земли и на уровне 15 км в районах севернее 40° с. ш. данные удельной влажности хорошо коррелируются со значениями температуры воздуха. В средней тропосфере на уровне 5 км эта связь менее отчетлива.

6. В субтропических антициклонах такой зависимости не обнаруживается. В тропосфере на субтропические антициклоны, характеризующиеся повышенным фоном температуры, приходятся очаги пониженного увлажнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базлова Т. И. К вопросу о вертикальном распределении водяного пара в арктической атмосфере. Труды ААНИИ, т. 279, 1966.
2. Егорова В. И. Распределение водяного пара в тропосфере и нижней стратосфере. Межведомственный геофиз. комитет при Президиуме АН СССР (Метеорологические исследования), вып. 9, 1964, Изд-во «Наука», М., 1964.
3. Накоренко Н. Ф. Карты удельной влажности северного полушария. Труды ГГО, вып. 70, 1957.
4. Яковлева Т. А. Некоторые вопросы составления и анализа карт удельной влажности. Труды НИИАК, вып. 16, 1962.

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВ НА СЕВЕРЕ И СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В условиях слабо выраженного рельефа одной из основных причин появления микроклиматических различий в термическом режиме почвы может быть неоднородность ее механического состава. Теплообеспеченность неоднородных по механическому составу почв может существенно различаться даже при одном и том же количестве тепла, поступающего на деятельную поверхность, и отсутствии микроклиматических различий в приземном слое воздуха.

Для решения ряда практических задач сельскохозяйственного производства наряду с данными по средней температуре почвы необходимы также сведения о скорости изменения термического режима, которая может быть охарактеризована датами наступления разного уровня средней суточной температуры. В теплый период года наблюдения за температурой почвы проводятся под травостоем и оголенной от растительности поверхностью соответственно с помощью вытяжного и коленчатого термометров.

При характеристике особенностей термического режима неоднородных по механическому составу почв лучше пользоваться более сравнимыми данными наблюдений под оголенной поверхностью, так как под влиянием травостоя контрасты, вызываемые неоднородностью механического состава, оказываются несколько сглаженными.

Время установки коленчатых термометров зависит от условий погоды отдельного года: она производится только с наступлением положительных температур. Поэтому в пределах рассматриваемой территории весной из-за поздней установки коленчатых термометров сведений о скорости прогревания почв под оголенной поверхностью недостаточно.

Для Ленинградской, Псковской, Новгородской и Мурманской областей, а также для Карельской АССР результаты наблюдений по коленчатым термометрам могут быть использованы при характеристике термического режима только таких почв, которые уже прогреты до 8—10°, а для остальной части территории Севера и Северо-Запада ЕТС — на несколько градусов выше.

Для выявления особенностей термического режима почв различного механического состава были использованы данные наблюдений по вытяжным термометрам, установленным под естественным покровом на глубине 20 см.

А. М. Шульгин [6] рекомендует принять среднюю температуру почвы на глубине 20 см под естественным покровом в качестве основного показателя температурного режима почвы за теплый период. Даты устойчивого перехода средней суточной температуры почвы под естественным покровом на глубине 20 см через 5, 10 и 15° определялись по средней месячной температуре почвы методом гистограмм при использовании данных «Справочника по климату СССР» [5]. Даты были вычислены для 90 гидрометстанций, расположенных на Севере и Северо-Западе ЕТС и в соседних с ними областях.

Из физико-географических описаний в паспортах гидрометстанций следует, что в соответствии с требованиями существующих инструкций по местоположению все станции репрезентативны и термометры установлены на ровных площадках.

При одних и тех же термических ресурсах соотношения между скоростью прогревания воздуха и почвы могут различаться. Когда даты устойчивого перехода температуры через определенные пределы наступают в почве раньше чем в воздухе, почва по сравнению с воздухом является теплой. В холодной почве даты устойчивого перехода через заданные пределы наступают всегда позднее, чем в воздухе.

Скорость прогревания воздуха принята основной величиной, по сравнению с которой скорость прогревания почвы на глубине 20 см может принимать положительные или отрицательные отклонения. Показатели термического режима воздуха были приняты в качестве характеристики, на фоне которой термический режим почв определенного механического состава можно считать холодным, теплым или умеренным.

Диапазоны колебаний дат устойчивого прогревания различной по механическому составу почвы можно определить путем сопоставления их с датами перехода температуры воздуха через те же пределы. Поэтому даты перехода температуры почвы были вычислены для тех же градаций, что и температуры воздуха в «Справочнике по климату СССР» [5].

В агрометеорологии начало интенсивного роста и развития сельскохозяйственных растений связывают с наступлением определенного уровня температуры [4]. Например, для холодостойких культур активными являются температуры выше 5°, для большинства сельскохозяйственных растений выше 10°, а для теплолюбивых — выше 15°. Поэтому получение дат устойчивого перехода температуры через 5, 10 и 15° не только в воздухе, но и в различной по механическому составу почве представляет определенный практический интерес.

О величине различий в датах перехода температуры почвы по сравнению с воздухом под влиянием неоднородности механического состава почвы позволяют судить графики связи дат перехода средней суточной температуры через 5, 10 и 15° в почве и в воздухе в периоды подъема и падения температуры (рис. 1).

На рис. 1 по оси абсцисс отложены полученные по гистограммам даты устойчивого перехода средней суточной температуры почвы через 5, 10 и 15°, по оси ординат — соответствующие даты температуры воздуха, взятые из таблиц [5]. Условными обозначениями на рисунке выделены станции с разными по механическому составу минеральными почвами, а также несколько станций с торфяными почвами.

На рис. 1 а показана зависимость между скоростями прогревания почвы и воздуха при наступлении температуры 5°. В этот период условия тепло- и влагообеспеченности легких и тяжелых почв существенно различаются. Тяжелые почвы просыхают медленно и характеризуются высокой влажностью, поэтому прогревание их до 5° отмечается

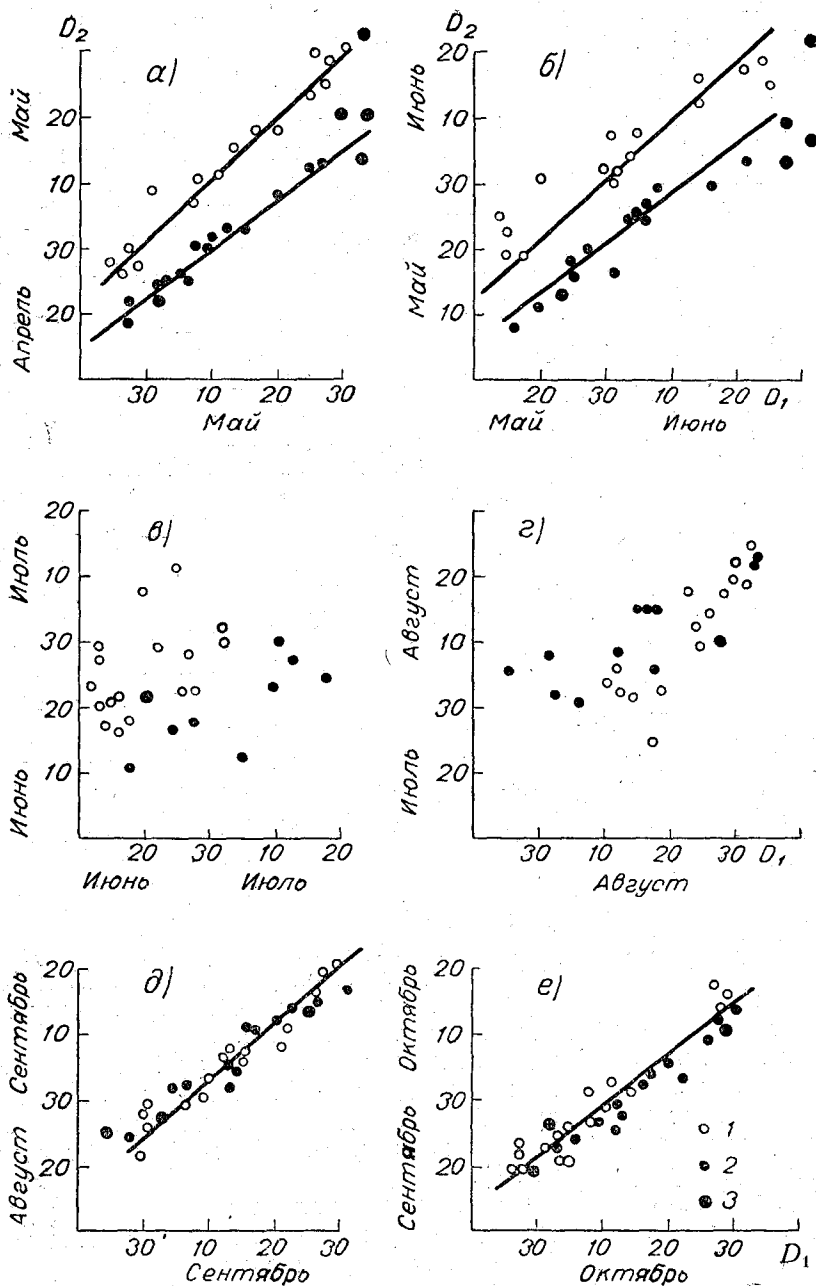


Рис. 1. Зависимость между датами перехода температуры в почвах (D_1) и в воздухе (D_2) через определенные пределы.

В период подъема температуры через: а — 5° , б — 10° , в — 15° ; в период падения температуры через: г — 15° , д — 10° , е — 5° .

1 — песчаные и супесчаные почвы, 2 — тяжелые и средние суглинки, 3 — торфяные почвы.

на 1—2 недели позднее, чем прогревание воздуха до той же температуры. Легкие почвы просыхают быстрее, чем тяжелые, и сроки прогревания их до 5° почти совпадают со сроками прогревания воздуха до аналогичной температуры.

Для характеристики торфяных почв использованы данные станций Архангельск, опытное поле, Вижас, Ираёль, Лоухи и Замошье. Почвы на этих станциях различаются по мощности торфяного слоя, степени минерализации, глубине залегания грунтовых вод и по ряду других признаков, что предопределяет большой разброс точек на графике. Характер зависимости между сроками прогревания почвы и воздуха до 10° (рис. 1 б) остается примерно таким же, что и в предыдущем случае.

На рис. 1 а, б видно, что запаздывание в прогревании тяжелой почвы до температуры 5 и 10° по сравнению с воздухом на севере рассматриваемой территории происходит на 5—7 дней больше, чем на юге. Это связано с различиями в глубине промерзания почв и условиями их оттаивания, а также с широтными различиями в термических условиях, что согласуется с данными Ю. П. Вередченко [1].

Вередченко рассмотрел соотношения температуры суглинистой почвы и воздуха на ЕТС в зональном аспекте и пришел к выводу, что весной в северной таежной подзоне суглинистая почва значительно холоднее воздуха, в южной таежной подзоне различия в температуре воздуха и почвы становятся в 2 раза меньше, чем в предыдущей подзоне, а в степной зоне температура суглинистой почвы близка к температуре воздуха.

В тех случаях, когда массив песчаных или супесчаных почв расположен вблизи побережий морей, крупных озер и рек, под влиянием которых весной и в начале лета температура воздуха несколько понижена, почвы по сравнению с воздухом нагреваются на 8—12 дней раньше (Старое Гарколово, Сестрорецк, Медвежьегорск и др.). По мере повышения уровня средней суточной температуры почвы зависимость между датами перехода температуры в почвах и в воздухе ухудшается.

В связи с тем, что при установлении температуры 15° рассеяние точек на графике весьма значительно, зависимость этих параметров не установлена. По-видимому, усиление термической неоднородности внутри выделенных по механическому составу групп с разными почвами связано с неравномерностью в увлажнении их под влиянием летнего максимума осадков.

Летом уровень температуры на легких почвах повышен, в результате чего период с температурой выше 15° на них значительно больше, чем на тяжелых почвах, а время поступления этих температур на легких почвах соответственно наступает раньше, а осенью позднее. В связи с тем, что осенью уменьшается расход влаги на испарение и транспирацию, запасы ее в почве несколько увеличиваются и различия в теплообеспеченности почв под влиянием неоднородности механического состава сглаживаются.

Корреляционная зависимость между датами перехода температуры через 10 и 5° в почве и в воздухе в период ее падения выражена довольно четко (рис. 1 д, е). В этот период почвы любого механического состава теплее воздуха. Тяжелые почвы, обладающие большей теплоемкостью, охлаждаются медленнее, и поэтому время перехода температуры через 10° на легких и тяжелых почвах почти не различается. Большая теплоаккумуляция тяжелых почв и более медленное их охлаждение приводят к тому, что даты перехода температуры через 5° наступают в них на несколько дней позже, чем на легких почвах.

Некоторое представление об изменении сроков прогревания почв может быть получено также и по средним многолетним величинам (табл. 1).

Таблица 1

Сроки установления средней суточной температуры на разных почвах

Станция	Тип почвы	Даты перехода средней суточной температуры через			
		5°		10°	
		почва	воздух	почва	воздух
Лоухи	Крупный песок с примесью гравия Торфянистая	25 V	20 V	13 VI	11 VI
Лоухи		4 VI	20 V	28 VI	11 VI
	Разность (дни)	10	0	15	0
Архангельск, Солом-бала	Песок с галькой	12 V	13 V	3 VI	4 VI
Архангельск, оп. поле	Торфяная	3 VI	13 V	28 VI	5 VI
	Разность (дни)	22	0	25	1

В табл. 2 приводятся даты устойчивого перехода температуры через 5 и 10° в почве и воздухе для нескольких пар станций, расположенных на одинаковой широте, но на разных почвах, а также указаны станции с одинаковыми почвами, но различающиеся по широте.

Как видно из таблицы, различия механического состава почв даже при незначительной разнице в термическом режиме воздуха обуславливают в начале весны запаздывание сроков прогревания на 5—12 дней и на 10—12 дней ко времени установления температуры 10°. Из таблицы видно также влияние широты места на термический режим почвы. Для однородных почв (супеси) широтный градиент равен 2—3 дням на 1° широты. Для торфяных почв вследствие различий в степени осушки их широтный градиент очень неустойчив.

Для того, чтобы получить представление о скорости прогревания почвы на территории Севера и Северо-Запада ЕТС, были построены карты дат перехода средней суточной температуры почвы под естественным покровом через 5, 10 и 15° в периоды подъема и падения температуры. В связи с тем что в пределах рассматриваемой территории свыше 60% станций имеют песчаные, супесчаные и легкие суглинистые почвы, карты были построены для почв легкого механического состава.

Карты строились на физико-географической основе в масштабе 1:5 000 000 по методике климатического картирования, принятой в ГГО [2], с использованием данных по температуре почвы [5]. При построении карт учитывалась зависимость между датами перехода температуры почвы и воздуха. Принималась во внимание также изменчивость дат под влиянием неоднородности механического состава почвы.

Прогревание почвы на глубине 20 см до температуры 5° на юге Севера и Северо-Запада ЕТС (рис. 2 а) заканчивается в последней декаде апреля, а на крайнем севере территории — в первой декаде июня. Тяжелые минеральные, оглеенные и торфяные почвы по сравнению с почвами легкого механического состава прогреваются медленнее, и даты перехода температуры через 5° наступают на них позднее на 7—14, а иногда и большее число дней (табл. 3). По скорости прогревания

Таблица 2

Изменение сроков прогревания почвы под влиянием ее неоднородности
и широты места

Станция	Разность широт	Тип почвы	Даты перехода средней суточной температуры через			
			5°		10°	
			почва	воздух	почва	воздух
Койнас Пинега	3'	Песчаная Глинистая	16 V	16 V	1 VI	8 VI
			27 V	13 V	22 VI	5 VI
			Разность (дни)	11	—3	21
Сура Обозерская	3'	Средний суглинок Песчаная	8 V	10 V	30 V	2 VI
			20 V	8 V	9 VI	1 VI
			Разность (дни)	12	—2	10
Никольск Вологда-Опорная	18'	Супесь Тяжелый суглинок	29 IV	27 IV	15 V	19 V
			6 V	25 IV	2 VI	17 V
			Разность (дни)	7	—2	18
Усть-Уса Троицкое-Печор- ское	3°16'	Супесь Тяжелый суглинок	26 V	30 V	15 VI	16 VI
			25 V	12 V	16 VI	1 VI
			Разность (дни)	—1	—18	1
Обозерская Коноша	2°39'	Средний суглинок Тяжелый суглинок	20 V	8 V	9 VI	1 VI
			10 V	1 V	5 VI	26 V
			Разность (дни)	—10	—7	—4
Коноша Вологда-Опорная	1°45'	Тяжелый суглинок То же	10 V	1 V	5 VI	26 V
			6 V	25 IV	2 VI	17 V
			Разность (дни)	—4	—6	—3
Сура Никольск	4°03'	Песок Супесь	8 V	10 V	30 V	2 VI
			29 IV	27 IV	15 V	19 V
			Разность (дни)	—9	—13	—15
Вознесенье Токсово	51'	Супесь "	4 V	1 V	29 V	27 V
			2 V	27 IV	27 V	24 V
			Разность (дни)	—2	—4	—2
Токсово Боровичи	1°55'	Супесь Песок	2 V	27 IV	27 V	24 V
			27 IV	20 IV	15 V	12 V
			Разность (дни)	—5	—7	—12

станции, на которых почвы по характеристике механического состава занимают промежуточное положение между легкими и тяжелыми, имеют также промежуточное положение между станциями с разными почвами.

Прогревание почв до 10° начинается во второй половине мая и заканчивается к концу июня (рис. 2 б). Дата наступления температуры 10° на тяжелых почвах запаздывает примерно так же, как и температуры 5°.

Поправки на механический состав почвы даны в табл. 3.

С момента прогревания почвы до температуры 15° начинается период с наиболее высокими за лето температурами. Самое раннее прогревание почвы до 15° отмечается на юге Псковской области и наблюдается с 12 до 14 июня (рис. 2 в). На северной части территории прогревание легких почв заканчивается в первой декаде июля. Прогревание

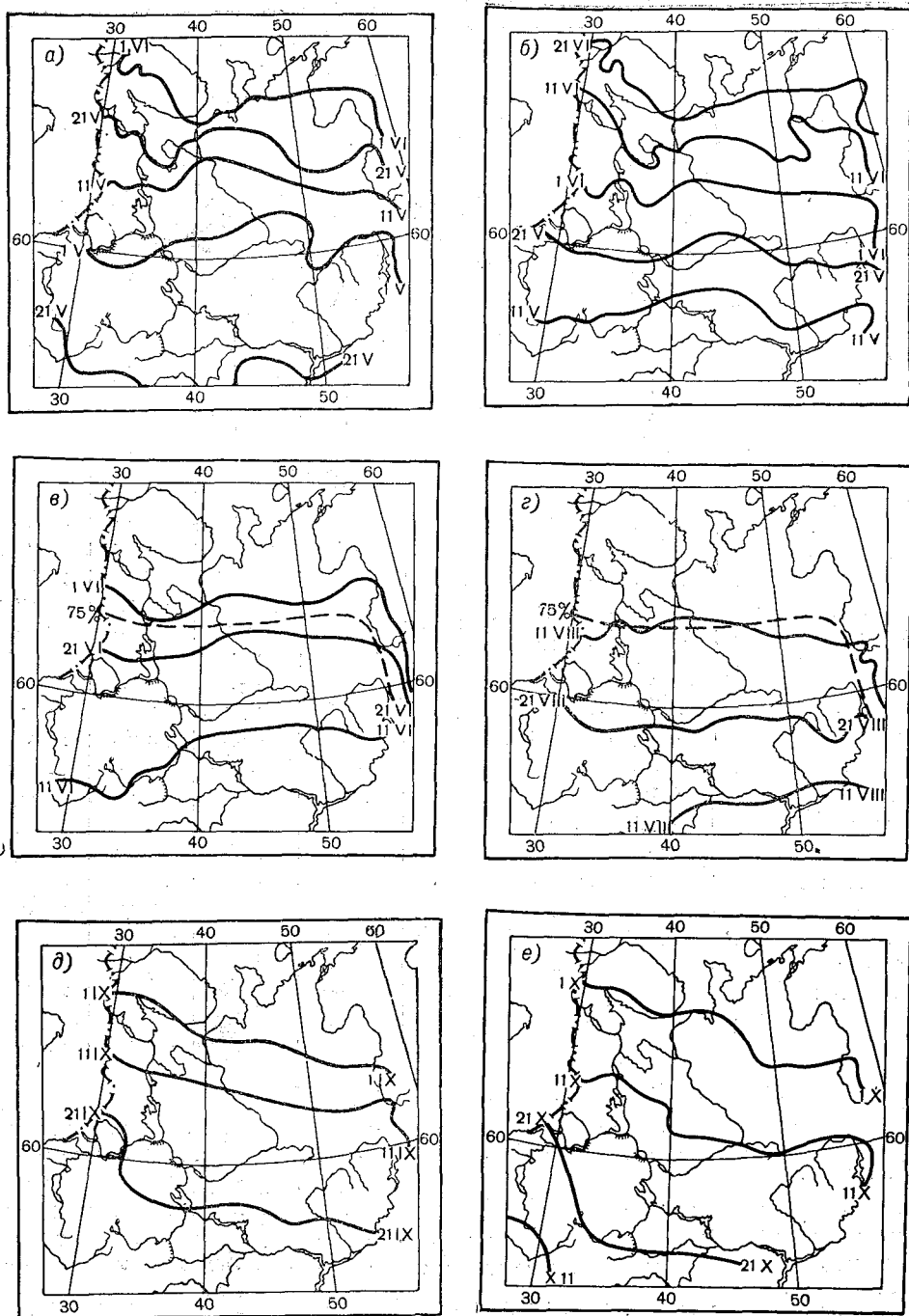


Рис. 2. Карта дат перехода средней суточной температуры почвы на глубине 20 см под естественным покровом через определенные пределы.

В период подъема температуры через: а — 5°, б — 10°, в — 15°; в период падения температуры через: г — 15°, д — 10°, е — 5°.

Таблица 3

Изменение сроков прогревания почвы разного механического состава

Пески, супеси	Тяжелые суглинки	Разность (дни)
При 5°		
21 IV	28 IV	7
1 V	10 V	9
11 V	21 V	10
21 V	2 VI	12
1 VI	15 VI	14
При 10°		
11 V	18 V	7
21 V	30 V	9
1 VI	11 VI	10
11 VI	23 VI	12
21 VI	5 VII	15

почв иного механического состава до температуры 15° происходит медленнее. Однако вследствие большой термической неоднородности почв внутри выделенных по их механическому составу групп дать количественную оценку изменчивости сроков прогревания пока не представляется возможным. Севернее 60° широты до температуры выше 15° могут прогреваться только почвы легкого механического состава.

Переход температуры через 15° в период ее падения происходит в течение августа почти повсеместно (рис. 2г). По данным А. Н. Лебедева [3], на картах дат перехода средней суточной температуры почвы под естественным покровом на глубине 20 см через 15° (рис. 2в, г) пунктирной линией дана граница устойчивого периода с температурой воздуха выше 15° и обеспеченностью 75%.

Как видно на рис. 2д, е, даты перехода температуры через 10 и 5° в период ее падения распределяются по территории Севера и Северо-Запада ЕТС более равномерно, чем в период подъема температуры. Переход температуры через 10° начинается в конце августа на Кольском полуострове и на севере рассматриваемой территории, а заканчивается в последней декаде октября на юге и юго-западе. Переход температуры через 5° происходит в том же направлении и продолжается с конца сентября по конец октября. Как было указано выше, изменчивость дат перехода температуры через 10 и 5° в почвах различного механического состава невелика.

Влияние неоднородности механического состава на теплообеспеченность почв проявляется и в других характеристиках термического режима, например, на продолжительности периодов наиболее высоких за лето температур. Данные табл. 4 характеризуют длительность периода с температурой почвы и воздуха выше 15° и их разности для нескольких пар станций. Прогревание тяжелых почв до 15° прекращается значительно южнее, чем почв легкого механического состава.

Например, в районе станции Пинег в почве тяжелого механического состава средняя месячная температура не достигает 15° и период с температурой выше 15° отсутствует, между тем на тех же широтах в песчаных почвах (станция Койнас) период с температурами выше 15° может длиться около двух месяцев. Севернее 60° с. ш. наличие в почвах

Таблица 4

Продолжительность периода с температурой выше 15°

Станция	Тип почвы	Почва	Воздух	Разность
Койнас	Песчаная	59	13	46
Пинега	Глинистая	0	17	—17
Сура	Песчаная	53	33	20
Обозерская	Суглинистая	25	31	—6
Никольск	Супесчаная	71	56	15
Вологда	Суглинистая	43	58	—15
Усть-Уса	Песчаная	24	0	24
Троицкое-Печорское	Суглинистая	20	34	—14
Медвежьегорск	Песчаная	72	40	32
Сортавала	Суглинистая	38	50	—12

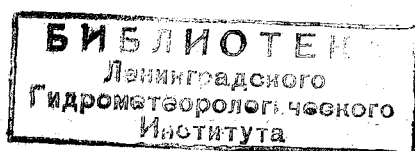
периода с температурами выше 15° и длительность его определяются механическим составом почвы.

Подводя итоги, следует отметить, что в период весеннего прогревания неоднородных по механическому составу почв диапазон колебаний сроков их устойчивого прогревания до температуры 5 и 10° может достигать 7—14 и более дней, что должно учитываться при проведении сева и других агротехнических мероприятий.

На территории Севера и Северо-Запада ЕТС наступление температуры 15° и длительность периода с температурами выше 15° определяются механическим составом почвы. Разность в продолжительности периода с температурами выше 15° в легких и тяжелых почвах может составить свыше четырех недель. Это обстоятельство должно приниматься во внимание при выборе сельскохозяйственных культур и продвижении их в более северные районы рассматриваемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вередченко Ю. П. Некоторые зональные и провинциальные особенности температурного режима системы почва — воздух. Почвоведение, № 8, 1962.
2. Гольцберг И. А. К вопросу о построении карт температур, не приведенных к уровню моря. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. XXIV, 1936.
3. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеониздат. Л., 1960.
4. Романова Е. Н. Основные закономерности географического распределения сумм температур воздуха выше 10° на земном шаре. Труды ГГО, вып. 192, 1966.
5. Справочник по климату СССР, ч. II, вып. 1, 2, 3. Гидрометеониздат Л., 1965.
6. Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. Гидрометеониздат. Л., 1967.



СОДЕРЖАНИЕ

Е. П. Драневич. Основные закономерности распределения гололедных явлений в северо-западных областях Европейской территории СССР	3
× О. Г. Сорочан, Н. Ф. Петрушина, В. Д. Петрова. Влагооборот в тропических широтах Индийского и Тихого океанов	13
✓ О. Д. Кодрау. Термико-влажностный режим тропосферы Центральной Америки и Вест-Индии и его связь с циркуляцией	20
✓ О. Д. Кодрау. Пространственно-временная изменчивость осадков в Центральной Америке и Вест-Индии	28
А. Ю. Егорова, Ф. Г. Токарь. О влагосодержании и переносе водяного пара над Африкой	39
В. П. Ходакова. Некоторые закономерности распределения суточных величин суммарной солнечной радиации в субтропической зоне северного полушария	45
✓ А. Н. Лебедев, В. П. Ходакова. К вопросу моделирования параметров температуры и влажности воздуха	53
Т. С. Трифонова. К вопросу исследования термического режима при выпадении осадков	62
И. С. Борушко. О методике вычисления характеристик скоростей ветра по метеорологическим наблюдениям в Африке	69
× А. Н. Лебедев. Сезонные изменения в положении междутропической зоны конвергенции и пассатных течений в Африке и их связь с климатом	76
А. Н. Лебедев. Влияние Атлантического и Индийского океанов на формирование климатов Африки	85
✓ А. Н. Лебедев, Н. М. Михайленко. Методика комплексирования и графического представления температуры и относительной влажности воздуха	99
В. Ю. Милевский. О связи скоростных роз-диаграмм ветра с розами открытости флюгеров станций	106
Г. Г. Зыкова. Характеристика непрерывной продолжительности низких зимних температур на территории Западной Сибири	111
× В. И. Егорова. Количественные характеристики удельной влажности северного полушария и связь их с синоптическими процессами	126
Н. Г. Горышина. Особенности термического режима почв на Севере и Северо-Западе Европейской территории СССР	138

Труды ГГО, вып. 232

Климаты земного шара

Редактор *И. С. Якорь*.

Техн. редактор *Г. В. Изкова*

Корректор *Т. В. Алексеева*

Сдано в набор 21/XII 1967 г.	Подписано к печати 13/III 1968 г.
Бум. тип. № 1 70 × 108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 4,875. Усл. печ. л. 13,65.
Уч.-изд. л. 12,92.	Тираж 700 экз. М-21775. Индекс МЛ-227.
Гидрометеорологическое издательство.	Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 1318.	Цена 90 коп.

Типография им. Котлякова издательства «Финансы» Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Ленинград, Садовая, 21,