

06
Т 78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ПРОВЕРЕНО
1930 г.

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 84

ВОПРОСЫ КЛИМАТОЛОГИИ

Под редакцией
докт. геогр. наук
О. А. ДРОЗДОВА

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1958

АННОТАЦИЯ

Сборник посвящен вопросам влагооборота, макроdiffузии и межширотного переноса тепла. Изучение макротурбулентного обмена необходимо для расчетов фактических переносов влаги за время порядка нескольких дней и более.

Исследование векового хода меридиональных градиентов температуры позволяет оценить связи векового хода температуры, осадков и скорости ветра для Европейской территории СССР и Западной Сибири и проследить их в прошлом до начала XIX столетия.

Сборник рассчитан на научных работников в области климатологии, гидрологии и географии.

О ЗАВИСИМОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАССЕЯНИЯ ОТ ВРЕМЕНИ

При определении коэффициента макротурбулентности прямыми методами представляют интерес формулы, связывающие его со структурой потока.

Применение этих формул требует либо использования лагранжевых координат, что осредняет полученные характеристики макрообмена по территории, либо перехода к координатам Эйлера при условии внесения в формулы поправочного множителя, даваемого формулой Е. С. Ляпина [1].

Поскольку переход к координатам Эйлера в общем случае связан с преодолением принципиальных трудностей [2], начинать изучение количественных характеристик макротурбулентности в атмосфере нам представляется целесообразнее со структурных формул, жертвуя при этом локальной определенностью характеристик обмена. Однако эти формулы требуют знания масштабов пульсаций или пульсационных скоростей и периодов существования пульсаций, методика определения которых для случая макротурбулентности еще недостаточно разработана. В самом деле, если коэффициент макротурбулентности определять по формулам

$$k = \frac{1}{2} v' L, \quad (1)$$

$$k = \frac{1}{2} v'^2 \tau, \quad (2)$$

где v' — пульсационная скорость, L — масштаб пульсации и τ — время ее существования, то определение пульсационных скоростей не вызывает затруднений, тогда как характерный масштаб пульсаций L и характерное время существования τ при многомасштабности атмосферных вихрей определить не так просто. Первый из них связан с размером барических систем, второй — с ростом рассеяния со временем.

Очевидно, что для определения L и τ нужна формула, позволяющая определить k в лагранжевых координатах независимо от особенностей структуры изучаемой среды, хотя и связанная с ней.

Этому условию удовлетворяет определение k через рассеяние частиц $\sigma(x)$ за время t

$$k = \frac{\sigma(x)}{2t}. \quad (3)$$

Отклонение траектории конкретного дня от средней траектории характеризует рассеяние потока относительно его средней величины. Зная рассеяние, можно определить k по формуле (3). Этим путем, однако, мы не сможем определить влияния на обмен пульсаций, для которых $\tau > t$.

К сожалению, для промежутков времени, больших одного месяца, особенно в переходные сезоны, изменение среднего поля от месяца к месяцу приводит к искажению характеристик пульсаций.

Ряд авторов принимает за период осреднения два соседних месяца; в этом случае неизбежно относится к пульсациям и изменение среднего поля во времени. Учет же пульсаций при построении средних траекторий хотя и возможен, но очень сложен.

Можно также использовать среднее многолетнее поле за данный месяц, но этот путь несколько искажает размер пульсаций, так как период осреднения не непрерывен, а с разрывами по 11 месяцев. Если же в различные годы господствуют разные типы циркуляции, то колебания, связанные со сменой типов барика, также входят в пульсации скоростей. Поэтому целесообразно параллельно с рассмотрением рассеяния относительно многолетнего среднего рассматривать рассеяние относительно средней циркуляции за отдельные месяцы.

Получив значение k по формуле (3), можно сделать заключение с помощью (1) и (2) о характерных масштабах и о характерной частоте пульсаций.

Преобразуем (1) так, чтобы по ней k можно было бы найти способом, аналогичным (3). Коэффициент турбулентности за период от 0 до t , можно представить в следующем виде:

$$k = \frac{1}{2} \rho \bar{v}', \quad (4)$$

где ρ — отклонение фактической траектории от средней, а \bar{v}' — пульсационная скорость, осредненная за время t .

Пока время $t < \tau$ (собственного времени существования пульсации), осредненное значение \bar{v}' будет мало зависеть от t , а величина ρ будет расти со временем приблизительно линейно, поэтому k тоже будет расти со временем приблизительно линейно.

При $t > \tau$ коэффициент обмена должен стремиться к своему максимальному значению k_∞ , ρ будет расти со временем пропорционально \sqrt{t} , а \bar{v}' — соответственно уменьшаться пропорционально $\frac{1}{\sqrt{t}}$ (в силу независимости отдельных пульсаций).

Таким образом, если вычисляемое k поставить в зависимость от времени, то по перелому в характере изменения k можно объективно найти характерный масштаб вихрей и характерное время их существования.

Сложнее обстоит дело при рассеянии облака частиц в условиях непрерывности спектра турбулентных образований. В этом случае рост k со временем будет ослабевать по мере выключения систематического действия вихрей мелких масштабов в связи с удалением фактической траектории от средней.

Для последнего случая целесообразно опереться на обобщение ричардсоновской схемы турбулентности, выполненное А. М. Обуховым и М. И. Юдиным. Этому случаю соответствует рассеяние частиц не относительно какой-либо кривой или поверхности, а относительно друг друга, которое характеризуется ростом «облака» частиц во времени. Закономерности этого роста нетрудно установить.

В общем случае дисперсия невязок скоростей ветра между пунктами 1 и 2 выражается как

$$\sigma^2 (\bar{v}'_1 - \bar{v}'_2) = a^2 F^2 (\rho_{1,2}). \quad (5)$$

Попробуем связать $\sigma (\bar{v}'_1 - \bar{v}'_2)$ со скоростью роста облака частиц, связанного с их рассеянием.

Пусть две частицы находятся на расстоянии $\rho_{1,2}$, а их координаты

равны соответственно (x_1, y_1) и (x_2, y_2) . Оценим приращение, которое они получают за единицу времени (выбрав эту единицу настолько малой, чтобы изменением ветра за это время можно было бы пренебречь).

Первая точка будет иметь координаты $(x_1 + \bar{v}'_{1,x}, y_1 + \bar{v}'_{1,y})$. Вторая точка будет иметь координаты $(x_2 + \bar{v}'_{2,x}, y_2 + \bar{v}'_{2,y})$. Найдем теперь приращение $\rho_{1,2}^2$ за единицу времени.

$$\Delta\rho^2 = (x_1 + \bar{v}'_{1,x} - x_2 - \bar{v}'_{2,x})^2 + (y_1 + \bar{v}'_{1,y} - y_2 - \bar{v}'_{2,y})^2 - (x_1 - x_2)^2 - (y_1 - y_2)^2 = (x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + (\bar{v}'_{1,x} - \bar{v}'_{2,x})^2 + (\bar{v}'_{1,y} - \bar{v}'_{2,y})^2 + 2(x_1 - x_2)(\bar{v}'_{1,x} - \bar{v}'_{2,x}) + 2(y_1 - y_2)(\bar{v}'_{1,y} - \bar{v}'_{2,y}) - (x_1 - x_2)^2 - (y_1 - y_2)^2.$$

Переходя к математическому ожиданию, имеем

$$E\Delta\rho^2 = a^2 F^2(\rho_{1,2}),$$

так как математические ожидания членов $\bar{v}'_{1,x} - \bar{v}'_{2,x}$ и $\bar{v}'_{1,y} - \bar{v}'_{2,y}$ соответственно независимы от $x_1 - x_2$ и $y_1 - y_2$ и равны нулю. Таким образом, $\sigma(\bar{v}'_1 - \bar{v}'_2)$ можно рассматривать как среднюю квадратическую скорость рассеяния пары частиц, после чего получаем

$$\bar{v}' = \frac{\Delta\rho}{\Delta t} = aF(\rho)$$

или

$$\frac{\Delta\rho}{aF(\rho)} = \Delta t.$$

Рассматривая оператор Δ как приближение к дифференциалу, имеем

$$\int_0^{\rho(t)} \frac{d\rho}{aF(\rho)} = \int_0^t dt = t. \quad (6)$$

С помощью уравнения (6) можно установить связь рассеяния пары точек со временем t для различных схем турбулентного обмена. Так, по схеме А. Н. Колмогорова — А. М. Обухова, получаемой из соображений об изотропности турбулентности и потому применимой в атмосфере лишь до масштабов порядка десятка километров,

$$F(\rho) = \rho^{\frac{1}{3}},$$

откуда на основании (6)

$$\rho = \left(\frac{2}{3}\right)^{\frac{3}{2}} a^{\frac{3}{2}} t^{\frac{3}{2}}. \quad (7)$$

Для расстояний порядка десятков и сотен километров предполагается закон М. И. Юдина [4], характеризующийся зависимостью $F(\rho) = \rho^{\frac{1}{2}}$, для которого получаем

$$\rho = \left(\frac{1}{2}\right)^2 a^2 t^2. \quad (8)$$

Для больших расстояний по мере исчерпания масштабов турбулентных образований скорость увеличения масштабов облака должна постепенно уменьшаться.

Если все масштабы турбулентности исчерпаны, но $t < \tau$, то мы опять

приходим к рассмотренному ранее случаю, когда

$$\left. \begin{aligned} F(\rho) &= 1 \\ \rho &= at \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Наконец, при $t > \tau$ и $t \rightarrow \infty$ действие вихрей суммируется по правилам сложения независимых величин и $F(\rho) = \frac{1}{\rho}$, ввиду чего

$$\rho = \sqrt{2at}. \quad (10)$$

Общий характер подобной зависимости изображен на рис. 1.

Для характеристики структуры макротурбулентности, таким образом, можно пользоваться исследованием роста рассеяния во времени. Однако, учитывая, что синоптические, особенно высотные карты, строятся по данным довольно редкой сети станций и по необходимости сглажены, определение рассеяния частиц для очень малого расстояния между ними невозможно.

Для лета 1951 г. (июнь — август) нами были выбраны четыре пункта, расположенных вдоль меридиана 30° в. д., на расстоянии порядка 500 км, а именно: Одесса, Киев, Великие Луки, Выборг. Затем рассеяние прослеживалось для пунктов, расположенных на расстоянии 1000 и 1500 км. Для зимы 1952-53 г. рассеяние рассчитывалось для пунктов, расположенных вдоль меридиана Одесса—Киев и вдоль широты Одесса—Воронеж.

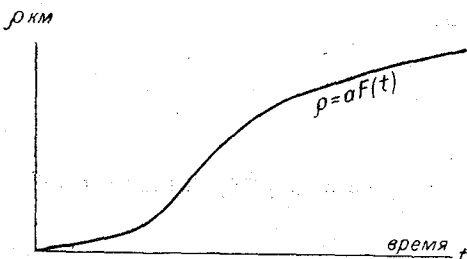


Рис. 1.

В этом случае осреднение ρ и осреднение v' идут по времени $t - t_0$, где t_0 — время, необходимое для того, чтобы частицы, первоначально расположенные в одной точке, разошлись на расстояние 500, 1000 и 1500 км.

В 1951 г., особенно на юге рассматриваемого района, был засушливым. Циклоническая деятельность за данный период была ослаблена. На основании расчетов по каждой соседней паре станций были построены зависимости $\rho(t)$ для высот поверхностей 850, 700 и 500 мб. В результате получились следующие довольно неожиданные выводы. На высоте поверхности 850 мб все пары станций показали рост рассеяния со временем, меньший линейного. На высотах поверхностей 500 и 700 мб южная половина рассматриваемой территории характеризовалась ростом $\rho = f(t)$, меньшим линейного. На севере территории продолжался рост, несколько больший линейного, до исследованных расстояний порядка 1000 км (рис. 2). При осреднении по всей территории рост, больший линейного, продолжался на высотах поверхностей 850, 700 и 500 мб два дня до расстояний порядка 900 км, а на высоте поверхности 700 мб — до расстояний более 1000 км (до конца исследованных масштабов). Наконец, при осреднении по всем высотам и по территории зависимость получилась близкой к линейной, начав ослабевать лишь на третий день (с расстояний порядка 900 км). Отступления от линейности для всех случаев в пределах первых двух дней сравнительно невелики, а уменьшение роста рассеяния в третий день в некоторых случаях довольно существенно (на севере на высоте поверхности 850 мб и в средней части района на высоте поверхности 500 мб). В среднем рассеяние составляет около 200 км/сутки.

Для того чтобы проследить рост рассеяния на больших расстояниях, пришлось взять рассеяние относительно пар точек, расположенных

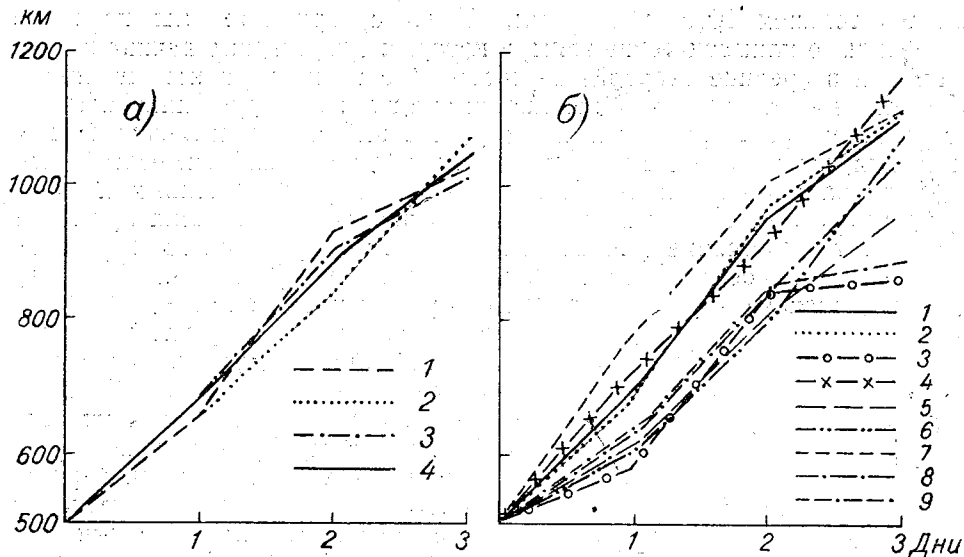


Рис. 2. Горизонтальное рассеяние при первоначальном расстоянии между точками 500 км (июнь — август 1951 г.).

а) 1 — 850 мб, 2 — 700 мб, 3 — 500 мб, 4 — среднее из всех уровней. (Среднее из всех пар станций).
 б) 850 мб: 1 — Одесса — Киев, 2 — Киев — Великие Луки, 3 — Великие Луки — Выборг; 700 мб: 4 — Одесса — Киев, 5 — Киев — Великие Луки, 6 — Великие Луки — Выборг; 500 мб: 7 — Одесса — Киев, 8 — Великие Луки — Выборг, 9 — Киев — Великие Луки.

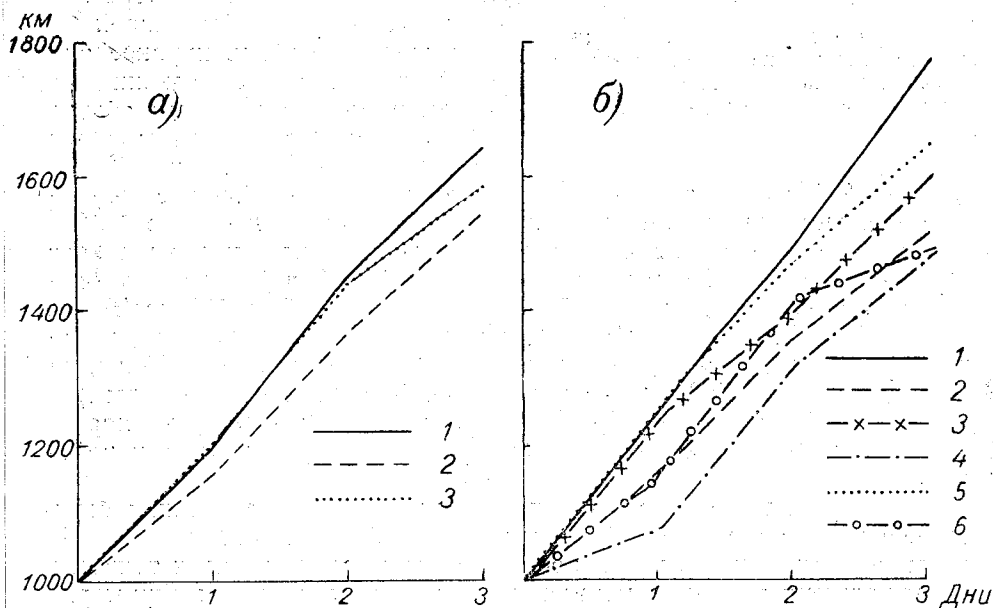


Рис. 3. Горизонтальное рассеяние при начальном расстоянии между точками 1000 км (июнь — август 1951 г.).

а) 1 — 850 мб, 2 — 700 мб, 3 — 500 мб. (Среднее из всех пар станций)
 б) 850 мб: 1 — Одесса — Великие Луки, 2 — Киев — Выборг; 700 мб: 3 — Одесса — Великие Луки, 4 — Киев — Выборг; 500 мб: 5 — Одесса — Великие Луки, 6 — Киев — Выборг.

на расстояниях 1000 и 1500 км. Конечно, при этом мы попадали в различные климатические зоны, в которых существенно начинали различаться и средние скорости переносов (по величине и направлению). Указанное обстоятельство должно вызывать некоторую линейную составляющую роста рассеяния и для расстояний, больших масштаба возмущений, однако это все же давало меньшие различия, чем если бы мы следили за рассеянием точек, первоначально расположенных на расстоянии 500 км, так как в последнем случае нам фактически пришлось бы изучать рассеяние для восточной части Европейского материка. Результаты подобного расчета представлены на рис. 3, 4. Для того чтобы оценить весь характер изменения рассеяния точек от 0 до 2000 км,

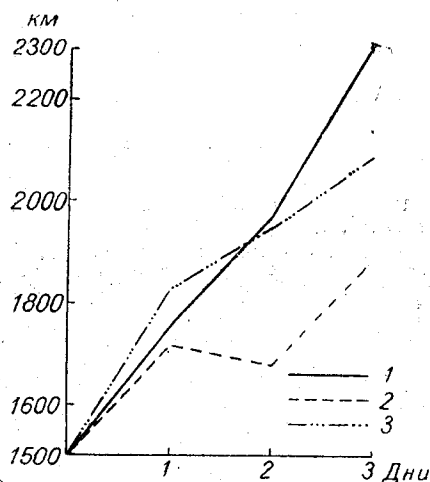


Рис. 4. Горизонтальное рассеяние при начальном расстоянии между точками 1500 км (июнь — август 1951 г.).
1 — 850 мб, 2 — 700 мб, 3 — 500 мб.

использовали следующий прием (рис. 5). График для точек, расположенных на расстоянии 500 км, дающий осредненное (для участка Одесса — Выборг) нарастание рассеяния по времени для поверхностей 850, 700, 500 мб, сопоставлялся с графиками, полученными для расстояний 1000 и 1500 км. В итоге линейный рост рассеяния около 200 км/сутки сохранялся на поверхностях 700, 500 мб до расстояний 1200—1300 км, а дальше существенно замедлялся, что говорит о примерном исчерпывании масштабов вихрей. График для поверхности 850 мб не дал еще соответствующего перелома. Это свидетельствует о том, что по крайней мере для данного года масштабы вихрей на этой высоте оказались крупнее указанной величины. Осреднение по высотам несколько исказило общую картину, сделав малозаметным перелом в росте рассеяния.

Летом 1951 г. рассеяние на юге со временем растет быстрее, чем на севере, особенно на высоте поверхности 850 мб (для интервала 1000—1500 км рассеяние составляет на юге около 300 км/сутки, на севере около 150 км/сутки). На высоте поверхностей 700 и 500 мб разница получилась меньше (для первой соответственно 225 и 150 км/сутки, для второй — 270 и 170 км/сутки). Прекращение линейного роста на севере заметно на высоте поверхности 850 мб с расстояния 1200 км, на высоте поверхности 700 мб — с расстояния 1300 км на высоте поверхности 500 мб — с расстояния 1400 км, что, видимо, и определяет характерные масштабы вихрей макротурбулентности для этих высот и районов.

Как уже указывалось выше, аналогичные расчеты рассеяния были произведены для зимы 1952-53 г. юга Европейской территории СССР. Рассеяние рассчитывалось как рост расстояния между двумя точками, расположенными на одном меридиане на расстоянии 500 км (примерно Одесса — Киев), и для двух точек, расположенных на одной широте (примерно Киев — Курск). Прежде всего следует указать, что рассеяние зимой намного больше (400—450 км/сутки), чем летом (200 км/сутки). Рассеяние для точек, расположенных на одном меридиане, оказалось большим, чем для точек, расположенных на одной

широте. Точки, расположенные вдоль меридиана, характеризуют в первый момент рассеяние вдоль широты; оно оказалось для данного района наибольшим (примерно 450 км/сутки). Точки, расположенные вдоль широты, в начальный момент характеризуют рассеяние вдоль меридиана; оно несколько меньше предыдущего и составляет в начальный момент около 400 км/сутки. Правда, эта разница постепенно сглаживается с высотой и сходится почти на нет на высоте поверхности 500 мб.

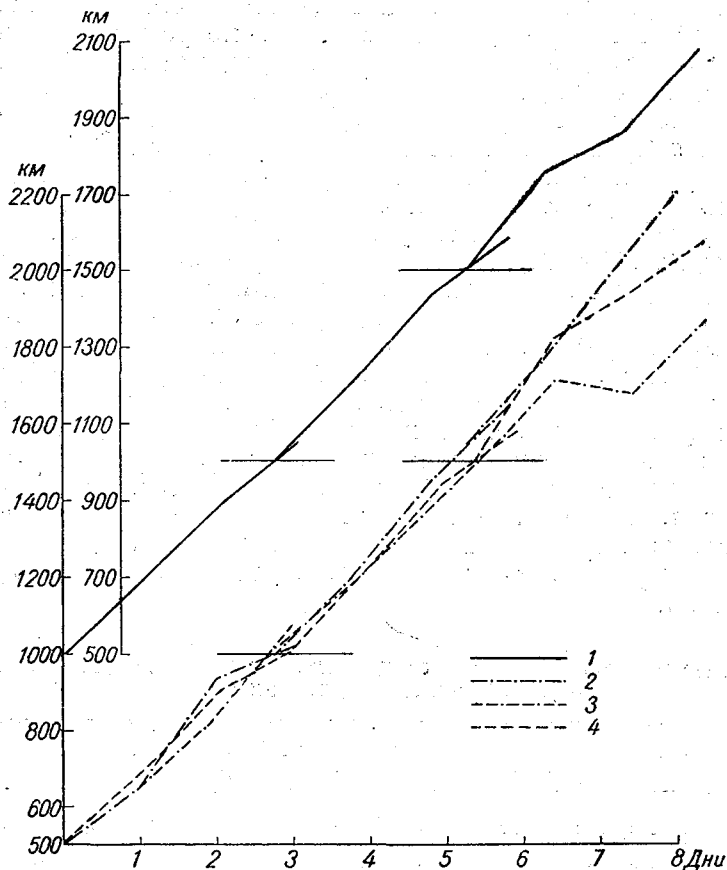


Рис. 5. Горизонтальное рассеяние от 0 до 2000 км.
1 — среднее из всех поверхностей, 2 — 850 мб, 3 — 700 мб, 4 — 500 мб.

Наибольшие скорости рассеяния получились на высоте поверхности 700 мб (свыше 500 км по меридиану и 450—500 км по параллели), на высоте поверхности 850 мб (соответственно около 400 км/сутки и 300 км/сутки) и на высоте поверхности 500 мб (около 400 км/сутки и 380 км/сутки).

На расстояниях порядка 1000 км рассеяние удалось проследить на сравнительно малом числе случаев и только вдоль параллели. Заключение о масштабах турбулентности здесь оказалось получить несколько сложнее, чем для летних месяцев, рассмотренных выше. При начальном положении точек вдоль меридиана скорость рассеяния на высоте поверхности 850 мб оказалась выше линейной до расстояний порядка 1800 км, прослеженных нами, где она достигает 550 км/сутки, что свидетельствует о непрерывности зональных размеров барических образований в этих пределах. На высоте поверхности 700 мб точка перегиба достигается на расстояниях порядка 1200 км (скорость рассеяния около

550 км/сутки), после чего идет заметное снижение (до 350 км/сутки на расстояниях порядка 1750 км). Аналогично обстоит дело на высоте поверхности 500 мб, где максимальное рассеяние около 450 км/сутки обнаружено на расстояниях порядка 1200 км, а на расстояниях порядка 1600 км рассеяние снизилось до 350 км/сутки.

Рассеяние вдоль меридиана на участке Киев—Курск на высотах поверхностей 850—700 мб характеризуется ростом рассеяния, большим линейного, до расстояния порядка 1000—1100 (соответственно 380 и 500 км/сутки), а на высоте поверхности 500 мб рост рассеяния, больший линейного, достигал 500 км/сутки и продолжался до расстояний, превышающих 1700 км, прослеженных нами.

При продлении базы до 1000 км (Киев—Саратов) рассеяние резко увеличивается (хотя, как уже говорилось выше, из-за малого числа рассмотренных случаев его величина не может считаться надежной), достигая на высоте поверхности 850 мб 580 км/сутки и максимума 600 км/сутки на расстоянии между точками около 1900 км. На расстояниях, больших 2000 км, рассеяние резко уменьшается и составляет всего 300 км/сутки. Аналогично обстоит дело на высоте поверхности 700 мб, где скорость рассеяния в интервале 1000—1900 км оказалась равной 900 км/сутки, а на участке 1900—2440 км — всего около 325 км/сутки. На высоте поверхности 500 мб до расстояний 2500 км скорость рассеяния составляет 200 км/сутки (для расстояния же 1000 км скорость рассеяния равна всего 160 км/сутки). Из всего сказанного выше об условиях рассеяния летом и зимой видно, что наибольшие масштабы барических систем в атмосфере определяются весьма ненадежно. Тем не менее можно ориентировочно составить таблицу наибольших масштабов барических образований, определяющих рассеяние между частицами воздуха на Европейской территории СССР зимой и летом.

Таблица 1

Наибольшие масштабы барических систем, определяющих рассеяние на Европейской территории СССР

Сезон	Масштаб					
	зональный			меридиональный		
	850 мб	700 мб	500 мб	850 мб	700 мб	500 мб
Лето 1951 г. .	2000	1800	1700	—	—	—
Зима 1952-53 г.	1200	1200	1200	1000 (Киев — Курск) 1900 (Киев — Саратов)	1200 (Киев — Курск) 1500 (Киев — Саратов)	2000 (Киев — Курск) 2000 (Киев — Саратов)

Следует иметь в виду, что при осреднении по различным парам станций на расстоянии 500 км зональные масштабы барических возмущений получились меньшими (около 800 км для поверхностей 850 и 700 мб, чем при осреднении на расстояниях порядка 1000 км (около 1400 км). Мы, однако, считаем, что замедление роста рассеяния в последних случаях связано с постепенной сменой факторов рассеяния по мере удаления точек, в частности, увеличения веса влияния меридиональной составляющей рассеяния. Сказывается также и различие географических районов, в которых происходит замедление рассеяния.

Рассмотренный нами пример показывает, что схема М. И. Юдина

оправдывается до расстояний порядка нескольких сот километров и по крайней мере в данный засушливый год не распространяется до расстояний 1000 км. Преобладание связей, близких к прямолинейным, должно на основании предыдущего указывать на разрыв в спектре турбулентных образований (или во всяком случае на малую повторяемость вихрей такого диаметра) между мезотурбулентностью масштаба до нескольких сот километров и размерами основных барических систем.

Делая такой вывод, следует оценить возможность действия неучтенных нами факторов на рост $\rho(t)$. Такими факторами могут быть, во-первых, сглаживание изогипс на расстояниях, даже больших 500 км, что должно линеизировать $\rho(t)$. Мы, однако, не считаем, что для Европейской территории СССР с ее относительно густой сетью метеорологических станций влияние этого фактора могло бы сколько-нибудь существенно сказаться на форме $\rho(t)$ для выбранных нами расстояний. Во-вторых, может сказаться различие в средних векторах ветра на таких больших расстояниях. Подобное обстоятельство действительно имеет место, однако это различие может лишь увеличить рост $\rho(t)$ по мере увеличения расстояния, т. е. неучет этого фактора может только продлить масштабы применимости закона М. И. Юдина.

По-видимому, обнаруженный факт не является особенностью только данного года, а скорее свидетельствует о наличии в атмосфере двух видов турбулентности: 1) турбулентности диссипативной, связанной с рассеянием энергии и измельчением вихрей в процессе их трансформации. Эти мезо- и микротурбулентности рассматривались в схемах Ричардсона, Колмогорова, Обухова и Юдина; 2) турбулентности разрешения неустойчивости, к которой относится как термическая турбулентность, так и вихревая деятельность, связанная с бароклинностью атмосферы. Последняя развивается за счет превращения потенциальной энергии в кинетическую, причем вихри малых масштабов, развиваясь, имеют тенденцию к возрастанию. В силу этого, например, зародившийся циклон, если не затухает, то, развиваясь, быстро увеличивается в размерах. При заполнении же циклона вовсе не обязательно его уменьшение до малых размеров. Наоборот, диссипация с самого начала характеризуется образованием вихрей меньших размеров по сравнению с рассматриваемой областью масштабов, что и приводит к малой вероятности масштабов барических образований диаметром порядка 500—800 км, как это и показывает анализ.

Теперь можно объяснить причину линейности (пропорциональности) роста рассеяния частиц со временем, находившихся в начальный момент на различных высотах в одном и том же столбе воздуха. Данные А. Ю. Брежиной [5] показали, что радиус среднего рассеяния частиц оказывается возрастающим за сутки приблизительно на 250—300 км, т. е. в два-три раза больше роста рассеяния по горизонтали. Основной причиной, вызывающей такую большую величину рассеяния, является то, что, помимо влияния масштабов барических систем и случайных различий в режиме ветра на разных высотах, на рассеивание по высотам сказываются систематические различия в скорости, а часто и в направлении ветра. Это и является, видимо, главным фактором, обуславливающим рассеяние.

Перейдем к оценке роста коэффициента турбулентности k со временем и с расстоянием между частицами. Осредненное значение \bar{k} за интервал времени от 0 до t может быть в соответствии с формулой (3) и смыслом ρ представлено в виде $\bar{k} = \frac{\rho^2}{2t}$. Выражая ρ через t по фор-

мулам (7—10), получим

1. Для схемы Обухова — Колмогорова

$$\bar{k} = \frac{a}{3} \rho^{\frac{4}{3}} = \frac{2}{27} a^{\frac{4}{3}} t^{\frac{2}{3}}. \quad (11)$$

Указанная форма зависимости k от ρ уже ранее была получена Ричардсоном и А. М. Обуховым [3].

2. Для схемы Юдина

$$\bar{k} = \frac{1}{4} a \rho^{\frac{3}{2}} = \frac{a^{\frac{3}{2}}}{32} t^{\frac{3}{2}}. \quad (12)$$

3. Для схемы постоянства \bar{v}

$$\bar{k} = \frac{1}{2} a \rho = \frac{1}{2} a^{\frac{2}{3}} t. \quad (13)$$

4. Для $t \rightarrow \infty$

$$\bar{k} = a. \quad (14)$$

Мы видим, что, тогда как для расстояний порядка до десятка километров и особенно для расстояний порядка от десятка до нескольких сот километров рост обмена со временем происходит очень быстро, для исследуемых нами областей масштабов этот рост значительно замедляется. Это указывает на возможность существования воздушных масс в течение некоторого времени, что известно практику и хорошо подтверждается нашими данными: рассеяние на расстоянии 500 км в однородной массе для зимы составляет 50—100 км/сутки, тогда как рассеяние воздушных частиц в разных массах составляет 300—500 км/сутки.

Более строго вместо (13) следует писать

$$k = \frac{a^{\frac{2}{3}}}{2} (t + t_0), \quad (15)$$

так как для малых расстояний коэффициент обмена растет быстрее, чем для случая постоянства \bar{v} .

В данной работе для лета точки в начальный момент были взяты вдоль меридиана. Если станции достаточно далеко удалены одна от другой, так что пересечение траекторий практически на протяжении периода исследований исключается, то среднее рассеяние вдоль меридиана равно нулю, а сказывается лишь рассеяние вдоль широты. Таким образом, в первые дни исследования, пока одновременное положение частиц, вышедших из разных точек, не приобрело достаточной разности, мы получаем характеристику главным образом зональной составляющей облака. Для изучения меридиональной составляющей обмена следует выбирать точки вдоль параллели (желательно брать несколько случаев на разных параллелях в связи с климатическими различиями в переносах на разных широтах). Такие расчеты были произведены для зимы 1952-53 г.

Постепенный переход к характеристике зонального обмена на обмен в промежуточном направлении приводил при построении графиков к некоторым невязкам при сопоставлении их для разных начальных ρ . Особенно это видно при осреднении рассеяния для всех высот и всего района. Каждый раз при переходе с предыдущего графика на последующий для больших расстояний скорость рассеяния несколько возрастала, что говорит о большем в данном случае значении зонального обмена по сравнению с меридиональным.

Как уже говорилось, радиус рассеяния точек по высотам получился для лета у А. Ю. Брегиной порядка 250—300 км; его еще можно считать преуменьшенным за счет неучета данных ниже поверхности 850 мб, где скорости ветра быстро изменяются с высотой. Горизонтальное рассеяние на одной высоте (изменение расстояния между двумя частицами вдоль траекторий со временем) летом составляет в среднем около 200 км, или радиус рассеяния составляет около 100 км. Учитывая, что при использовании только двух точек рассеяние уменьшается в отношении $\sqrt{2}$, следует истинное значение горизонтального рассеяния принимать около 140 км; оно остается в два с лишним раза меньше рассеяния по высотам, исследованного ранее, которое, следовательно, является основным фактором смещения воздушных масс.

Для зимы у А. Ю. Брегиной рассеяние по высотам получилось несколько выше, чем для лета, в то время как рассеяние между точками на одной плоскости растет со скоростью около 400—500 км. Это соответствует скорости рассеяния $\frac{\sqrt{2}}{2} \cdot 450$ км (около 320 км/сутки), т. е. того же масштаба, что и рассеяние по высотам. Естественно, что оба вида рассеяния должны существенно зависеть от типа атмосферной циркуляции. Значение приведенных величин подлежит еще уточнению в будущем, но порядок рассеяния, имеющего место в атмосфере, определен уже, по-видимому, надежно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ляпин Е. С. О турбулентном перемешивании воздуха в атмосфере. Метеорология и гидрология, № 5. 1948.
2. Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости. Докл. АН СССР, т. XXX, № 4, 1941.
3. Обухов А. М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4—5. 1941.
4. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеиздат. 1955.
5. Щербакова Е. Я., Брегина А. Ю. Изменение тепло- и влагосодержания воздушных масс в процессе трансформации в умеренных широтах Евразии. Труды ГГО, вып. 62(124). 1956.

К ВОПРОСУ О ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ОБМЕНЕ В АТМОСФЕРЕ

В вопросе изучения атмосферных процессов макромасштаба важно знать закономерности горизонтального обмена, являющегося динамическим фактором общей циркуляции атмосферы и одним из циркуляционных факторов формирования климата.

Для выяснения количественных величин горизонтального коэффициента макротурбулентности существуют две группы методов: прямые и косвенные. Косвенные методы основаны на различных гипотезах и дают только порядок величин коэффициента турбулентности. Более точные величины можно получить только прямыми методами. Предложенные до сих пор способы определения коэффициента горизонтального обмена грубо можно разбить на две группы.

1. Способы, основанные на использовании понятия пути смещения и пульсационных скоростей (Леттау, Гиллебранд [6, 8—11] и др.). Если последняя величина определяется довольно легко, то при определении пути смещения встречаются серьезные затруднения; здесь не обходится без гипотез, которые вносят определенный произвол в само определение и в понятие физического смысла пути смещения.

2. Способы, основанные на определении турбулентного потока какой-либо величины и ее среднего градиента (Дефант [5] и др.). К этой группе можно отнести и определение коэффициента горизонтальной турбулентности из уравнения переноса вихря скорости (Решетникова [3]).

Нам представлялось целесообразным по рассеянию траекторий получить коэффициент макротурбулентности. Дефант для зимы 1913-14 г. для Западной Европы таким способом получил значение $A = 0,5 \cdot 10^8 \text{ г см}^{-1} \text{ сек}^{-1}$.

Леттау [11] также указывал на возможность определения коэффициента обмена из рассеяния траекторий для некоторой точки земной поверхности. Здесь находит применение теория, развитая Ричардсоном.

Вследствие наличия вихрей в атмосфере имеют место пульсации в полях скоростей и направлении ветрового потока. При рассмотрении турбулентных движений первой задачей является выделение поля средних скоростей, которые бы мало менялись во времени и в пространстве, а отклонение истинных скоростей от средних являлось бы случайной величиной. В качестве среднего фона нами были использованы многолетние карты барической топографии и карты градиентного ветра для Европейской территории СССР, по которым строились средние траектории, а по ежедневным картам — траектории за каждый день.

Отклонение траектории конкретного дня от средней характеризует рассеяние потока относительно его средней величины. Пульсационная скорость определялась по формуле $v' = \frac{S_t - S_0}{t}$, где $S_t - S_0$ — отклонение фактической траектории от средней, t — время.

Коэффициент турбулентности можно представить в виде

$$k = \frac{\frac{1}{2} (S_t - S_0)^2}{t} = \frac{\frac{1}{2} \sigma^2}{t},$$

т. е. коэффициент турбулентности пропорционален квадрату рассеяния частиц в единицу времени.

В табл. 1 даны значения пульсационных скоростей (v') и коэффициента макротурбулентности (k_s), рассчитанные по вышеуказанным формулам. (Среднее за июнь — сентябрь 1951 г. для четырех пунктов вдоль 30-го меридиана для поверхностей 850, 700 и 500 мб).

Из таблицы видно, что со временем на всех высотах наблюдается падение пульсационных скоростей и рост коэффициента макротурбулентности.

Таблица 1

Среднемесячные характеристики пульсационной скорости и коэффициента макрообмена (июнь — сентябрь 1951 г.)

Дни вдоль траекторий	850 мб		700 мб		500 мб	
	v' м/сек.	k_s (10^{10} см ² /сек.)	v' м/сек.	k_s (10^{10} см ² /сек.)	v' м/сек.	k_s (10^{10} см ² /сек.)
Одесса						
1	7,6	3,1	7,7	2,7	7,9	3,3
2	7,3	5,2	7,1	5,0	6,4	4,3
3	7,1	7,3	6,2	6,4	5,5	5,0
Киев						
1	7,9	3,0	8,0	3,1	7,9	3,2
2	7,5	5,5	7,5	5,4	7,1	5,2
3	7,0	7,8	7,3	7,3	6,4	6,4
Великие Луки						
1	8,0	3,3	8,5	3,6	8,9	3,9
2	7,2	4,8	7,6	5,8	7,4	5,8
3	6,5	6,1	6,4	6,6	5,8	5,6
Выборг						
1	7,9	2,8	7,6	3,1	8,8	4,0
2	7,1	4,9	7,4	5,4	7,4	5,2
3	6,5	5,6	8,3	6,2	5,6	5,9

В атмосфере наблюдается многомасштабность турбулентных пульсаций; с увеличением периода осреднения сглаживаются мелкомасштабные пульсации и остаются пульсации более крупного масштаба. Кроме того, с увеличением масштаба осреднения усиливается влияние криволинейности движения воздушных частиц и пульсационные скорости уменьшаются.

Коэффициент макротурбулентности, как указывалось выше, со временем растет. На третий день он становится примерно в два раза больше, чем в первый день. С увеличением временного масштаба увеличивается обмен. Наибольшую интенсивность макротурбулентный обмен

достигает тогда, когда длина пути, проходимого в вихрях индивидуальными частицами, достигает размера вихрей.

Макротурбулентные движения имеют тем большую интенсивность, чем больше скорости и чем длиннее пути, проходимые в вихрях частицами. При определении коэффициента макротурбулентности вдоль траектории в первый день учитывается частичный обмен, так как обмен за одни сутки существенно меньше обмена, происходящего в системе циклонов и антициклонов, и только за четыре дня, а иногда за более длительные промежутки времени получаем примерно макрообмен в барических системах, приближающийся к климатологическому макрообмену. Обмен за один день является относительной характеристикой, показывающей изменение обмена от дня ко дню, от карты к карте. Для климатологических же расчетов коэффициент макротурбулентности будет в несколько раз, а иногда на порядок больше.

Пульсационные скорости и коэффициент горизонтального обмена изменяются также и с высотой. В первый день, когда учитывается частичный обмен, пульсационные скорости и коэффициент макротурбулентности с высотой растут, так как в первый день влияние кривизны траектории не так велико, а скорости движения воздушных частиц с высотой увеличиваются. Пульсационные скорости и коэффициент макротурбулентности при осреднении за 2 и 3 дня с высотой падают, что, по-видимому, можно объяснить увеличением влияния на пульсационную скорость кривизны траектории, которое перекрывает влияние роста скорости движения воздушных частиц с высотой. Кроме того, имеется тенденция к уменьшению числа и размеров замкнутых барических образований на более высоких уровнях. О том, что с высотой наблюдается тенденция к уменьшению размеров замкнутых барических образований подтверждается работой, выполненной О. А. Дроздовым совместно с автором [4].

Линейный рост рассеяния на поверхности 850 мб сохраняется до больших расстояний, чем на поверхностях 700 и 500 мб. Замедление рассеяния со временем указывает на примерное исчерпывание горизонтальных масштабов вихрей. Обмен сильно зависит от размеров барических образований, с уменьшением их размера ослабляется обмен. С высотой растет роль среднего переноса, а турбулентного ослабевает. В географическом распределении наибольшее значение коэффициента макротурбулентности имеет на 55—60° с. ш., что находится в соответствии с расположением зоны максимальной фронтальной активности и наибольшей повторяемости циклонических образований.

Для практических целей и различного рода теоретических расчетов важно знать компоненты поля скоростей и макротурбулентности. Исходя из тех данных, которыми мы располагали, наиболее целесообразным для разложения пульсационных скоростей и коэффициента турбулентности на составляющие нам представлялся следующий путь. Расстояние между точками, расположенными на одной широте (S_λ), определялось по формуле

$$S_\lambda = \Delta\lambda^\circ \cos \varphi \cdot 1,11 \cdot 10^5 \text{ м.}$$

Отсюда находим зональную пульсационную скорость $v'_\lambda = \frac{S_\lambda}{t}$.

Расстояние между точками, расположенными на одном меридиане, будет равно $S_\varphi = \Delta\varphi^\circ \cdot 1,11 \cdot 10^5 \text{ м}$, а меридиональная пульсационная скорость $v'_\varphi = \frac{S_\varphi}{t}$.

Компоненты коэффициента макротурбулентности соответственно будут иметь вид $k_{S,\lambda} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_\lambda^2}{t}$, $k_{S,\varphi} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_\varphi^2}{t}$.

В табл. 2 даны компоненты пульсационной скорости (v') и коэффициента макротурбулентности (k) для июля 1951 г. на поверхности 850 мб вдоль траектории.

Таблица 2

Дни вдоль траекто- рии	Зональные		Меридиальные	
	v'_λ м/сек.	$k_{S,\lambda}$ (10^{10} см ² /сек.)	v'_φ м/сек.	$k_{S,\varphi}$ (10^{10} см ² /сек.)
Одесса				
1	6,2	2,0	2,9	0,5
2	5,9	4,5	3,1	1,2
3	5,9	6,8	3,3	2,2
Киев				
1	6,8	1,8	3,6	1,0
2	6,3	5,9	4,0	1,6
3	6,6	7,4	3,6	2,9
Великие Луки				
1	5,5	1,3	4,2	1,7
2	5,5	3,1	4,3	2,6
3	6,2	5,7	4,0	3,5
Выборг				
1	4,8	1,3	5,0	1,9
2	6,0	2,0	4,4	2,2
3	5,4	4,2	3,8	2,2

Из таблицы видно, что зональные пульсационные скорости существенно больше меридиональных. Составляющие коэффициента турбулентности со временем быстро растут: на третий и четвертый день они в среднем в 3—4 раза больше, а если рассматривать отдельные дни, то иногда в 10—12 раз больше, чем в первый день. Это указывает на различные масштабы осреднения. С увеличением масштаба осреднения обмен увеличивается до тех пор, пока осреднение не достигнет размера вихрей. Видна также четкая зависимость меридионального обмена от широты. К северу меридиональный коэффициент макротурбулентности растет. Зональный обмен с юга на север несколько ослабевает, и примерно на 60° с. ш. значения зонального и меридионального обмена выравниваются. Это находится в соответствии с расположением зоны максимальной фронтальной активности и наибольших температурных градиентов.

На широтах 55—60° в 1951 г. была развита циклоническая деятельность, поэтому здесь наблюдался наиболее интенсивный межширотный обмен и траектории наиболее часто имели направление с северо-запада и севера на восток, тогда как южные траектории носили более зональный характер. Еще Гиллебранд [6] указывал, что должна существовать связь между типом погоды и обменом. Он обращал особое внимание на зональный и меридиональный типы циркуляции. Можно ожидать параллельности хода турбулентного обмена и повторяемости западного

типа циркуляции, так как при этом число и интенсивность турбулентных элементов наибольшие.

Нами были произведены расчеты составляющих коэффициента турбулентности в первый день вдоль траекторий и в точке. Получились существенные различия (табл. 3), которые можно объяснить тем, что при расчете коэффициента макротурбулентности вдоль траекторий в движущейся с потоком координатной системе мы учитываем кривизну траекторий и получаем более правильную характеристику возмущенного движения, хотя и при условии пространственного осреднения. При расчете коэффициента макротурбулентности в точке мы используем временное осреднение, которое не может учесть полностью действительную вихревую природу явления. Приведенные данные подтверждают еще раз важность перехода при изучении турбулентности в атмосфере от неподвижной к движущейся вместе с потоком системе координат.

Т а б л и ц а 3

Одесса		Киев		Великие Луки		Выборг	
k_λ	k_φ	k_λ	k_φ	k_λ	k_φ	k_λ	k_φ

И ю л ь 1951 г.

Вдоль траектории за сутки, k (10^6 м ² /сек.)	2,0	0,5	1,8	1,0	1,3	1,7	1,3	1,3
В точке	1,2	0,8	0,9	0,9	0,8	1,3	0,9	1,6

(k_λ — зональный коэффициент обмена, k_φ — меридиональный коэффициент обмена).

В целях сокращения объема работ были произведены расчеты коэффициента макротурбулентности вдоль траекторий за каждый день месяца и через день. Результаты приведены в табл. 4.

Т а б л и ц а 4

	k_λ (10^6 м ² /сек.)			k_φ (10^6 м ² /сек.)		
	четные дни	нечетные дни	каждый день	четные дни	нечетные дни	каждый день
И ю л ь 1951 г.						
Одесса	1,7	2,3	2,0	0,5	0,6	0,5
Киев	1,8	1,9	1,8	0,9	1,0	1,0
Великие Луки	1,2	1,4	1,3	2,0	1,4	1,7
Выборг	1,2	1,4	1,3	1,3	1,4	1,3
И ю н ь 1951 г.						
Одесса	2,1	2,3	2,2	1,3	1,0	1,2
Киев	1,2	1,5	1,4	1,8	1,0	1,4
Великие Луки	1,0	1,3	1,2	1,8	1,4	1,6
Выборг	1,2	1,4	1,3	2,0	1,9	2,0

Как видно из таблицы, в большинстве случаев получается хорошее согласование коэффициента турбулентности, полученного за каждый день месяца и через день. Поэтому все дальнейшие расчеты в целях экономии времени были произведены для четных чисел месяца. Для того чтобы получить географическое распределение коэффициента макротурбулентности, было выбрано 25 точек от 20 до 60° в. д. и от 48 с. ш. до 68° с. ш.

Шаг по параллели принимался равным 10° , по меридиану — 5° . Для этих точек были рассчитаны составляющие коэффициента горизонтального обмена и его суммарное значение для июля 1951 г. на всех уровнях за один день и построены схематические карты. В целом можно сказать, что на всех уровнях наблюдается рост коэффициента турбулентности с юго-запада на северо-восток.

Наименьшее значение коэффициента турбулентности в июле 1951 г. наблюдалось вдоль 20-го меридиана: в южной части Балтийского моря и в районе Западных Карпат. Небольшие значения коэффициента турбулентности можно объяснить как влиянием орографии на обмен, так и особенностями циркуляции. На юге Средней Европы преобладало размытое малоградиентное барическое поле, небольшие скорости ветра, кроме того, наличие Карпат препятствовало развитию обмена в горизонтальном направлении, особенно был ослаблен зональный обмен.

Аналогичная картина наблюдалась над югом Скандинавии и Балтийского моря. На юге Скандинавии и Балтийского моря циклоническая деятельность была ослаблена. Особенно заметно сказывалось задерживающее действие гор, простирающихся в широтном направлении. Наибольшее значение коэффициента турбулентности наблюдалось на северо-востоке Европейской территории СССР. При этом значение меридионального обмена превышает значение зонального. Отношение коэффициента зональной турбулентности к коэффициенту меридиональной к востоку от 45° в. д. и к северу от 50° с. ш. на всех высотах меньше единицы. Преобладание меридионального обмена над зональным в вышеуказанном районе, по-видимому, можно объяснить не только увеличением межширотного обмена в ложбине, ориентированной на Балтийское море, но и влиянием Уральского хребта, способствующего меридиональному обмену. Коэффициент меридиональной турбулентности имеет наибольшее значение на северо-востоке Европейской территории СССР. Зональный коэффициент макротурбулентности на рассматриваемой территории меняется мало, наблюдается некоторое его ослабление в северной и западной частях района. Наибольшее значение зонального обмена отмечается на всех высотах на юге и в центре Европейской территории СССР.

Для января 1951 г. был также рассчитан суммарный коэффициент обмена и его составляющие за один день для трех уровней (850, 700, 500 мб). Значения коэффициента обмена в январе существенно больше, чем в июле.

Зональный коэффициент макротурбулентного обмена, рассчитанный по рассеянию траекторий относительно среднемесячных траекторий, имел максимальное значение на юге Европейской территории СССР, несколько больше $2 \cdot 10^{10}$ см²/сек. — на высоте поверхности 850 мб, на севере Европейской территории СССР коэффициент макротурбулентности был меньше $1 \cdot 10^{10}$ см²/сек.

Максимальное значение меридионального коэффициента макротурбулентного обмена наблюдалось на востоке рассматриваемой территории ($2,6 \cdot 10^{10}$ см²/сек.), минимальное значение — на севере. В среднем для Европейской территории СССР зональный коэффициент обмена равен $1,5 \cdot 10^{10}$, меридиональный — $1,9 \cdot 10^{10}$ см²/сек.

В районе Венгерской низменности ввиду защищенности наблюдалось ослабление как зонального, так и меридионального коэффициентов макротурбулентности.

Увеличение коэффициента обмена к югу от 60° с. ш. можно объяснить увеличением числа циклонов и антициклонов в этом районе в 1951 г., как элементов турбулентности.

Суммарный коэффициент обмена к югу от 60° с. ш. на высоте поверхности 850 мб примерно равен $4 \cdot 10^{10}$ см²/сек., к северу около $2,8 \cdot 10^{10}$ см²/сек. С высотой коэффициент обмена за один день растет. На высоте поверхности 700 мб к югу от 60° с. ш. суммарный коэффициент обмена составляет около $5,5 \cdot 10^{10}$ см²/сек., к северу — $3 \cdot 10^{10}$ см²/сек. На высоте поверхности 500 мб на $50-60^\circ$ с. ш. коэффициент обмена равен $7 \cdot 10^{10}$ см²/сек.

Во всех приведенных рассуждениях в качестве средних скоростей были использованы средние многолетние величины, которые очень сильно сглажены. Циркуляция же отдельных лет может очень сильно различаться, а вместе с нею меняются и пульсационные скорости. За период осреднения необходимо принимать такой период, в который входит достаточное число турбулентных вихрей. Ряд авторов (Леттау, Гиллебранд и др.) за период осреднения принимали два соседних месяца. Но в этом случае изменение среднего поля ветра от месяца к месяцу приводит к некоторому искажению пульсационных скоростей. Гиллебранд [6] указывал, что период осреднения для зонального обмена можно взять меньшим, чем для меридионального, — порядка одного месяца.

Нам представлялось целесообразным определить рассеяние и пульсационные скорости относительно средней месячной величины и рассчитать коэффициент макротурбулентности. Коэффициент макротурбулентности (за один день), рассчитанный при осреднении за один месяц, во всех случаях оказался меньше примерно на 25%, чем при многолетнем осреднении. Средний зональный коэффициент макротурбулентности (для всей рассмотренной территории) на высоте поверхности 850 мб, рассчитанный по рассеянию траекторий относительно средней многолетней, равен $1,32 \cdot 10^{10}$ см²/сек., меридиональный — $1,31 \cdot 10^{10}$ см²/сек.

Компоненты коэффициента турбулентности, рассчитанные по рассеянию относительно средних месячных величин скорости, соответственно равны $0,95$ и $0,98 \cdot 10^{10}$ см²/сек. Суммарный коэффициент обмена в первом случае примерно равен $2,5 \cdot 10^{10}$ см²/сек., во втором составляет около $2 \cdot 10^{10}$ см²/сек.

В январе 1951 г. различия в величине коэффициента макротурбулентного обмена, рассчитанного по рассеянию траекторий от средней месячной траектории данного года и от средней многолетней, получились небольшие и практически в среднем для Европейской территории СССР совпадают. Январь 1951 г., по-видимому, по условиям циркуляции близок к норме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеиздат. 1955.
2. Моинин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофизич., № 4. 1956.
3. Решетникова К. А. К вопросу о коэффициенте горизонтального обмена. Труды ГГО, вып. 55(117). 1955.
4. Григорьева А. С., Дроздов О. А. О зависимости горизонтального рассеяния от времени (в настоящем сборнике).
5. Defant A. Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemässigten Breiten der Erde Geogr. Ann., № 3. 1921.
6. Hillebrand R. Untersuchungen über den atmosphärischen Großaustausch und seine Bedeutung als Klimafaktor. Veroff. d. Geoph. Ins. d. Univ. Leipzig., 2 ser. XI. 1937—1939.
7. Ja w. Statistical studies on the general circulation in middle Latitudes. Journal of the Chinese Geophysical society, v 1, № 2, 1949.
8. Lettau H. Zur Berechnungen des meridionalen Austauschoeffizient. Gerl. Beitr. z. Geophysik, 39 1933.
9. Lettau H. Großaustausch über Europa und dem Nordatlantik im Winter 1933. Gerl. Beitr. z. Geoph. 40. 1933.
10. Lettau H. Atmosphärische Zirkulation auf der nördlichen Halbkugel im Lichte der Turbulenz vorstellungen. Ann. d. Hydr. und Marit. Meteorol. Juni 1934, H. VI.
11. Lettau H. Atmosphärische Turbulenz. Leipzig. 1939.

КОЭФФИЦИЕНТ МАКРОДИФФУЗИИ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПРИБЛИЖЕННОГО РАСЧЕТА СООТНОШЕНИЯ ПЕРЕНОСОВ ТУРБУЛЕНТНЫМ И СРЕДНИМ ДВИЖЕНИЕМ В АТМОСФЕРЕ

Как известно, поток какого-либо свойства σ может быть выражен соотношением

$$P = \rho \bar{v} \sigma + k \rho \frac{\partial \sigma}{\partial s}, \quad (1)$$

где s — направление градиента концентрации, ρ — плотность, \bar{v} — скорость среднего движения, k — коэффициент турбулентности, P — поток исследуемого свойства.

В турбулентной среде градиент в настоящем смысле слова определен быть не может и заменяется соотношением $\frac{\Delta \sigma}{\Delta s}$, причем эта величина зависит от масштаба осреднения, т. е. от Δs . Рациональный выбор последней величины зависит от характера исследуемого поля, особенно от соотношений между размером турбулентных пульсаций, искажающих градиент при малых Δs , и масштабом однозначных изменений самой σ , определяющим размер искажений, вносимых нелинейностью распределения σ в направлении s . Рациональный выбор масштаба $\Delta s = L$ произвести трудно, так как этот вопрос еще полностью не изучен.

Вероятно эта величина будет порядка масштабов самих барических систем, т. е. около 2000 км.

Учитывая, что $k = \frac{1}{2} L v'$, где v' размер пульсаций, можно (1) придать следующий вид:

$$P = \rho \bar{v} \sigma + \frac{1}{2} v' \rho \Delta \sigma L, \quad (2)$$

где $\Delta \sigma_L$ разность концентраций свойства σ на расстоянии L . Пульсационная скорость при данном выборе масштаба превращается в коэффициент макроdiffузии.

Поскольку v' мало отличается от v (если их не рассматривать отдельно по слагающим вдоль широты и меридиана), легко оценить соотношение между переносами средним и турбулентным движениями.

Очевидно, что среднее движение имеет большее значение для переноса, чем турбулентное при условии

$$\frac{\bar{v}}{v'} > \frac{\Delta \sigma L}{\sigma}. \quad (3)$$

При оценке роли переносов, особенно тепла, возникают некоторые дополнительные трудности, которые мы рассмотрим на примере оценки возможности переноса тепла из Казахстана в Норвежское море летом

в направлении, обратном среднему переносу, разобранным С. Т. Пагава [1], Т. В. Покровской и Е. С. Рубинштейн [2]. Градиент температуры Казахстан — Норвежское море составляет 15° на 8000 км, или 1° на 530 км. Меридиональный градиент составляет 20° на 3200 км, или 1° на 160 км. Средний перенос на высоте поверхности 700 мб составляет около 4 м/сек.

Составляющая среднего движения вдоль направления Казахстан — Норвежское море на высоте эффективного переноса тепла (поверхность 700 мб) оказывается около 2,5 м/сек. Пульсации скорости будут около 7 м/сек., следовательно, их составляющие по двум взаимно-перпендикулярным направлениям можно принять порядка 5 м/сек.

Заметим, во-первых, что меридиональный поток тепла на долготе Казахстана в 4 раза больше принятого С. Т. Пагава. Дело в том, что изаномалы не определяют непосредственно интенсивность потоков тепла, а лишь отмечают факт значительного отличия температуры от нормы, что, помимо влияния обмена, может происходить из-за наличия источников и стока тепла (в данном случае из-за радиационного прогрева над сушей и охлаждения над морем).

Во-вторых, ответ на вопрос, какой перенос тепла в рассмотренном случае преобладает — среднего движения или турбулентный, определяется точным условием задачи. Так если относить к переносам тепла всю внутреннюю энергию газа, то средний перенос оказывается значительно больше турбулентного. Однако такой перенос может привести к переносу массы, не вызывая повышений температуры в том или ином районе. Тем не менее именно этот случай чаще всего рассматривается в работах [3].

Если же понимать под переносом тепла только свободную энергию газа, которая может частично перейти в работу и вызывать при адвекции смену температур, то роль турбулентного обмена при этом оказывается значительно более существенной. Все это ярко видно из рассматриваемого примера.

Разность температур на 2000 км вдоль линии Казахстан — Норвежское море составляет около 4° , а все теплосодержание воздуха определяется его абсолютной температурой, т. е. температурой около 290° . При этом условии формула (3) всегда будет давать преобладание среднего переноса тепла вместе со средним переносом воздуха.

Иначе будет стоять вопрос, если нас будет интересовать перенос тепла при температурах более высоких, чем температуры, наблюдаемые в Норвежском море. Тогда средний перенос тепла с моря на сушу равен нулю и тепловой поток действительно направлен в сторону, указанную С. Т. Пагава.

Это отнюдь не означает, что тепло фактически перемещается с территории Казахстана на Норвежское море, хотя тенденция к потеплению при юго-восточных ветрах по всей трассе несомненно будет иметь место. Значительно чаще будет наблюдаться перенос холода в сторону, обратную предполагаемому переносу тепла, что математически в обычной трактовке эквивалентно переносу тепла по линии Казахстан — Норвежское море.

Вероятность переноса в северо-западном направлении на расстояние $L \frac{(v' - v)}{v'} = 2000 \left(\frac{5 - 2,5}{5} \right) = 1000$ км будет составлять несколько меньше $\frac{1}{2}$. Тогда вероятность попадания воздуха из Казахстана на Норвежское море будет заведомо меньше $\frac{1}{28} = \frac{1}{256}$.

Таким образом, прямой перенос тепла из Казахстана на Норвеж-

ское море почти никогда не осуществляется. Обратный же перенос холода в Казахстан имеет место несравненно чаще. А это говорит о том, что существующая терминология о направлении потоков тепла не дает возможности без дополнительного, хотя и простого, исследования всегда правильно оценить физический смысл протекающих процессов [1], [2].

Аналогичные вопросы иногда могут возникать и при оценке переносов влаги, но поскольку влага может выделяться в некоторых случаях практически полностью, то ее перенос должен в большинстве случаев вычисляться обычным путем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пагава С. Т. О естественном синоптическом районе. Метеорология и гидрология, № 10. 1953.
2. Покровская Т. В., Рубинштейн Е. С. К вопросу об изучении теплообмена между океанами и материками. Метеорология и гидрология. № 3. 1955.
3. Мони́н А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере. Известия АН СССР, сер. геофизическая, № 4. 1956.

О СВЯЗИ РАЗЛИЧНЫХ СТОРОН КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА

Как известно, колебания климата имеют весьма сложную структуру и представляют собой набор ритмов с весьма широким спектром средних периодов, по-видимому, различных по происхождению.

Согласно исследованиям А. В. Шнитникова [1], [2], [3], в послеледниковую эпоху выделяется ритм, или период, длительностью порядка 1850 лет, связанный внешне с колебаниями приливообразующей силы и проявляющийся в смене короткой (около 4 столетий) пльвиальной эпохи длительной сухой эпохой. Существование этого ритма замечено по многочисленным колебаниям уровня озер, данным археологических раскопок, трансгрессиям и регрессиям моря и т. д. Пльвиальные эпохи, по А. В. Шнитникову, возникают одновременно для всего земного шара. Последняя из таких эпох соответствует времени средневековья и сейчас мы переживаем начало очередной сухой эпохи.

Не исключена возможность, что длительные колебания ледовитости Арктики, быстрое изменение которой отмечалось в недавнее время, являются составной частью упомянутого цикла, в частности малая ледовитость северных морей в IX веке нашей эры, ледяная блокада Исландии в XII—XIV веках и последующий за тем штормовой период наступления ледников, а также современное потепление Арктики и отступление ледников. В этих вековых колебаниях климата явно связываются между собой похолодания, особенно в арктических широтах, увеличение осадков и усиление ветра. Среди колебаний климата более коротких средних периодов (внутривековых), по А. В. Шнитникову, также обращают на себя внимание колебания ледовитости полярных морей, в частности, возрастание ее к 1915—20 гг., убывание к 30-м годам и связанные с этим колебания количества зимних осадков и штормовой деятельности, проявившееся в таком существенном последствии, как резкое падение уровня Каспия в 30-е годы. Аналогичный характер имеют и 5—6-летние колебания зимних осадков. Таким образом, некоторые из внутривековых колебаний климата по своему характеру оказываются аналогичными вековым колебаниям, последствия же их настолько существенны, что представляется целесообразным проводить более подробное их исследование. Приступая к подобному исследованию, необходимо оценить, какой климатический элемент будет наиболее полно отражать сущность рассматриваемого вопроса.

Тот факт, что периоды похолодания в арктических широтах совпадают с общим увеличением осадков (особенно зимних) в умеренных широтах, говорит о возрастании контрастов температуры между севером и югом. Причем есть данные, показывающие, что на южной периферии умеренных широт в такие периоды наблюдается некоторое потепление. Это обстоятельство, с одной стороны, сказывается на повторяемости определенных форм циркуляции, с другой — может

быть обнаружено посредством вычисления градиентов температуры вдоль меридиана.

Поскольку разности температуры являются в известной мере первичным фактором, приводящим к усилению циркуляции, и поскольку вопрос о формах циркуляции, характеризующих увеличение ее интенсивности, вызывает иногда споры, мы остановились на характеристике векового хода меридиональных контрастов температуры, увязывая, однако, его с уже установленными колебаниями форм циркуляции. К сожалению, современные исследования атмосферной циркуляции трактуют ее особенности довольно односторонне. Это приводит к тому, что даже выводы о преобладании зональной или меридиональной циркуляции в ту или другую эпоху у различных авторов не совпадают.

П. Т. Смоляков [4] отмечал необходимость тыловых арктических вторжений из западного сектора Арктики для образования синоптических процессов, приводящих к многоснежности зим и вообще к обилию осадков. Необходимость наличия значительных меридиональных переносов воздушных масс, связанных с регенерацией циклонов, отмечал для этих случаев неоднократно и О. А. Дроздов [5], [6]. Увеличение меридиональности (по крайней мере в умеренных широтах Атлантики в период около 1915 г.) и смену меридиональных типов циркуляции на зональные в период потепления Арктики отмечал в ряде работ и Б. Л. Дзердзеевский [7], [8]. О том же по существу говорит в своей книге Н. А. Белинский [9], подтверждающий свои выводы расчетами индексов циркуляции (типа индексов Россби, Гаурвица и Блиновой). В то же время вековой ход типов циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму, рассчитанный А. А. Гирсом [10], [11], оказывается почти зеркальным по отношению к типам Б. Л. Дзердзеевского. Период, богатый осадками, характеризуется преобладанием западного и восточного типов циркуляции, наиболее маловодный период, связанный с потеплением Арктики, — преобладанием меридионального. К сожалению, различные авторы, исследующие вековой ход типов циркуляции, не увязали свои работы, поэтому мы можем на основании небольших собственных исследований лишь догадываться о причинах упоминаемой неувязки. По-видимому, Г. Я. Вангенгейм больше всего обращает внимание на стационарные процессы, а Б. Л. Дзердзеевский — на их нарушения. Естественно, что западный тип циркуляции необходим, чтобы обеспечить выход на материк больших количеств водяного пара, но не менее необходимы в данном отношении и меридиональные затоки в тылу циклонов и циклонических серий, увеличивающие контрасты температуры, обостряющие атмосферные фронты и т. д. В то же время как стационарирование антициклонов на той или иной территории, так и меридионально направленная циклоническая деятельность в интервале между двумя стационарными антициклонами будет неблагоприятна для выпадения больших количеств осадков.

Вместе с тем различные авторы сходятся на одном, что существует вековой ход атмосферной циркуляции, сказывающийся на скорости ветра [12], [31], режиме морских течений [13], [14], ледовом режиме Арктики [15], [16], [17], колебаниях температуры и осадков [18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 32 и др.], но в характеристике форм циркуляции, даже в отношении таких основных ее свойств, как зональность или меридиональность, мнения различных авторов расходятся. Поэтому за основу исследования следует положить такие ведущие особенности климата, которые одновременно являлись бы и косвенными характеристиками атмосферной циркуляции. Одной из таких характеристик является количество осадков. К сожалению осадки, особенно зимние, определяются не вполне надежно, однородность рядов часто нарушается и их вековой

ход, особенно в первой половине XIX столетия, по данным наблюдений, может вызывать серьезные сомнения. В свете упомянутых выше работ, хорошей характеристикой векового хода атмосферной циркуляции должны явиться градиенты температуры вдоль меридиана, которые, характеризуя контрасты температуры между различными широтами, определяют и циклоническую деятельность, а следовательно, осадки и вероятность штормов. Вместе с тем температура определяется относительно надежно, ряды по ней длительны, а если брать достаточно удаленные одну от другой станции, то влияние неустраненных неоднородностей в разностях температур сказывается сравнительно меньше, чем на других величинах. Кроме того, величина межширотных градиентов температуры, естественно, связана с типом циркуляции [24].

За основу исследования меридиональных градиентов температуры были взяты материалы метеорологических станций северного полушария, использованные в работах Е. С. Рубинштейн по вековым колебаниям климата. Исползованные материалы были получены сглаженным методом скользящих средних по десятилетиям, поскольку мы на данном этапе исследования не интересовались колебаниями режима кратковременного характера.

Первоначально была подвергнута рассмотрению территория, соответствующая Атлантико-Европейскому синоптическому району (главным образом территория СССР), а позднее выборочно рассмотрены были материалы и по всему северному полушарию. На последнем этапе работы в вычислениях принимала участие дипломантка кафедры климатологии географического факультета ЛГУ К. Тургенева.

Поскольку нашей задачей являлось главным образом исследование векового хода осадков, то особенности векового хода осадков отдельных месяцев года представляли сравнительно небольшой интерес. Тем не менее рассмотрение векового хода температурных градиентов по отдельным месяцам тоже дало довольно интересные результаты. Месяцы холодной части года дают более согласованный ход градиентов, чем летние, однако каждый месяц имеет некоторые особенности, сказывающиеся даже на времени наступления максимальных и минимальных значений градиентов, которое может отличаться на срок до 10 лет.

Эти особенности в общем распространяются и на месяцы теплой части года, но они ослабевают, особенно к середине лета, когда обнаруживается тенденция к компенсации. Однако согласованность хода градиентов в теплую часть года меньше, чем зимой, а связь их с вековым ходом осадков во многих районах утрачивается, хотя наиболее крупные аномалии осадков в прошлом сопровождались соответствующими аномалиями меридиональных градиентов в течение почти всего года (рис. 1—2).

Наиболее четко связаны с ходом градиентов температур осадки зимних месяцев. Ввиду этого мы сочли возможным в настоящей работе рассматривать как вековой ход осадков, так и ход температурных градиентов, осредненных отдельно за месяцы в теплую (с апреля по октябрь) и холодную (с ноября по март) части года, и лишь для исследований особых случаев обращаться к анализу месячных особенностей температурных градиентов.

Наиболее интересными, как мы уже говорили, являются колебания климата в холодную часть года. Вместе с тем различные стороны их наиболее легко поддаются увязке, несмотря на ненадежность измерения зимних осадков. Колебания разностей температур, взятых вдоль меридиана, в этот период достигают наибольших значений. По форме векового хода градиентов температуры холодного периода на пространстве

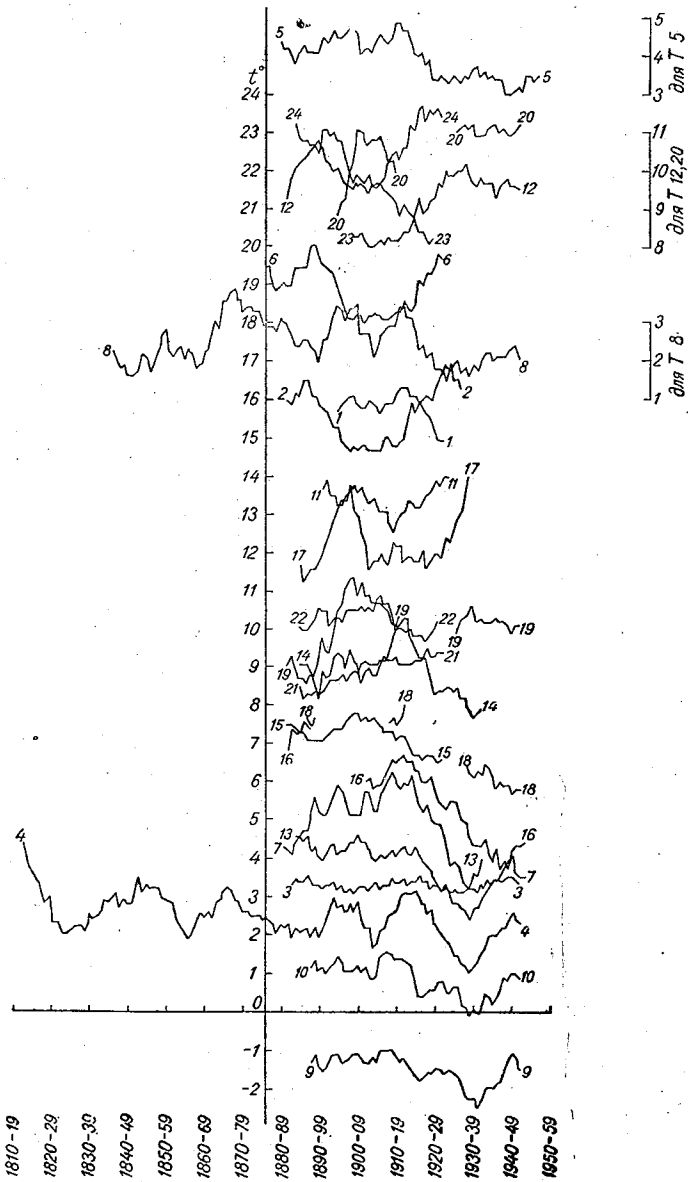


Рис. 1а. Разности температур вдоль меридиана. Холодный период.

1— Понта Дельгада — Стиккисхоульмр, 2 — Александрия — Одесса, 3 — Одесса — Киев, 4 — Киев — Ленинград, 5 — Ленинград — Кола, 6 — Бейрут — Луганск, 7 — Луганск — Москва, 8 — Москва — Архангельск, 9 — Оренбург — Казань, 10 — Оренбург — Свердловск, 11 — Бушир — Ташкент, 12 — Ташкент — Казалинск, 13 — Казалинск — Свердловск, 14 — Свердловск — Салехард, 15 — Коломбо — Аллахабад, 16 — Енисейск — Туруханск, 17 — Нерчинский Завод — Якутск, 18 — Якутск — Верхоянск, 19 — Владивосток — Николаевск, 20 — Петропавловск — Николаевск, 21 — Гонконг — Нагасаки, 22 — Нагасаки — Немуро, 23 — Гонолулу — Ситка, 24 — Мехико — Эдмонтон.

северного полушария пока удалось выявить три главных типа векового хода и один переходный между ними.

Первый тип соответствует увеличению градиентов температуры при похолодании и уменьшению их при потеплении в Арктике. Он охватывает зону умеренных широт Евразии к западу от Енисея и к северу от 47° широты. Последний максимум градиентов наблюдался около 1915 г., минимум — около 1935 г.; параллельно ходу градиентов изменяется и

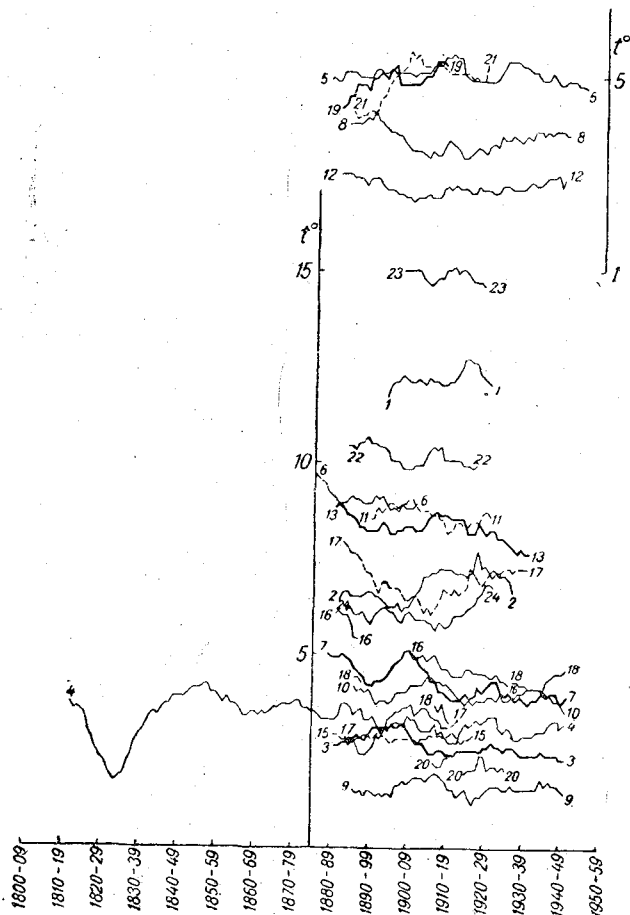


Рис. 16. Разности температур вдоль меридиана.
Теплый период.

Условные обозначения см. на рис. 1а.

количество осадков. На севере Азии этот тип градиентов температуры распространяется и на северную часть Якутии. Район, где проявляется первый тип векового хода, назовем районом I.

Второй тип обнаружен в западной части Азии и, вероятно, в южной Европе к югу от предыдущего района. Ход градиентов температуры здесь зеркален по отношению к предыдущему району, что свидетельствует о явлениях компенсации в распределении температур.

Обратным по сравнению с предыдущими районами оказывается и вековой ход количества осадков (например, Тбилиси, Ташкент). Вторая зона компенсации находится, по-видимому, на Североамериканском континенте, судя по данным пары станций Мехико — Эдмонтон, однако этот вопрос требует уточнения по большему материалу. Район,

где проявляется второй тип векового хода, соответственно назовем районом II.

Третий тип векового хода градиентов соответствует вековому ходу градиентов восточной и южной Азии, в связи с чем его можно назвать муссонным. Он характеризуется тем, что максимальные значения градиентов наблюдаются здесь на 10—15 лет раньше, чем в районе I, т. е. в начале 900-х годов, а минимум градиентов отмечен около 1925 г.

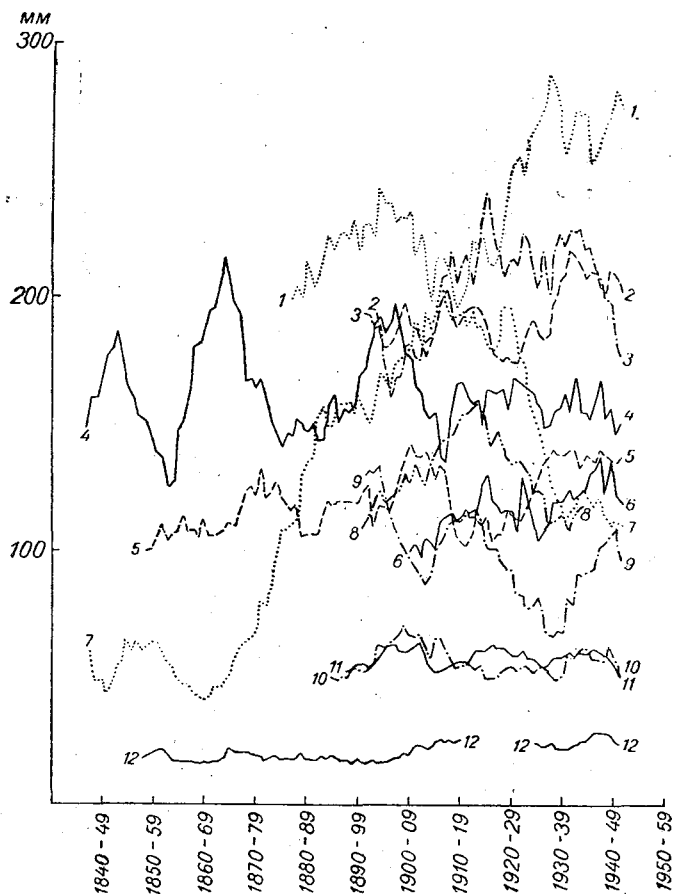


Рис. 2а. Вековой ход количества осадков (мм).
Холодный период.

1 — Ташкент, 2 — Москва, 3 — Киев, 4 — Ленинград, 5 — Тбилиси,
6 — Одесса, 7 — Барнаул, 8 — Казань, 9 — Малый Узень, 10 — Каза-
линск, 11 — Иркутск, 12 — Нерчинский завод.

Этот тип распределения охватывает Забайкалье, Дальний Восток, Японию, Китай и даже Индию (район III).

В пределах района I можно отметить два подтипа. Так, на севере в период максимального похолодания в Арктике около 1915 г. произошло не увеличение градиентов, а некоторое уменьшение, соответственно изменился и вековой ход осадков.

На юго-востоке территории района I в Северном Казахстане и Южной Сибири наблюдаются другие особенности: здесь, с одной стороны, уже сказывается влияние района III и максимум получается весьма уплощенным, а, с другой стороны, минимум увлажнения запаздывает по сравнению с районом I лет на 10. Эта особенность прослеживается не только на минимуме 30—40-х годов текущего столетия, но и на мини-

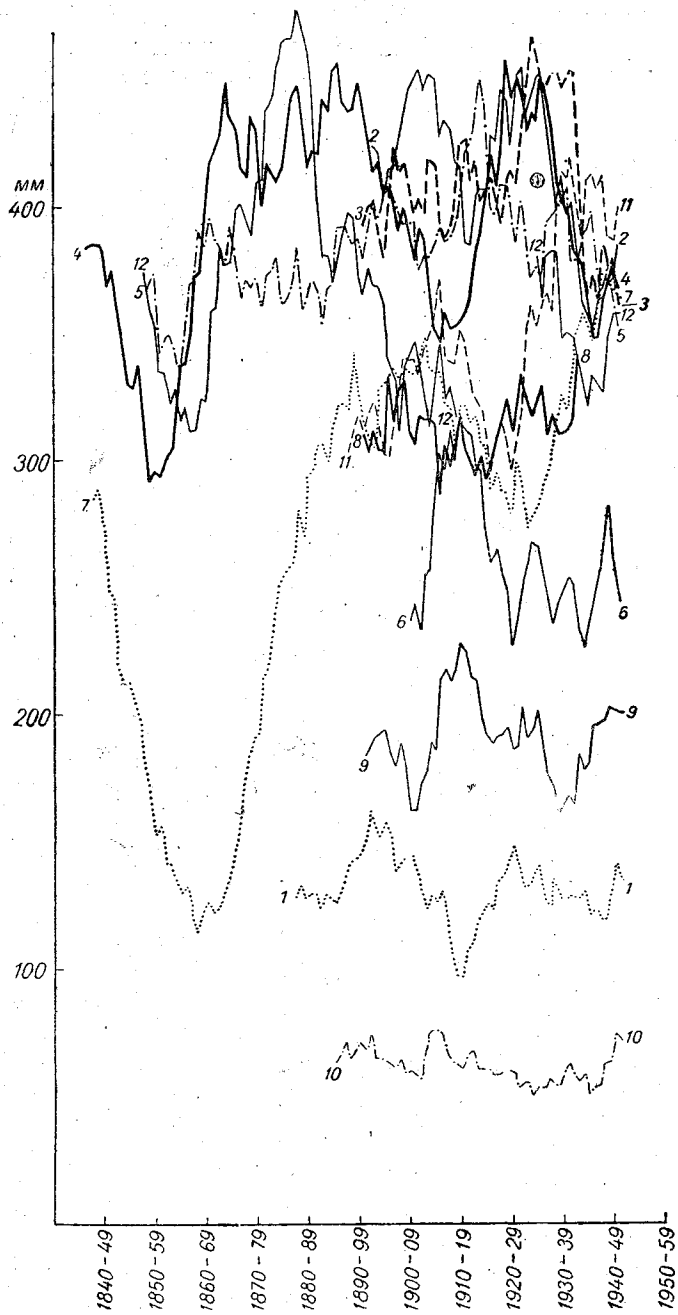


Рис. 26. Вековой ход количества осадков (мм). Теплый период.
Условные обозначения см. на рис. 2а.

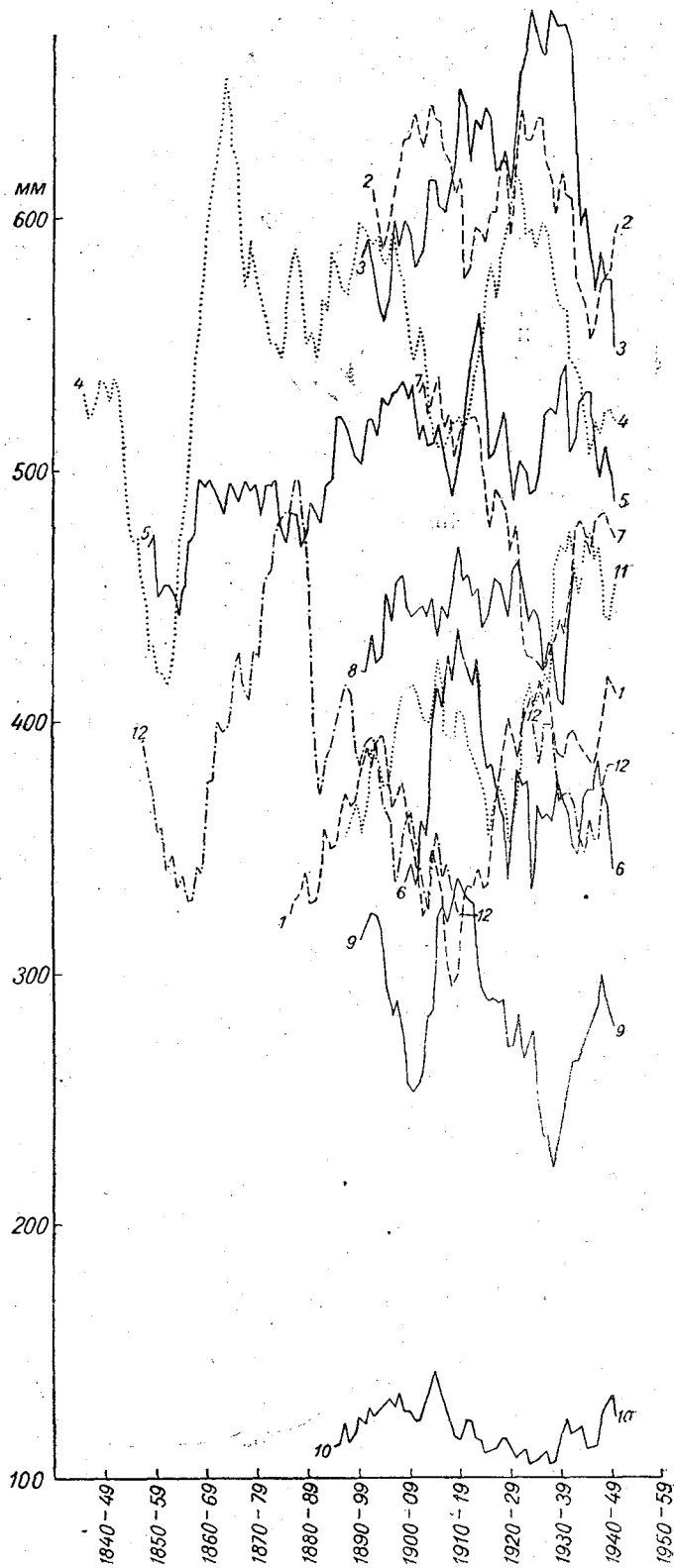


Рис. 2в. Вековой ход количества осадков. Год.
Условные обозначения см. на рис. 2а.

муме 40—50-х годов прошлого столетия, что подтверждается и вековым ходом стока в этом районе [25].

Обстоятельство, что бассейны рек Волги и Урала и бассейны рек Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи лежат в зоне противоположных колебаний градиентов температуры, а следовательно, и осадков, указывает на то, что во внутривековом ходе уровень Каспия всегда должен колебаться с фазой, противоположной колебанию Аральского моря [26], как это получилось и в современный период. Уровень западно-сибирских озер колеблется в общем параллельно уровню Каспия, но с некоторыми предварениями максимумов и запаздыванием минимумов (порядка 10 лет). Вековой ход градиентов упоминавшегося уже района компенсации в Северной Америке имеет общие черты с зеркальными отображениями векового хода как I так и III районов.

Таблица 1

Колебания меридиональных составляющих температурных градиентов в холодный период (XI—III).
 Знаком минус (—) отмечен ход, зеркальный по отношению к первому типу, знаком *i* — муссонный ход

Пара станций	Разность температур (град.)	Градиент температуры на 5° широты (град.)	Примечание
Понта Дельгада — Стиккисхоульмр	1,5	0,3	Ряд неполный
Ленинград — Кола	1,9	1,0	
Киев — Ленинград	2,2	1,2	В скобки взяты величины полученные с учетом 20-х годов XIX столетия
	(3,5)	(1,8)	
Одесса — Киев	0,5	0,6	
Александрия — Одесса	—2,3	—1,5	
Москва — Архангельск	2,0	1,1	В скобки взяты величины, полученные с учетом 60-х годов XIX столетия
	(2,4)	(1,3)	
Луганск — Москва	2,0	1,4	
Бейрут — Луганск	—2,1	—0,7	
Оренбург — Казань	1,5	1,7	
Оренбург — Свердловск	1,7	1,8	
Свердловск — Салехард	2,5	1,4	
Казалинск — Свердловск	3,1	1,3	
Ташкент — Казалинск	—2,0	—2,5	
Бушир — Ташкент	—1,5	—0,8	Ряд неполный
Коломбо — Аллахабад	1,1	0,8	Ряд неполный
Енисейск — Туруханск	3,0	2,0	
Якутск — Верхоянск	2,3	2,0	Ряд неполный
Нерчинский завод — Якутск	3,7 <i>i</i>	2,0 <i>i</i>	
Владивосток — Николаевск	2,7 <i>i</i>	1,5 <i>i</i>	
Петропавловск — Николаевск	2,3 <i>i</i>	—	Разность по широте
Гонконг — Нагасаки	1,2	0,6	Ряд неполный Непрерывный рост с 1880 по 1920 г.
Нагасаки — Немуро	1,1 <i>i</i>	0,6	Ряд неполный
Гонолулу — Ситка	—0,8 <i>i</i>	—0,2	Ряд неполный
Мехико — Эдмонтон	—2,1 <i>i</i>	—0,3	Ряд неполный Ход величин двух пар станций в ряде случаев обратный муссонному или первому типу

Оценим размеры колебаний меридиональных температурных градиентов по различным группам станций в основном с 1891 по 1948 г.

В тех случаях, когда ряды наблюдений достаточно длинны и можно было учесть колебания в более старые годы, бóльшая, чем за последний период, величина амплитуды заключалась в скобки (табл. 1). Разности между данными станций отнесены к пятиградусному интервалу по долготе.

Наиболее интенсивные колебания градиентов температуры совпадают с наибольшей интенсивностью колебаний количества зимних осадков. Это наблюдается, в частности, в бассейнах рек Волги и Камы и в средней полосе Азиатской территории СССР (в Якутии и Забайкалье из-за малого количества осадков зимой колебания мало заметны).

Максимум амплитуды колебаний градиентов в зоне компенсации лежит, видимо, над Малой Азией, Закавказьем, Средней Азией, где имеет место довольно большой ход зимних осадков в Ташкенте и меньший в Тбилиси.

Установить согласованность векового хода градиентов температуры с ходом осадков в муссонной зоне пока не удалось. К сожалению, однородность рядов по имеющимся станциям в этой зоне оказывается под сомнением.

Большие площади, занятые крупными аномалиями градиентов одного знака, позволяют понять причины хорошей связи колебаний уровня Каспия, вызываемых в основном колебаниями режима вод рек Волги и Урала, с ходом градиентов температуры по единичным парам станций [28].

Зоны увеличения и уменьшения осадков, связанные с вековым ходом градиентов температуры, в районах I и II можно представить себе следующим образом. К северу от Москвы в зимы, богатые осадками, имеет место похолодание (северные части циклонов), к югу от Пензы — потепление (южные части циклонов). Оси антициклонов лежат вблизи побережий Черного и Каспийского морей, к югу от них похолодание. Эта схема поясняет, почему Б. А. Апполов получил хорошую связь колебаний осадков в бассейне Каспия с температурой Москвы, причем эта связь обратная [27] (рис. 3).

Вековой ход градиентов температуры в месяцы теплого периода выражен гораздо слабее. Зона однотипных колебаний градиентов в эти месяцы гораздо меньше, а связь колебаний градиентов с колебаниями осадков выражена не во всех случаях четко. Эти колебания лишь в некоторых частях Европейской территории СССР достигают $1,0^\circ$ на 5° широты, при этом замечается тенденция к зеркальности их хода на северных и более южных станциях района I, например, Свердловск — Салехард и Казалинск — Свердловск. Максимум градиентов в первой паре станций и минимум во второй пришелся на десятилетие 1906—1915 гг., а в паре станций Луганск — Москва максимум градиентов пришелся на десятилетие 1900—1909 гг.

Отсутствие четких связей градиентов с вековым ходом осадков летом вызывается тем, что в это время вторжения холода антициклонально оформляются в основном лишь у северной границы материка, южнее же холод вторгается в тыл циклонов, вызывая похолодания и осадки, но не создавая больших градиентов вдоль меридиана в среднем за месяц, а иногда даже уменьшая их.

Это не мешает тому, что во многих районах вековой ход осадков теплой и холодной части года практически совпадает. Последнее, в частности, имеет место на юго-востоке Европейской территории СССР [29], в Казахстане, Барнауле, Ташкенте, где летом влажными являются почти всегда холодные годы, похолодания же в условиях

Арктики оказываются вероятными и летом. Наоборот, на севере похолодание летом вызывает некоторое уменьшение осадков.

В вековом ходе градиентов и количества осадков бывали периоды как резкого возрастания, так и резкого убывания градиентов температуры, сопровождающиеся возрастанием и убыванием осадков. Строго говоря, колебания градиентов температуры должны сказываться на осадках района, расположенного к востоку от района колебаний градиентов, поэтому сравнение хода градиентов с ходом осадков на

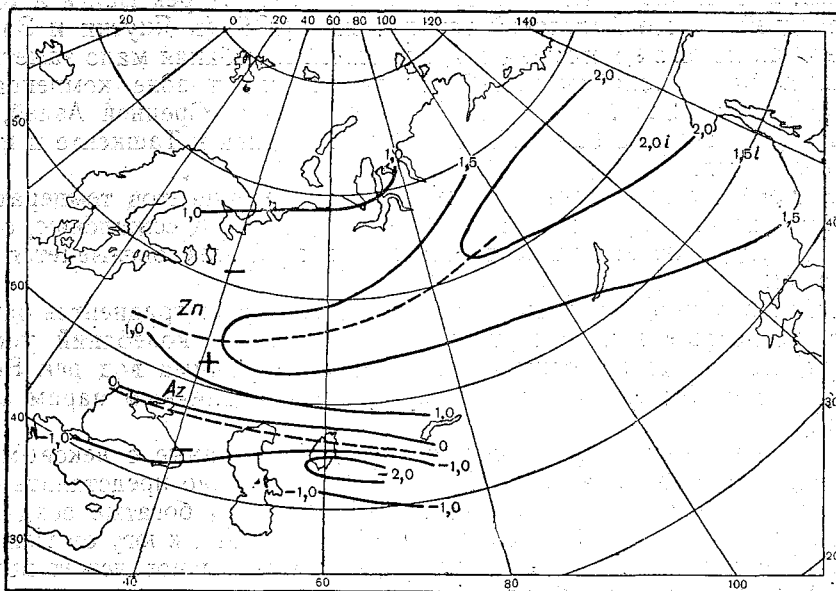


Рис. 3. Меридиональный градиент температуры, отнесенный к 5° широты (ноябрь — март).

Положительные числа соответствуют первому типу, отрицательные — второму типу, минимые — третьему типу.

том же меридиане будет неточным. Однако в связи с малым количеством длиннорядных станций, пригодных как для оценки векового хода осадков, так и для оценки векового хода меридиональных градиентов, мы сравниваем распределение осадков в Ленинграде с ходом разностей по станциям Ленинград — Киев, дополняя эти данные сведениями по другим парам станций.

Если воспользоваться данными Климатологического справочника СССР для определения средних многолетних температур Киева и Ленинграда и оценить средние многолетние разности между ними, то можно провести анализ конкретных лет с точки зрения аномальности температурного режима в различные годы.

Максимальные и минимальные значения разностей температур Киев — Ленинград наблюдались в прошлом в следующие периоды.

1818 г.

Один из наибольших максимумов градиентов наблюдался во втором десятилетии XIX столетия. Характеристика экстремума в отклонениях от нормы дается в следующей таблице.

Десятилетие 1813—1822 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	1,5	1,5	1,3	1,4	-1,1	-0,1	0,0	1,0	0,9	0,3	1,6	-0,3
Ленинград	-2,3	-0,1	0,7	-0,2	-1,0	-0,5	0,5	0,3	0,6	-0,4	-0,4	-2,2
Разность	3,8	1,6	0,6	1,6	-0,1	0,4	-0,5	0,7	0,3	0,7	2,0	1,9

Большие градиенты в десятилетие 1813—1822 гг. были вызваны положительной аномалией температуры в Киеве при небольшой отрицательной аномалии в Ленинграде. Существенная аномалия градиентов имела место с октября по апрель, летом от месяца к месяцу аномалии меняли знаки; сопоставить эту аномалию с осадками или градиентами других станций не удалось из-за отсутствия данных.

1830 г.

Около 1830 г. имел место минимум градиентов. Аномалии для этого года приведены в следующей таблице.

Десятилетие 1826—1835 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	-2,0	-0,6	-0,5	-1,3	-1,9	-0,5	-1,1	-1,4	-1,3	-1,4	-1,8	-1,1
Ленинград	-2,7	0,1	-0,5	-0,4	-0,6	1,1	0,2	0,1	-0,3	0,2	-1,0	-1,5
Разность	0,7	-0,7	0,0	-0,9	-1,3	-1,6	-1,3	-1,5	-1,0	-1,6	-0,8	0,4

Данный минимум градиентов проявился лишь в теплую часть года и осенью и был связан с похолоданием в Киеве при более слабом похолодании в Ленинграде. Тем не менее на фоне больших градиентов предыдущих и последующих лет относительный минимум градиентов температуры намечается и в холодный период. Сопоставление этих данных с данными других станций и с осадками затруднительно из-за отсутствия фактических данных.

1840 г.

В сороковых годах наблюдалось опять повышение градиентов, которым в сущности и закончился период больших градиентов. Этот максимум был двойной — в 1840 и 1849 гг. (большой). Проанализируем указанный период по данным десятилетия 1836—1845 гг. Таблица аномалий имеет следующий вид.

Десятилетие 1836—1845 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	-0,9	0,3	-0,7	-0,9	-1,5	-0,4	-0,3	0,4	1,0	0,1	0,0	-1,0
Ленинград	-1,0	-0,9	-1,1	-1,8	-0,8	-0,7	-1,3	0,4	0,0	-0,5	-1,3	-0,8
Разность	0,1	1,2	0,4	0,9	-0,7	0,3	1,0	0,0	1,0	0,6	1,3	-0,2

Максимум градиентов обусловлен похолоданием в Ленинграде при значительно более слабом похолодании в Киеве.

Десятилетие 1844—1853 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	-1,1	1,4	-0,3	-0,2	-0,8	0,8	0,5	1,3	0,5	1,1	1,1	-0,1
Ленинград	-1,4	-2,0	-1,1	-1,7	-1,2	-0,5	-0,9	0,8	0,5	-0,1	-0,2	0,1
Разность	0,3	3,4	0,8	1,5	0,4	1,3	1,4	0,5	0,0	1,2	1,3	-0,2

Следующий минимум градиентов наблюдался на данной паре станций в 60-х годах. Таблица аномалий по паре станций Киев — Ленинград приобретает такой вид.

Десятилетие 1857—1866 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	-0,2	-0,7	0,6	-0,4	-0,9	0,6	0,4	0,4	0,7	-0,3	-1,1	-1,3
Ленинград	0,0	0,3	0,5	-0,7	-1,3	0,3	0,1	-0,2	0,4	0,0	-1,4	0,0
Разность	-0,2	-1,0	0,1	0,3	0,4	0,3	0,3	0,6	0,3	-0,3	0,3	-1,3

Похолодание в Киеве в холодную часть года явилось причиной уменьшения градиентов, сопровождавшегося уменьшением количества осадков на значительной территории, причем оно сказалось не только в холодный, но и в теплый период, правда, ранее на 5 лет, когда градиенты не дали видимых особенностей. Этот пример показывает, что осадки теплого периода непосредственно не связаны с ходом градиентов в тот же период, но могут реагировать на ход градиентов в течение зимы. В Западной Сибири (Барнаул) подобный минимум имел место и летом и зимой позднее — в 60-е годы. Интересно, что минимум осадков в Ленинграде наблюдался в общем на несколько лет раньше минимума градиентов.

Видимо, уменьшение градиентов началось в более западных районах и перемещалось в более восточные, осадки же реагировали на ход градиентов в более западных районах (а в данном случае, возможно, и в более северных районах). В течение первой четверти XIX столетия уровень Каспийского моря стоял очень высоко, во второй же четверти он быстро упал [26], что в значительной степени связано с минимумом увлажнения 40-х годов.

Следующее некоторое повышение градиентов температуры наблюдалось в 90-х годах. Приводим для характеристики этого периода таблицу аномалий.

Тенденция к увеличению градиентов в эти годы выражена слабо, хотя в вековом ходе в эти годы она все же проявляется.

Некоторое повышение меридиональных градиентов можно отметить также около 1905 г., которое является основным для муссонной зоны. В рассматриваемом районе тенденция к увеличению градиентов сказана в основном в теплый период и во вторую половину года и была связана с похолоданием, больше проявившимся в Ленинграде.

Десятилетие 1891—1900 гг

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

Десятилетие 1900—1910 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	0,3	1,1	-0,1	-0,8	-0,3	0,8	-0,5	0,1	-0,2	-0,1	-0,8	0,3
Ленинград	0,5	0,9	0,5	-0,2	-0,8	0,2	-1,0	-0,7	-0,4	-0,5	-1,0	-0,7
Разность	-0,2	0,2	-0,6	-0,6	0,5	0,6	0,5	0,8	0,2	0,4	0,2	1,0

Большое повышение меридиональных градиентов отмечалось в десятилетие около 1915 г., вблизи которого многие исследователи отметили перелом в вековом ходе климатических явлений.

Десятилетие 1911—1920 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	1,0	0,7	1,0	1,4	-1,5	0,0	-0,9	-0,9	-0,2	-0,6	0,1	1,7
Ленинград	-0,4	0,2	-0,1	0,5	-0,8	0,4	0,5	-0,1	0,0	-0,6	0,3	0,3
Разность	1,4	0,5	1,1	0,9	-0,7	-0,4	-1,4	-0,8	-0,2	0,0	-0,2	1,4

Увеличение градиентов в данное десятилетие произошло лишь в холодный период, наоборот, летом общее похолодание в связи с адвекцией с севера уменьшило значение градиентов. Основная аномалия температур проявляется в Киеве, где зима была аномально теплая, а лето аномально холодное. Анализ данных за десятилетие особенно четко показывает, что увеличение осадков в холодное время года при похолодании Арктики обязано в значительной степени потеплению в более низких широтах.

Интенсивное потепление Арктики в период 20—30-х годов привело к значительному уменьшению меридиональных градиентов, а через них и к уменьшению осадков. Градиенты уменьшались не только в холодный, но даже и в теплый период за счет потепления в Ленинграде, что и показывает следующая таблица аномалий.

Некоторое увеличение эффекта потепления в Ленинграде создает похолодание в Киеве в зимние месяцы, связанное, видимо, с увеличением антициклональности в центральных районах Европейской территории СССР (увеличение «муссонности» в связи с потеплением в Арктике). В районе целинных земель Казахстана и в Барнауле уменьшение количества зимних осадков и стока рек продолжалось и в 40-е годы.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	-0,1	-1,7	-0,4	-0,5	0,6	-0,2	0,6	0,5	0,5	1,0	1,1	0,3
Ленинград	1,6	-0,7	0,7	0,6	1,2	0,4	0,8	1,2	0,4	0,9	1,8	1,5
Разность	-1,7	-1,0	-1,1	-1,1	-0,6	-0,6	-0,2	-0,7	0,1	0,1	-0,7	-1,2

В 40-х годах количество осадков на Европейской территории СССР опять несколько возросло, увеличились и градиенты температуры, причем после некоторого снижения в начале 30-х годов. Они, по-видимому, судя по целому ряду признаков (увеличение ледовитости Арктики, некоторое увеличение зимних осадков и усиление штормовой деятельности), велики и сейчас. Характер изменения аномалий за период, близкий к настоящему времени, виден из следующей таблицы.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев . . .	-1,5	-0,1	-0,7	0,4	0,3	0,6	0,3	1,2	0,9	-1,2	0,1	-0,2
Ленинград	-1,8	-0,7	-1,1	-0,2	0,0	0,4	0,5	0,7	0,6	0,1	0,0	0,5
Разность	0,3	0,6	0,4	0,6	0,3	0,2	-0,2	0,5	0,3	-1,3	0,1	-0,7

В указанное десятилетие в теплый период года температура была выше нормы в обоих рассматриваемых пунктах, но в Киеве положительные аномалии несколько интенсивнее. В холодное же время года преобладают отрицательные аномалии, преимущественно более интенсивные в Ленинграде. В связи с этим в большую часть месяцев градиенты между Ленинградом и Киевом несколько больше нормы. Таков колебательный характер изменений температурных градиентов в вековом ходе на западе Европейской территории СССР, который в холодное время года вообще характеризует ее среднюю часть.

Эти изменения, как мы видели, представляют собой ритмические колебания продолжительностью в несколько десятилетий. В. Б. Шостакович [30] пытался по западно-сибирским данным представить вековой ход осадков и уровней рек в виде 30-летних колебаний и даже восстановил ход этих элементов за XVIII столетие, но если мы и можем согласиться с тем, что средняя продолжительность периода колебаний близка к 30 годам, то признать это явление периодическим как для Европейской территории СССР, так и для Западной Сибири затруднительно. Более того, 40-е годы XIX столетия у Шостаковича оказываются годами максимума осадков, у нас же они оказываются на значительной территории годами минимума осадков и градиентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шнитников А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от колебаний климата. Труды лаборатории озероведения АН СССР, т. 1. 1950.

2. Шнитников А. В. Единство изменчивости морских и океанических трансгрессий и горного оледенения Евразии. Докл. АН СССР, т. 92, № 5. 1953.
3. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Записки геогр. общ-ва СССР, т. 16. Новая серия. М.-Л. 1957.
4. Смоляков П. Т. Температурный режим города Казани. Ученые записки Казанского ун-та. Геофизика, вып. 2, 1934.
5. Дроздов О. А. Снежный покров в Татарской республике. Казань. Татарск. Госиздат. 1934.
6. Дроздов О. А. Типизация процессов Европейской территории СССР по фазам. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 13. 1946.
7. Дзердзеевский Б. Л. Некоторые особенности полувекового режима циркуляции над Северной Атлантикой. Труды ЛГМИ, № 56. 1956.
8. Дзердзеевский Б. Л. Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. В книге «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат. 1956.
9. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Гидрометеиздат. 1957.
10. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. Метеорология и гидрология, № 10. 1956.
11. Гирс А. А. Эпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня Каспийского моря. Известия АН СССР, сер. геогр. № 1, 1957.
12. Анапольская Л. Е. Ветровой режим водохранилищ Европейской части СССР. Гидрометеиздат. Л., 1956.
13. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. Гидрометеиздат. М. 1938.
14. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР. М. 1953.
15. Визе В. Ю. К вопросу об уменьшении ледовитости арктических морей. Метеорол. Вестн., № 1. 1932.
16. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитости арктических морей. Докл. юбил. сессии Арктич. ин-та. 1945.
17. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. Тезисы докладов на объединенной научной сессии географ. ф-та и географо-экономич. научно-исследовательского института Ленинградского гос. ун-та и Географ. общ-ва при АН СССР. Л. 1941.
18. Визе В. Ю. Причина потепления Арктики. Советская Арктика, № 1. 1937.
19. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменений климата. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 22. 1946.
20. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. В книге: «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат. Л. 1956.
21. Шенрок А. М. Колебания зимних осадков. Метеорологический Вестник, № 1. 1925.
22. Шенрок А. М. Длительные колебания зимних осадков. Метеорологический Вестник, № 4, № 7. 1925.
23. Дроздов О. А. К вопросу о вековых колебаниях климата. Ученые Записки Казанского Гос. ун-та. Геофизика, вып. 1. Казань. 1932.
24. Кац А. Л., Морской Г. И., Семенов В. Г. Формирование крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы. Труды ЦИП, вып. 49. 1957.
25. Урываев В. А. О ресурсах поверхностных вод северных областей Казахстана. Метеорология и Гидрология, № 3. 1957.
26. Берг Л. С. Основы климатологии, 2-е изд. Учпедгиз. Л. 1938.
27. Аполлов Б. А. Проблема Каспийского моря. Природа, № 4. 1957.
28. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Гидрометеиздат. Л. 1946.
29. Schostakowitsch W. B. Die periodischen Schwankungen der Niederschlagsmenge in Russland und Mittelsibirien und die Sonnenflecken. Met. Zeit., № 9. 1927.
30. Trawnicek F. Die säkularen Schwankungen der Windgeschwindigkeit, als Anzeiger ebensolcher Zustandsänderungen der Atmosphäre. Met. Zeit., № 1. 1933.
31. Kassner C. Symmetriepunkte bei Niederschlägen in Bulgarien. Met. Zeit., № 2. 1933.
32. Szolnoki I. Über die Gültigkeit der Brücknerischen klimaschwankung in Osterreich und in Ungarn. Met. Zeit., № 3. 1933.

Разность температур по скользящим десятилетиям; Киев, обсерватория — Ленинград, ГГО

Десятилетия	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холод- ный период	Теплый период
1812—1821	—	4,5	4,5	5,7	5,3	3,5	1,1	3,1	3,4	4,1	4,3	4,3	—	3,7
1813—1822	5,3	4,2	4,2	5,8	5,2	3,3	1,1	3,2	3,0	3,7	3,7	3,5	4,5	3,5
1814—1823	4,7	4,1	4,4	5,7	5,0	3,2	1,4	3,2	3,1	3,3	3,8	3,4	4,0	3,6
1815—1824	3,1	4,3	4,4	5,4	4,8	3,3	1,5	3,3	3,1	3,4	4,2	3,4	3,8	3,5
1816—1825	3,3	3,8	3,9	5,2	4,7	2,9	1,3	3,2	3,1	3,1	4,2	3,8	3,7	3,4
1817—1826	3,2	3,0	3,1	4,9	4,0	2,3	1,3	2,7	3,1	2,8	3,5	3,8	3,5	3,0
1818—1827	3,5	3,0	2,8	4,5	4,0	2,0	1,5	2,4	2,4	2,7	3,3	3,5	3,3	2,8
1819—1828	3,3	2,7	2,9	3,9	3,6	1,6	1,4	1,6	2,2	2,5	3,0	2,5	2,9	2,5
1820—1829	3,3	3,1	2,8	3,8	3,3	1,1	1,3	1,1	2,1	2,1	2,3	2,0	3,1	2,3
1821—1830	2,2	2,7	3,0	3,6	3,5	1,8	1,2	1,5	2,0	1,7	2,2	2,0	2,4	2,2
1822—1831	2,1	2,3	3,3	3,4	3,3	1,3	0,6	1,2	2,0	1,9	2,0	1,8	2,2	2,0
1823—1832	1,7	2,2	3,1	3,2	3,3	1,0	0,3	1,3	2,0	1,7	1,9	1,9	2,2	1,8
1824—1833	1,8	1,9	3,4	3,2	3,4	1,1	0,2	1,1	1,8	1,4	1,2	1,7	2,2	1,7
1825—1834	2,4	1,6	3,2	3,1	3,7	1,3	0,4	0,9	2,0	1,4	1,1	1,9	2,2	1,8
1826—1835	2,3	1,9	3,3	3,3	3,8	1,3	0,3	1,0	1,9	1,4	0,9	1,7	2,1	1,8
1827—1836	2,5	2,1	3,9	3,7	4,2	1,8	0,6	1,3	2,0	1,7	2,0	2,0	2,2	1,9
1828—1837	2,4	2,1	3,9	3,7	4,5	1,7	0,6	1,6	2,4	1,8	0,9	1,7	2,2	2,2
1829—1838	2,3	2,2	4,1	4,5	4,5	2,0	0,8	2,0	2,8	1,9	0,9	2,0	2,2	2,4
1830—1839	2,4	2,1	3,9	4,6	4,9	2,4	0,9	2,3	3,1	2,1	1,4	1,4	2,2	2,7
1831—1840	2,7	2,3	4,3	4,4	4,7	2,3	1,5	2,3	3,4	2,3	1,8	2,1	2,1	2,9
1832—1841	2,7	2,1	3,9	4,3	4,7	2,7	2,2	2,6	3,6	2,6	1,6	1,6	2,6	3,0
1833—1842	2,6	2,0	4,3	4,5	4,6	2,9	2,3	2,6	4,0	2,8	2,3	2,0	2,5	3,4
1834—1843	2,4	2,3	4,0	4,9	4,5	3,0	2,2	2,6	4,1	3,3	2,9	1,8	2,6	3,5
1835—1844	1,9	3,6	4,1	4,9	4,3	2,9	2,1	2,5	4,0	3,3	2,9	1,5	2,9	3,4
1836—1845	1,7	3,8	4,4	5,1	4,4	3,2	2,6	2,5	4,0	3,6	3,0	1,4	2,9	3,6
1837—1846	1,9	4,5	4,2	5,4	4,6	3,2	2,4	2,5	4,0	3,5	2,8	1,6	3,0	3,7
1838—1847	1,2	5,5	4,3	5,7	4,8	3,3	2,6	2,3	3,8	3,5	2,7	1,4	3,1	3,7
1839—1848	1,0	4,9	3,7	5,7	4,6	3,6	3,0	2,7	3,8	3,7	2,8	1,7	2,7	3,9

1840—1849	1,3	3,8	2,0	4,6	5,2	3,8	3,0	2,6	1,9	1,4	1,2	1,9	2,8	3,9
1841—1850	1,4	3,7	3,0	4,9	5,1	4,0	3,2	2,5	1,4	1,5	1,7	2,8	3,9	3,9
1842—1851	0,6	4,1	2,7	5,6	5,4	4,1	4,1	3,8	2,8	2,6	1,5	3,0	4,0	3,9
1843—1852	1,9	4,4	3,8	6,0	5,7	4,2	4,2	4,1	2,6	3,0	1,6	3,7	4,1	3,9
1844—1853	1,9	4,4	3,9	6,0	5,9	4,3	4,3	4,2	2,6	3,0	1,6	3,7	4,1	3,9
1845—1854	2,1	4,4	4,0	5,1	5,9	4,3	4,3	4,2	2,6	3,0	1,6	3,7	4,1	3,9
1846—1855	1,9	4,4	4,0	5,1	5,9	4,3	4,3	4,2	2,6	3,0	1,6	3,7	4,1	3,9
1847—1856	2,8	4,3	4,6	5,1	5,9	4,6	4,6	4,5	2,8	3,0	1,5	3,9	4,0	3,9
1848—1857	2,8	4,3	4,6	5,1	5,9	4,6	4,6	4,5	2,8	3,0	1,5	3,9	4,0	3,9
1849—1858	2,3	4,4	4,2	3,2	5,5	3,3	3,3	3,2	2,2	3,1	1,3	3,9	4,0	3,7
1850—1859	2,3	4,4	3,3	3,2	5,5	3,3	3,3	3,2	2,2	3,1	1,3	3,9	4,0	3,7
1851—1860	2,6	3,8	3,8	2,8	6,0	3,8	3,8	3,8	2,6	3,1	1,9	4,0	4,0	3,7
1852—1861	2,7	3,9	3,9	2,5	5,9	3,9	3,9	3,9	2,5	3,2	1,9	4,0	4,0	3,7
1853—1862	2,3	3,6	3,6	2,5	5,5	3,6	3,6	3,6	2,3	3,2	1,3	3,9	4,0	3,7
1854—1863	1,7	3,9	3,4	2,3	5,5	3,4	3,4	3,4	1,7	3,3	0,3	3,9	4,0	3,7
1855—1864	1,7	3,9	3,4	2,3	5,5	3,4	3,4	3,4	1,7	3,3	0,3	3,9	4,0	3,7
1856—1865	1,4	3,7	3,7	1,6	5,6	3,7	3,7	3,7	1,4	3,2	0,6	3,9	4,0	3,7
1857—1866	1,9	3,8	3,8	2,2	5,8	3,8	3,8	3,8	1,9	3,2	0,8	3,9	4,0	3,7
1858—1867	2,5	3,7	3,7	2,2	5,9	3,7	3,7	3,7	2,5	3,2	0,8	3,9	4,0	3,7
1859—1868	2,7	3,6	3,6	2,0	6,3	3,6	3,6	3,6	2,7	3,2	1,1	4,0	4,0	3,7
1860—1869	2,5	3,8	3,8	2,6	6,5	3,8	3,8	3,8	2,5	3,3	1,1	4,0	4,0	3,7
1861—1870	2,3	3,6	3,6	2,6	6,6	3,6	3,6	3,6	2,3	3,3	1,1	4,0	4,0	3,7
1862—1871	1,8	3,0	3,0	2,6	6,5	3,0	3,0	3,0	1,8	3,2	1,1	4,0	4,0	3,7
1863—1872	2,4	3,2	3,2	3,0	6,6	3,2	3,2	3,2	2,4	3,3	1,1	4,0	4,0	3,7
1864—1873	2,5	3,3	3,3	3,2	6,6	3,3	3,3	3,3	2,5	3,3	1,1	4,0	4,0	3,7
1865—1874	3,1	2,5	2,5	3,2	6,5	3,1	3,1	3,1	3,1	3,3	1,1	4,0	4,0	3,7
1866—1875	3,2	2,9	2,9	3,2	6,5	3,2	3,2	3,2	3,2	3,3	1,1	4,0	4,0	3,7
1867—1876	2,4	3,1	3,1	3,1	6,3	3,1	3,1	3,1	2,4	3,2	1,1	4,0	4,0	3,7
1868—1877	2,1	3,1	3,1	3,1	6,3	3,1	3,1	3,1	2,1	3,2	1,1	4,0	4,0	3,7
1869—1878	2,1	3,1	3,1	3,1	6,3	3,1	3,1	3,1	2,1	3,2	1,1	4,0	4,0	3,7
1870—1879	1,9	2,1	2,1	2,1	6,1	2,1	2,1	2,1	1,9	3,1	1,1	4,0	4,0	3,7
1871—1880	2,0	2,2	2,2	2,2	6,1	2,2	2,2	2,2	2,0	3,1	1,1	4,0	4,0	3,7
1872—1881	2,0	2,2	2,2	2,2	6,1	2,2	2,2	2,2	2,0	3,1	1,1	4,0	4,0	3,7
1873—1882	1,8	2,2	2,2	2,2	5,7	2,2	2,2	2,2	1,8	3,1	1,1	4,0	4,0	3,7
1874—1883	2,2	2,2	2,2	2,2	5,9	2,2	2,2	2,2	2,2	3,1	1,1	4,0	4,0	3,7
1875—1884	2,2	2,2	2,2	2,2	5,9	2,2	2,2	2,2	2,2	3,1	1,1	4,0	4,0	3,7

Десятилетия	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период	Теплый период
1876—1885	1,3	2,5	4,0	5,5	5,8	3,3	2,8	2,1	2,5	2,7	2,1	2,0	2,4	3,5
1877—1886	1,8	2,0	3,7	4,8	5,7	3,3	2,6	2,0	2,7	2,7	2,1	1,7	2,3	3,4
1878—1887	1,5	1,3	3,3	4,8	5,5	2,9	2,5	1,8	2,7	2,9	2,5	2,3	2,0	3,3
1879—1888	1,7	1,3	3,8	4,8	5,6	2,9	2,5	1,5	2,7	3,1	2,3	2,2	2,3	3,3
1880—1889	1,3	1,7	3,7	4,7	5,6	2,6	2,6	1,7	2,6	3,2	2,1	2,2	2,2	3,3
1881—1890	1,4	1,8	3,7	4,5	5,6	2,3	2,5	1,3	3,0	2,9	2,0	1,4	1,9	3,3
1882—1891	1,7	1,2	3,6	4,6	5,9	2,6	2,3	2,6	3,0	3,2	1,7	1,5	2,2	3,4
1883—1892	1,8	2,8	3,5	4,7	5,8	3,2	2,2	3,1	3,3	3,2	2,0	1,6	2,1	3,7
1884—1893	1,7	2,4	3,6	4,7	5,8	3,3	2,2	3,1	3,3	3,6	1,9	1,7	2,1	3,6
1885—1894	0,8	3,1	3,7	4,6	5,2	3,0	2,4	3,3	3,2	3,2	1,8	1,0	2,2	3,4
1886—1895	1,4	3,1	3,7	4,6	5,2	2,5	2,4	3,3	3,2	3,5	1,7	0,7	2,0	3,5
1887—1896	0,5	3,3	3,7	4,0	5,1	2,4	2,4	3,5	3,4	3,4	1,3	0,2	2,2	3,6
1888—1897	0,8	4,1	3,9	4,2	4,7	2,8	2,6	3,8	3,4	3,4	1,3	0,5	2,2	3,3
1889—1898	0,6	4,1	3,4	3,8	4,6	2,4	2,5	3,8	3,5	3,6	1,3	0,5	1,9	3,6
1890—1899	1,4	3,9	4,0	3,8	4,6	2,5	2,2	3,8	3,3	3,0	1,3	0,7	2,2	3,3
1891—1900	1,6	4,7	4,1	3,9	4,7	2,8	2,2	3,4	3,6	3,0	1,1	1,7	2,5	3,4
1892—1901	1,3	4,7	4,4	3,7	4,6	2,4	2,0	3,1	3,2	2,6	1,1	2,5	2,8	3,2
1893—1902	1,8	5,3	4,5	3,9	4,2	2,8	1,9	3,0	3,0	2,6	1,1	2,0	3,0	3,0
1894—1903	2,0	4,3	4,3	3,8	4,2	2,6	2,1	3,1	2,6	2,9	1,0	2,0	2,7	3,1
1895—1904	2,1	4,8	4,0	3,9	4,5	3,0	2,0	3,3	2,6	2,6	1,2	2,6	2,8	3,0
1896—1905	1,6	4,1	3,8	3,9	4,6	3,2	1,9	3,3	2,8	2,3	1,5	2,5	2,6	3,2
1897—1906	2,2	3,7	4,1	4,2	4,5	3,4	1,9	3,3	2,9	2,5	1,6	2,5	2,8	3,2
1898—1907	2,3	3,1	3,6	3,9	5,3	3,2	1,6	3,2	2,8	2,5	1,7	2,5	2,6	3,2
1899—1908	2,6	3,2	3,6	3,7	5,5	3,5	1,7	2,4	2,9	1,8	1,6	2,5	2,9	3,1
1900—1909	2,3	2,8	3,0	3,6	5,6	3,6	2,1	2,4	2,4	2,4	1,9	2,7	2,4	3,4
1901—1910	1,3	2,4	2,8	3,4	5,5	3,4	1,9	3,4	3,1	1,8	2,2	2,4	2,2	3,3
1902—1911	1,6	2,2	2,5	3,7	5,5	3,4	1,9	3,1	3,2	2,6	1,9	1,3	2,2	3,3
1903—1912	1,1	2,2	2,1	3,6	5,4	3,0	1,6	2,7	3,0	2,4	2,0	1,5	1,7	3,1
1904—1913	0,9	2,3	2,3	3,8	5,3	2,9	1,2	2,5	3,0	2,4	2,0	2,2	1,8	3,0
1905—1914	1,5	1,9	2,7	3,9	5,3	2,7	0,8	2,5	3,0	2,5	1,7	1,6	2,1	3,0
1906—1915	2,1	2,2	3,4	4,1	5,4	3,0	0,7	2,2	2,9	2,4	1,8	2,7	2,2	3,0
1907—1916	2,2	2,3	3,3	4,1	5,6	3,0	0,5	2,2	2,9	3,8	1,4	2,6	2,5	3,2

1908—1917	2,0	4,0	5,1	2,8	0,7	1,9	1,8	2,6	2,0	2,7	2,9
1909—1918	2,5	4,2	5,0	3,1	0,5	2,0	1,7	2,7	3,0	3,0	3,8
1910—1919	3,0	4,7	4,4	2,9	0,2	1,7	1,7	3,0	3,8	2,7	2,7
1911—1920	3,3	5,1	4,2	3,0	0,6	2,1	1,6	2,9	2,2	3,1	3,2
1912—1921	3,8	5,3	4,8	2,5	0,9	1,6	2,6	3,0	3,2	3,3	3,0
1913—1922	3,8	5,5	4,5	2,9	1,2	2,6	1,4	2,6	2,4	2,7	2,7
1914—1923	3,8	5,5	4,5	2,6	1,4	2,4	2,4	2,8	2,4	3,0	3,2
1915—1924	3,2	4,9	4,9	3,1	1,8	2,4	2,4	1,8	1,2	3,1	3,3
1916—1925	3,7	5,0	5,0	2,9	1,5	2,2	2,2	1,3	1,5	2,0	3,4
1917—1926	3,1	4,8	5,0	2,6	1,9	2,6	2,2	0,9	0,9	1,9	3,4
1918—1927	3,0	4,7	5,0	3,1	2,1	2,4	2,2	1,0	1,0	1,8	3,4
1919—1928	3,2	4,3	4,7	2,5	1,9	2,2	2,2	0,5	0,5	1,5	3,1
1920—1929	2,4	3,7	5,2	1,8	2,1	2,6	2,2	0,2	0,2	1,3	3,2
1921—1930	1,7	4,5	5,0	2,1	1,9	2,6	2,2	0,0	0,0	2,0	3,4
1922—1931	1,0	4,5	5,2	1,9	1,7	2,4	2,2	0,6	0,6	1,9	3,4
1923—1932	1,0	4,2	5,3	1,7	1,4	2,5	2,2	0,2	0,2	1,5	3,1
1924—1933	0,7	3,6	5,0	1,4	1,3	1,8	1,8	0,4	0,4	1,2	3,0
1925—1934	0,6	3,8	4,6	1,3	1,0	1,9	1,9	0,3	0,3	1,0	3,0
1926—1935	0,5	3,9	4,5	1,2	1,2	2,0	1,8	0,7	0,7	1,2	2,8
1927—1936	0,2	3,4	4,6	1,4	1,6	2,0	1,9	0,4	0,4	1,5	2,9
1928—1937	-0,1	3,1	4,5	1,6	1,3	1,9	1,9	0,6	0,6	1,3	2,9
1929—1938	-0,1	3,1	4,7	1,7	1,3	1,5	1,5	0,7	0,7	1,3	2,9
1930—1939	0,2	3,6	4,9	1,8	1,4	1,6	1,6	0,6	0,6	1,5	2,9
1931—1940	0,6	3,5	4,9	2,0	1,5	1,6	1,6	1,1	1,1	1,7	2,9
1932—1941	1,0	4,1	4,9	2,5	1,4	2,1	1,8	1,2	1,2	2,0	3,0
1933—1942	1,4	4,1	4,9	2,8	1,3	2,1	1,8	1,4	1,4	2,0	3,0
1934—1943	1,6	4,6	4,7	2,5	1,3	2,1	1,8	1,4	1,4	2,2	3,0
1935—1944	2,1	4,4	4,6	2,8	1,5	2,0	1,5	1,8	1,8	2,2	3,0
1936—1945	2,2	4,4	4,6	2,8	1,4	2,0	1,7	1,7	1,7	2,2	3,2
1937—1946	1,6	4,3	4,8	2,2	1,1	2,5	1,7	1,5	1,5	2,4	3,3
1938—1947	1,7	4,6	4,9	3,2	1,4	2,7	1,8	1,1	1,1	2,6	3,3
1939—1948	2,3	5,1	4,9	3,4	1,5	2,8	2,0	0,9	0,9	2,4	3,3
1940—1949	1,9	4,8	4,8	3,2	1,4	2,8	1,9	1,1	1,1	2,6	3,3
1941—1950	1,7	4,5	5,0	3,1	1,7	2,9	1,8	1,2	1,2	2,4	3,2

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕГО МУССОНА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

I. Анализ материала

Согласно А. И. Воейкову [2,3], муссонному климату Восточной Азии свойственен определенный погодный комплекс. Этот комплекс включает в себя сезонный режим температуры и давления воздуха, сезонную смену воздушных потоков, годовой ход осадков (с летним максимумом), годовой ход облачности, абсолютной и относительной влажности.

В настоящей статье рассматриваются климатические особенности летнего муссона умеренных широт на базе 6-летнего периода наблюдений. Использование такого короткого ряда наблюдений для детального анализа (с привлечением синоптического материала) казалось нам возможным, поскольку основные закономерности муссонного климата Восточной Азии уже изучены [1—4].

Ранее [5] мы останавливались на особенностях сезонного хода температуры и давления воздуха, поэтому здесь анализируются другие элементы муссонного комплекса. Основное внимание А. И. Воейков уделяет в муссонном комплексе летнему максимуму осадков. Однако в целях выяснения особенностей выпадения летних осадков мы сочли необходимым несколько изменить порядок исследования метеорологических элементов муссонного комплекса. Сначала рассматривается ветровой, температурный режим летнего муссона, режим абсолютной и относительной влажности, а затем некоторые особенности выпадения осадков.

Анализ метеорологических данных в нашей статье производится на материале трех станций. Положение этих станций в вершине треугольника (Владивосток — Сквородино — Охотск) позволяет при общеизвестных закономерностях муссонного климата выявить особенности обеих стадий летнего муссона.

Выбор станций определялся возможностью анализировать проявление летнего муссона на побережье и в удалении от него.

Из 40 просмотренных станций наиболее подходящими оказались три — Владивосток, Сквородино и Охотск, поскольку по этим станциям, кроме метеорологических наземных материалов, имелись аэрологические (за исключением Охотска). Аэрологические данные использовались нами в других целях. Некоторые выводы, полученные с их помощью, опубликовывались ранее [5—7].

Однако на станциях Владивосток и Сквородино недостаточно репрезентативны (из-за местоположения станций) данные по наземному ветру. На ст. Владивосток занижена повторяемость ветров ССЗ и ССВ румбов, что, вообще говоря, несущественно для летней розы ветров

(равно как и для зимней) при приведении направлений ветра к 8 румбам. На ст. Сквородино направление ветра искажается направлением долины р. Б. Невер, в которой расположена станция. Основными «зимними» направлениями ветра являются здесь ветры З румбов (главным образом З); основными «летними» — ветры В румбов (главным образом В).

II. Ветер

На рис. 1 приводится график смены «зимних» преобладающих направлений (С+СВ+З+СЗ) «летними» (Ю+ЮЗ+В+ЮВ). Этот график построен по данным разностей сумм повторяемостей «летних» и «зимних» направлений ветра. Для приморских станций (Владивосток, Охотск) сумма «летних» направлений ветра оказывается преобладающей уже со второй половины марта; для континентальной (Сквородино) — только с конца мая. Период летнего муссона на побережье тоже заканчивается позднее, чем в удалении от него. В первом случае конец явления приходится на вторую половину сентября; во втором — на начало. Таким образом, если учесть наличие двух стадий летнего муссона [5—7], то можно сказать, что муссон в первой стадии не распространяется далеко в глубь муссонного района. Летний муссон способен распространяться на весь дальневосточный муссонный район только в период развития второй стадии.

В табл. 1 приведены данные по скорости летнего муссона с апреля по сентябрь.

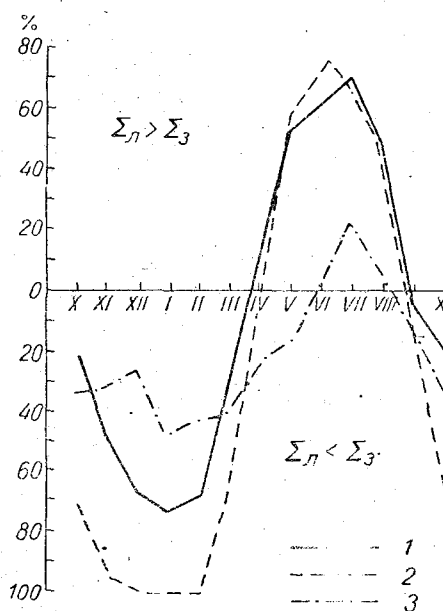


Рис. 1. Годовой ход разностей сумм повторяемостей «зимних» (С+СВ+СЗ+З) и «летних» (Ю+ЮВ+В+ЮЗ) направлений ветра.

1 — Владивосток, 2 — Охотск, 3 — Сквородино.

Таблица 1

Средние (за 6 лет) скорости ветра летнего муссона (м/сек.)

Название станции	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Владивосток	5,9	5,9	5,6	5,0	5,2	5,9
Сквородино	3,8	3,8	2,3	2,1	2,2	2,7
Охотск	3,2	3,2	3,5	3,6	3,5	3,3

В апреле, мае, июне (период первой стадии летнего муссона) и сентябре во Владивостоке и Сквородино скорости ветра наибольшие. В июне, июле и августе они уменьшаются. В Охотске картина распределения скоростей противоположная. Максимум приходится на июль. Такое распределение скоростей ветра можно увязать с муссонными особенностями барического режима и с сезонным направлением траекторий циклонов. В районе Сквородино в эти месяцы в апреле — мае пре-

обладает циклоническая деятельность (поля низкого давления). Владивосток располагается на границе маньчжурской депрессии и антициклона над Японским морем. В этом случае довольно часты перебои.

Район Охотска чаще всего подвержен в это время действию антициклонического поля, развивающегося над Охотским морем и северо-восточной частью Арктики.

В конце июня, когда начинает развиваться вторая стадия летнего муссона, картина меняется. Скорость ветра, по данным на станциях, расположенных в поле высокого давления, связанного с тихоокеанским гребнем, убывает (Владивосток, Сковородино). В Охотске она, наоборот, возрастает в связи с ростом повторяемости прохождения циклонов вдоль северо-западного и северного побережья Охотского моря по соответствующей периферии тихоокеанского гребня, направленного на Дальний Восток.

Таким образом, в период осуществления первой стадии летнего муссона, когда основную роль играют поля повышенного давления над окраинными морями и циклоны вторичного фронта и когда перебой чаще всего осуществляется в направлении Приморье—север Японии—Алеуты, повышенную среднемесячную скорость ветра следует ожидать в районах, где наиболее часто проходят траектории циклонов, формирующих маньчжурскую депрессию и ее ложбины. Сковородино и Владивосток располагаются в районе средней траектории циклонов (траектория II [5]), которая в апреле и мае имеет соответственно повторяемость 82 и 61%. В июне, когда увеличивается повторяемость выхода циклонов с запада (траектория III), на ст. Сковородино средние скорости ветра значительно уменьшаются. Возрастание повторяемости поля высокого давления над Охотским и Японским морями и увеличение повторяемости разворота гребня тихоокеанского максимума на Японском море приводит к тому, что повторяемость перебоя в названном направлении уменьшается. Циклоны начинают огибать западную периферию гребня вдоль северо-западного и восточного побережий Охотского моря, с чем и связано некоторое возрастание среднемесячных скоростей ветра на ст. Владивосток. Распространение тихоокеанского гребня на Дальний Восток во вторую стадию летнего муссона (в конце июня, в июле и августе) приводит к уменьшению скоростей ветра над Приморьем и возрастанию их над побережьем Охотского моря.

Это также связано с увеличением повторяемости траекторий циклонов, огибающих западную периферию тихоокеанского гребня [5].

Таким образом, средний максимум скоростей ветра в районе муссонов умеренных широт имеет место в период первой стадии летнего муссона (за исключением северной окраины муссонного района умеренных широт). Минимум скоростей ветра осуществляется в период второй стадии летнего муссона. Как показывают данные табл. 1, амплитуда колебаний средних скоростей ветра в период летнего муссона невелика — порядка 0,9 м/сек. на ст. Владивосток, 1,7 м/сек. на ст. Сковородино, порядка 0,3 м/сек. на ст. Охотск. Такое распределение можно объяснить следующим образом. Максимум скорости ветра в период первой стадии летнего муссона обусловлен максимумом циклонической деятельности в это время. Некоторое уменьшение скорости ветра связано с ростом повторяемости поля повышенного давления. Незначительное уменьшение ее на береговых станциях и в удалении от побережья объясняется наличием перебоев и тем, что на периферии тихоокеанского гребня (как на всякой периферии антициклонического образования) имеет место усиление скорости ветра.

Интересно в связи с изложенным привести табл. 2, где помещены данные по повторяемости скоростей ветра.

Таблица 2

Повторяемость (среднее число случаев) скорости ветра различных градаций

Месяцы	Градации скорости ветра (м/сек.)				
	0	1-5	6-10	11-15	>15
Владивосток					
IV	12	46	37	19	6
V	7	51	41	22	3
VI	8	52	36	21	3
VII	6	65	35	16	2
VIII	7	67	36	12	2
IX	7	47	42	19	5
Сковородино					
IV	24	60	25	4	7
V	22	61	30	4	7
VI	37	61	20	1	1
VII	42	64	16	1	1
VIII	42	61	18	2	1
IX	38	55	22	1	4
Охотск					
IV	25	71	19	3	2
V	24	74	21	4	1
VI	20	70	26	3	1
VII	22	66	29	6	1
VIII	23	66	28	6	1
IX	18	77	20	4	1

Как показывают данные табл. 2, на всех трех станциях преобладают ветры градации скорости 1—5 м/сек. Во Владивостоке и Сковородино повторяемость ветров этих градаций возрастает к июлю, августу, убывая к сентябрю. Повторяемость скоростей ветров больших градаций уменьшается от апреля, мая к августу, снова возрастая к сентябрю. В Охотске, наоборот, повторяемость ветров градаций скорости >5 м/сек. возрастает в период второй стадии летнего муссона, т. е. к июлю и августу, убывая к сентябрю (градации 6—10, 11—15 м/сек.).

III. Влажность воздуха

Средние данные по абсолютной и относительной влажности за 6-летний период приведены в табл. 3.

Таблица 3

Абсолютная и относительная влажность за период летнего муссона (1949—1954 гг.)

Название станции	Влажность	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Владивосток	Абс. (мб) . . .	5,9	9,2	13,3	18,3	21,1	13,9
	Отн. (‰) . . .	72	78	87	91	86	77
Сковородино	Абс. (мб) . . .	3,5	5,6	12,6	15,8	14,7	7,3
	Отн. (%) . . .	62	72	74	74	84	78
Охотск	Абс. (мб) . . .	3,2	5,5	8,6	12,3	12,4	8,7
	Отн. (‰) . . .	76	83	86	87	86	78

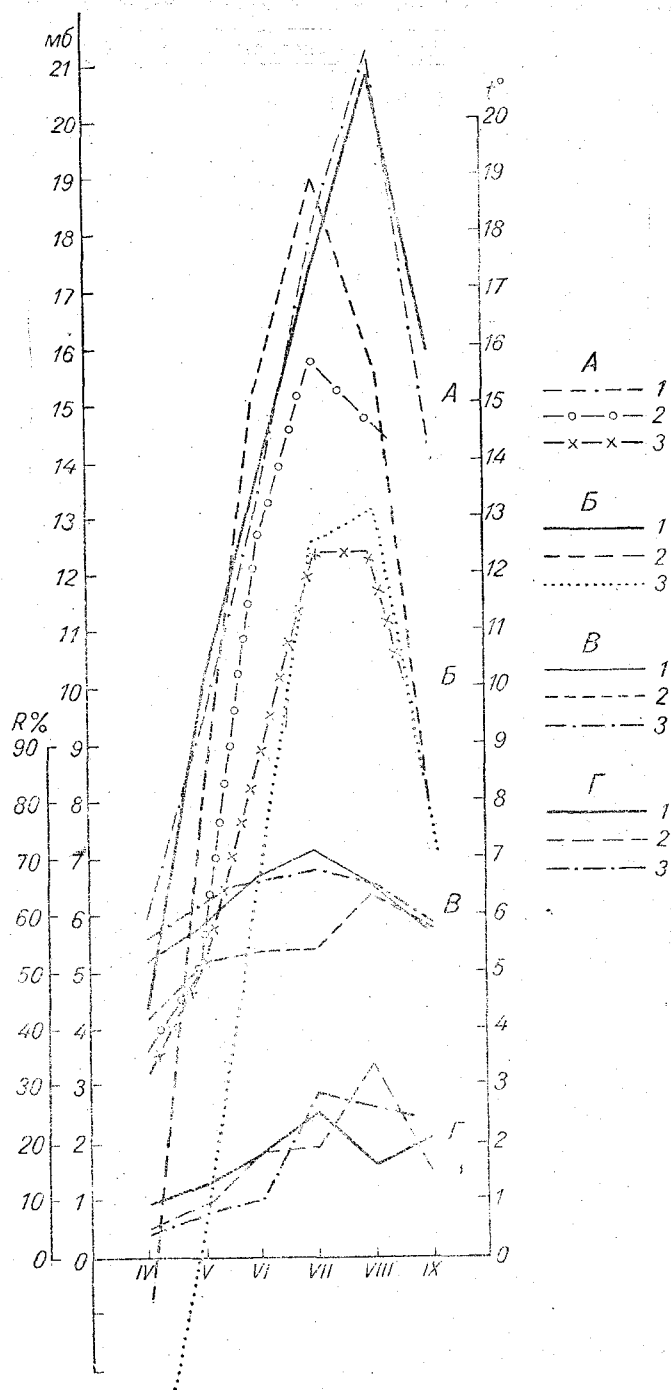


Рис. 2. Ход средней абсолютной (А) и относительной влажности (В), температуры воздуха (В) и повторяемости месячных сумм летних осадков за период с апреля по сентябрь (Г) с 1949 по 1954 г.
 1 — Владивосток, 2 — Сквородино, 3 — Охотск.

Как показывают данные табл. 3, на береговых станциях максимум абсолютной влажности приходится на август. Максимум относительной влажности отмечается в июле, когда выпадает наибольшее во Владивостоке и Охотске количество осадков (за период с 1949 по 1954 г.).

На рис. 2 дается сравнение (данные по осадкам, на основании которых строился график, не приводим) хода средней абсолютной (*A*) и относительной (*B*) влажности, хода температуры воздуха (*B*) и хода повторяемости месячных сумм летних осадков от суммы осадков за период с апреля по сентябрь (*Г*).

Совместный анализ хода линий *A*, *B*, *B* и *Г* показывает, что наиболее благоприятными для выпадения осадков во Владивостоке в июле были условия, при которых максимум относительной влажности в 91% сочетался с ростом (но не максимумом!) температуры и абсолютной влажности. Августовский минимум осадков соответствовал максимуму температуры и абсолютной влажности при падении относительной влажности до 86%.

На ст. Сковородино, наоборот, максимум температуры и абсолютной влажности предшествовал максимуму относительной влажности и осадков. Это закономерно, если учесть особенности расположения барических полей в обе стадии развития летнего муссона.

Максимум температуры воздуха во Владивостоке в августе достаточно хорошо, как и максимум абсолютной влажности, объясняется преобладанием в районах III и VI антициклонических полей тихоокеанского происхождения [5—7].

Максимум абсолютной влажности и температуры воздуха в июле в Сковородино объясняется тем, что, несмотря на вынос влажного воздуха по направлению на Байкал, Сковородино, располагаясь на границе двух районов, находится под влиянием как антициклонических полей обоих районов, так и своего положения в западной и северо-западной частях области пониженного давления над районом III.

Наконец, в Охотске мы наблюдаем ход рассматриваемых элементов, аналогичный таковому во Владивостоке. Максимум абсолютной влажности и температуры наступает в месяце, следующем за месяцем с наибольшим количеством осадков.

Ход линий достаточно наглядно показывает различие метеорологических характеристик на станциях континентальных и морских. На морских станциях максимум осадков и относительной влажности предшествует максимуму температуры воздуха и абсолютной влажности. На континентальной станции наблюдается обратная картина. Это значит, что наступление максимума осадков, связанное с развитием второй стадии, несколько снижает температуру воздуха в период развития так называемых «муссонных» дождей.

Дальнейшее развитие второй стадии летнего муссона приводит к повышению абсолютной влажности и температуры воздуха, связанных с установлением антициклонического режима погоды и выносом воздушных масс из субтропических широт в умеренные. В удалении от побережья отсутствие влияния окраинных морей сказывается в проявлении максимума температуры, абсолютной и относительной влажности. Это влияние летнего муссона во второй стадии, достигнув Северного Китая и Кореи. Влияние окраинных морей несколько тормозит распространение второй стадии летнего муссона на Приморье, где среднемесячная температура снижена за счет достаточно большой повторяемости (26%) первой стадии летнего муссона. Однако на восток Восточной Сибири уже направлен тихоокеанский гребень, имеющий ядро над Восточно-Китайским морем [5—7]. Это способствует выносу теплого и влажного воздуха по западной периферии гребня на высотах и по во-

сточной периферии маньчжурской депрессии в слое до 3 км. Разворот гребня и наступление летнего максимума осадков приводит к снижению здесь температуры и влажности воздуха. Возможен и другой вариант, когда первая стадия развита более сильно и развитие второй стадии в Приморье задерживается ею. Тогда максимум осадков в удалении от побережья осуществляется в июле, а на побережье в августе, что и явствует из многолетних данных.

IV. Температура воздуха

В табл. 4 приводятся данные, на основании которых проведены линии *Б* на рис. 2.

Таблица 4

Среднемесячная температура воздуха с апреля по сентябрь (1949—1954 гг.)

Название станции	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Владивосток	4,3	9,8	13,2	17,5	20,8	15,9
Сковородино	-0,9	7,8	15,4	18,9	15,5	6,9
Охотск	-5,4	0,9	6,9	12,5	13,1	8,1

Данные табл. 4 показывают рост температуры воздуха на морских станциях от апреля к августу, а на континентальной — от апреля к июлю.

При этом максимум осадков в первом случае не совпадает с максимумом температуры — осуществляется позднее. Во втором случае — осуществляется ранее.

Максимум температуры на морских станциях, наблюдаемый в августе, совпадает с максимумом повторяемости второй стадии летнего муссона и антициклонического поля в районах III, V и VI [5]. Именно с этим связан вынос из более южных районов теплых, влажных и достаточно устойчивых воздушных масс.

В табл. 5 приводятся данные, характеризующие среднюю температуру и абсолютную влажность воздуха за период летнего муссона. Подсчет температуры и влажности производился по данным первой, второй стадий летнего муссона и перебоя для двух станций — Сковородино и Владивосток, так как эти стадии мы определяли в основном для Приморья. Охотск расположен на северной периферии муссонной области умеренных широт, поэтому не всегда перебой, отмечаемый в центральной части рассматриваемого района, имеет место над Охотским морем.

Как показывают данные табл. 5, в период первой стадии летнего муссона (май — июнь) на побережье наиболее теплыми являются воздушные массы, поступающие в район Владивостока в случаях перебоя и отдельных положений, соответствующих второй стадии летнего муссона. Наиболее влажными оказываются воздушные массы, соответствующие первой и второй стадиям; менее влажными — воздушные массы, поступающие с материка. Однако различия в значениях абсолютной влажности в случае перебоя и первой стадии незначительны.

Температура воздуха в случае первой стадии ниже среднемесячной; при перебое — близка к норме; в случае второй стадии — выше нормы примерно на 1°.

Температура и абсолютная влажность воздуха в период летнего муссона (1949—1954 гг.)

Название станций	V			VI			VII			VIII			IX		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
	Владивосток	8,3	10,8	10,3	10,5	14,6	14,4	14,3	19,7	18,6	18,9	22,6	20,9	14,8	17,9
Средняя	9,2	9,8	8,6	12,7	13,2	12,6	15,5	17,5	16,5	19,3	20,8	19,1	13,9	15,9	9,3
Абсолютная влажность (мб)	9,2	9,8	8,6	12,7	13,2	12,6	15,5	17,5	16,5	19,3	20,8	19,1	13,9	15,9	9,3
Средняя	9,2	9,2	8,6	12,7	13,3	12,6	15,5	18,3	16,5	19,3	21,1	19,1	13,9	13,9	9,3
Скорородно	8,6	8,5	7,5	14,4	17,5	14,8	19,0	19,6	18,3	17,3	15,6	13,6	6,4	9,0	5,4
Средняя	5,1	7,8	4,7	11,6	15,4	12,4	14,5	18,9	15,1	15,4	15,5	12,8	6,2	6,9	7,3
Абсолютная влажность (мб)	5,1	7,9	4,7	11,6	13,8	12,4	14,5	17,8	15,1	15,4	15,8	12,8	6,2	8,4	7,3
Средняя	5,1	5,9	4,7	11,6	12,6	12,4	14,5	15,8	15,1	15,4	14,7	12,8	6,2	7,3	7,3
Повторяемость стадий летнего муссона (%)	58	5	37	47	23	30	26	45	29	19	55	26	10	33	57

Примечание. В головке таблицы цифры I, II обозначают соответственно первую и вторую стадии летнего муссона, III — перебой летнего муссона.

Абсолютная влажность в первую стадию и перебой в мае — июне ниже или близка к среднемесячной норме.

В июле, августе (период второй стадии летнего муссона) положения, соответствующие первой стадии летнего муссона, характеризуются температурой и влажностью воздуха ниже среднемесячной ($1,5-2^{\circ}$; около 4 мб). Положения, соответствующие второй стадии летнего муссона, характеризуются температурой и влажностью воздуха выше нормы (порядка 2° и $1,5-3$ мб). В сентябре в случае перебоя на побережье выносятся теплые и наиболее сухие воздушные массы (абсолютная влажность на 4,6 мб ниже среднемесячной нормы). В случае положения, соответствующего первой стадии летнего муссона, выносятся теплые (хотя их температура ниже среднемесячной нормы на $1,1^{\circ}$) и влажные воздушные массы. По-прежнему очень теплые и влажные воздушные массы поступают в случае положений, соответствующих второй стадии летнего муссона.

Примерно такая же картина наблюдается в районе Сковородино, т. е. в удалении от побережья. При этом в мае, июле и августе положения, соответствующие первой стадии летнего муссона, характеризуются более высокой температурой, чем в случае перебоя. С мая по июль температура воздуха, соответствующая второй стадии летнего муссона, выше нормы; в августе — близка к норме. Абсолютная влажность, соответствующая первой стадии летнего муссона и перебоя, с мая по август ниже нормы; в августе в случае первой стадии — выше нормы; в сентябре перебою соответствует абсолютная влажность, близкая к норме. В период осуществления положений, соответствующих второй стадии летнего муссона, во все месяцы абсолютная влажность выше нормы.

Изложенное свидетельствует об особенностях развития летнего муссона на побережье и в удалении от него. В период первой стадии летнего муссона на побережье выносятся более холодный и более влажный воздух, чем в случае перебоев. Согласно последней строке табл. 5, вынос мПВ, трансформированного из кПВ, в мае и июне является преобладающим процессом. В мае вероятность развития второй стадии невелика — всего 5%; в июне уже 23%.

В удалении от побережья с первой стадией летнего муссона связан вынос более теплого и влажного воздуха по сравнению с перебоем, что, вероятно, объясняется возможностью поступления воздуха из восточных районов Китая и с запада в соответствии со схемой первой стадии. Более наглядно это представлено на картах линий тока [7].

В период второй стадии летнего муссона процессы выноса воздушных масс из более южных широт Тихого океана становятся преобладающими. На побережье и в глубь суши поступают при осуществлении положения, соответствующего второй стадии, теплые и влажные воздушные массы. Интересно, что температура этих воздушных масс (средняя за 6 лет) во Владивостоке и Сковородино одинаковая, правда, абсолютная влажность различается примерно на 3 мб, что и следует ожидать (правда, не количественно) для морского и континентального пунктов. Это подтверждается и картами линий тока [7].

При осуществлении положения, соответствующего первой стадии летнего муссона, в июле в район ст. Сковородино продолжается вынос теплого и относительно влажного морского (на высотах) воздуха из Восточного Китая; в район Владивостока — холодного и относительно сухого. Вынос воздушных масс в случае перебоя характеризуется на побережье повышением температуры и влажности воздуха по сравнению с первой стадией. Повышение абсолютной влажности в этом случае незначительно.

В августе на побережье перебой и первая стадия характеризуются различием в температуре и влажности воздуха. В случае перебоя на побережье наступают более теплые и относительно менее сухие, чем в июле, воздушные массы. В удалении от побережья воздушные массы второй стадии становятся более холодными, но все еще достаточно влажными. В этом случае более теплыми оказываются воздушные массы, выносимые при осуществлении схем первой стадии. Разобраться в сказанном помогает карта линий тока за август ([7], рис. 4), из которой видно, что в западную часть муссонной области умеренных широт учащаются потоки более холодного воздуха из Восточной Сибири. Рис. 5 из [7] позволяет понять особенности термического режима в сентябре.

Изложенное свидетельствует о следующем:

1) Воздушные массы, связанные с первой стадией летнего муссона, не распространяются в глубь Восточной Азии. Воздушные массы, связанные со второй стадией, наблюдаются во всей муссонной области умеренных широт.

2) На побережье воздушные массы, связанные с осуществлением первой стадии летнего муссона отличаются пониженной температурой и относительно высокой влажностью. При удалении в глубь континента в этот период возможно повышение температуры и абсолютной влажности воздуха, поскольку вынос осуществляется из районов Китая, куда уже дошел летний муссон [9].

3) На всей территории муссонов умеренных широт при второй стадии летнего муссона осуществляется вынос теплых и влажных воздушных масс. При этом отступление муссона ранее всего заметно на более континентальных станциях, что выражается в понижении средней температуры в августе, связанном с участвовавшими затоками к югу АВ. Связано оно и с преобладанием западно-восточного переноса, смещенного к западу и блокированного в июле располагающимся над побережьем гребнем тихоокеанского максимума.

V. Облачность

Для характеристики облачности в период с апреля по сентябрь приводим данные табл. 6, 7 и 8, в которых дается распределение облачности за период летнего муссона и повторяемость основных форм облаков.

Таблица 6

Распределение облачности за период летнего муссона с 1949 по 1954 г.

Название станции	IV		V		VI		VII		VIII		IX	
	о	н	о	н	о	н	о	н	о	н	о	н
Владивосток	6,8	3,1	7,2	3,5	7,7	6,1	8,9	7,5	7,5	5,3	5,5	2,9
Сквородино	5,8	2,6	6,2	3,6	6,2	3,6	6,1	4,0	6,9	4,9	5,9	4,9
Охотск	6,2	2,4	7,8	4,8	7,9	5,9	8,2	5,8	7,2	5,1	6,6	3,3

Анализируя данные табл. 6, можно проследить за изменением количества общей (о) и нижней (н) облачности с апреля по сентябрь на рассматриваемых станциях.

Общая облачность на ст. Владивосток, возросшая от апреля к июлю, имеет максимум в июле. Такое же возрастание имеет место и для нижней облачности. В августе, когда наблюдается максимум повторяемости антициклонического поля, как общая, так и нижняя облачность убывает и становится по количеству меньше облачности в июне. Максимум общей и нижней облачности на ст. Сковородино наблюдается в августе, когда имеет место максимум в выпадении осадков.

Таблица 7

Повторяемость основных форм облаков (%) за период летнего муссона с 1949 по 1954 г.

Месяцы	Формы облаков												
	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb	Frst	Frcu
Владивосток													
V	21	—	6	22	7	8	2	14	5	5	6	3	1
VI	16	1	2	17	3	9	3	16	6	13	7	6	1
VII	14	—	1	17	4	8	2	15	7	15	6	10	1
VIII	18	—	1	19	3	9	2	16	4	13	4	10	1
IX	14	—	2	23	4	12	4	18	4	6	3	7	3
Сковородино													
V	19	—	5	14	9	11	12	23	4	—	3	—	1
VI	22	—	4	12	6	12	16	21	2	1	3	—	—
VII	19	—	3	13	4	12	15	20	1	—	3	—	—
VIII	14	—	3	12	9	12	17	22	3	2	6	—	—
IX	17	—	5	17	12	8	8	22	3	2	6	—	—
Охотск													
V	15	—	7	23	11	4	1	8	5	13	4	8	1
VI	15	1	5	16	7	4	2	6	2	25	3	13	1
VII	17	—	3	16	8	5	2	10	6	16	5	10	2
VIII	16	—	2	20	4	7	2	11	4	14	5	13	2
IX	16	—	4	20	11	5	3	13	7	5	9	6	1

Максимум облачности на ст. Охотск, как и на ст. Владивосток, приходится на июль, когда здесь выпало за период 1949—1954 гг. наибольшее количество осадков.

В табл. 7 дается повторяемость (в процентах) различных форм облаков на наших станциях. Наибольшую повторяемость на морских станциях имеют облака форм Ci, Ac, Sc и St. На ст. Сковородино увеличена повторяемость Cu, Cb. Такое преобладание форм облачности свойственно только рассматриваемому району. К июлю—августу на морских станциях возрастает повторяемость Frst, особенно на ст. Охотск (с июня). Анализ данных табл. 7 не позволяет выявить каких-либо резких изменений в повторяемости тех или иных форм облаков в период преобладания первой или второй стадий летнего муссона. В связи с этим нами была составлена табл. 8, в которой подсчитана повторяемость (число случаев) форм облаков в дни, когда выпадали осадки. Трудоемкость составления подобных таблиц позволила произвести подсчет только для 1954 г. Анализ данных табл. 8 поможет выяснить, с преобладанием каких форм облаков связано соответствующее среднеемесячное количество осадков. На основании табл. 8 построен график (рис. 3)

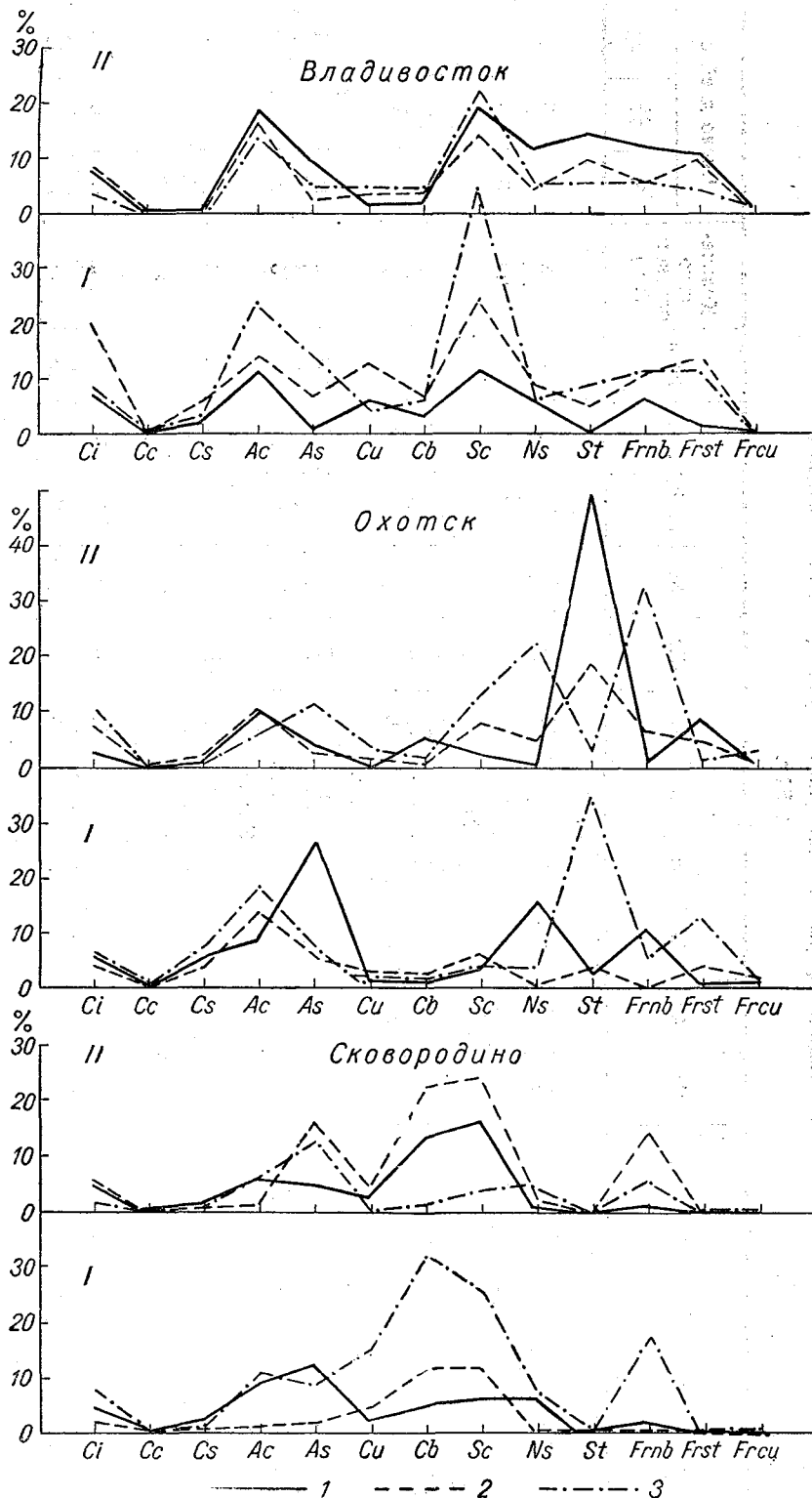


Рис. 3. Ход повторяемости основных форм облаков в случае выпадения осадков. Апрель — сентябрь 1954 г.

I — период первой стадии летнего муссона: I — апрель, 2 — май, 3 — июнь; II — период второй стадии летнего муссона: I — июль, 2 — август, 3 — сентябрь. Осадки. Владивосток: I. 1 — 53 мм, 2 — 49 мм, 3 — 82 мм; II. 1 — 117 мм, 2 — 202 мм, 3 — 165 мм. Охотск: I. 1 — 29 мм, 2 — 6 мм, 3 — 26 мм; II. 1 — 48 мм, 2 — 45 мм, 3 — 88 мм. Сквородино: I. 1 — 43 мм, 2 — 5 мм, 3 — 99 мм; II. 1 — 18 мм, 2 — 140 мм, 3 — 26 мм.

Повторяемость форм облаков (число случаев) в дни с осадками
1954 г.

Название станции	Cl	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Fgnb	Frst	Frcu	Количество осадков (мм)	Число дней с		
															•	*	≡
Апрель																	
Владивосток	7	0	2	11	1	6	3	11	6	0	6	1	0	53	7	3	9
Скворородино	5	0	2	9	12	3	6	7	7	0	2	0	0	43	2	9	2
Охотск	6	0	6	9	27	1	0	3	15	2	10	1	1	29	0	8	1
Май																	
Владивосток	20	0	6	14	7	12	7	24	9	5	10	13	0	47	14	0	7
Скворородино	3	0	0	3	2	5	12	12	0	0	0	0	0	5	1	1	—
Охотск	5	0	4	14	6	3	2	6	6	4	0	4	2	6	3	2	4
Июнь																	
Владивосток	0	1	3	23	15	5	6	43	7	9	10	11	0	82	18	0	14
Скворородино	0	1	0	11	9	15	32	27	7	2	17	0	0	99	16	—	3
Охотск	6	0	7	19	9	1	1	4	4	35	6	13	2	26	11	0	6
Июль																	
Владивосток	8	0	0	19	9	1	2	19	11	14	12	11	0	117	15	0	14
Скворородино	6	0	1	6	5	4	14	17	1	0	1	0	0	18	5	—	5
Охотск	3	0	1	10	4	0	5	2	0	49	1	2	1	48	18	—	9
Август																	
Владивосток	9	0	0	17	3	2	3	14	4	9	5	10	1	202	19	0	20
Скворородино	6	0	0	2	16	6	24	25	4	1	15	0	0	140	13	—	7
Охотск	8	0	2	11	3	1	1	8	5	19	7	5	0	45	10	—	12
Сентябрь																	
Владивосток	4	0	1	15	5	3	3	22	5	5	5	4	1	165	11	—	4
Скворородино	1	0	0	6	14	1	2	5	5	0	6	0	0	26	6	3	3
Охотск	12	0	1	6	12	4	2	13	22	3	32	1	2	88	16	—	1

для взятых станций, на котором дается ход повторяемости основных форм облаков для периода с апреля по сентябрь 1954 г.

На ст. Владивосток выпадение осадков осуществляется в основном при всех (кроме Cc, Cs) формах облаков. Наибольшее число случаев выпадения осадков приходится на Ac и Sc; примерно одинаковая повторяемость облаков приходится на формы Ns, St, Frnb, Frst, Frcu. Количественное различие в суммах осадков свидетельствует о качественном изменении в структуре и водности облаков. Несмотря на уменьшившуюся повторяемость всех форм облаков от периода первой стадии ко второй, сумма осадков в период осуществления второй стадии в 1,5—2 раза больше, чем в период первой стадии. Для хода повторяемости форм облачности на ст. Владивосток характерна согласованность кривых (с некоторыми отклонениями) в течение осуществления обеих стадий. Возможно, здесь сказывается южное положение ст. Владивосток по сравнению, например, с другой морской станцией Охотск.

На ст. Охотск ход линий повторяемости форм облаков в апреле и сентябре подобен при существенно различном выпавшем количестве осадков (29 и 88 мм соответственно). В мае, июне, июле, августе линии повторяемости форм облаков также подобны. Как и на ст. Владивосток, количество выпавших осадков в зависимости от стадии осуществления летнего муссона существенно различно. Основными формами облаков, с которыми связано выпадение осадков, являются Ac, As, Ns, St, Frnb, Frst. Весной и осенью преобладают морозящие осадки, о чем свидетельствует максимум числа случаев St.

На ст. Сковородино в апреле и сентябре ход линий повторяемости форм облаков подобен. Несколько иной ход наблюдается в мае, июне, июле и августе, однако подобие хода линий повторяемости форм облаков между собой сохраняется. Преобладающими весной и осенью являются формы Ac, As; в период осуществления и развития стадий летнего муссона — Cc, Cb. Аномально низкое количество осадков выпало в июле. Вероятно, процессы, приводящие к выпадению осадков, были качественно несколько иными, чем в июне и августе, о чем свидетельствует уменьшение повторяемости облаков Ac, As, Cb и Frnb. Из изложенного видно, что в обе стадии летнего муссона осадки связаны в основном с одними и теми же формами облаков. Это говорит о том, что они выпадают в основном на фронтах барических образований (циклонов и более слабые осадки — на фронтах антициклонов). Качественное различие явления выражается в количественном соотношении осадков, выпавших за период первой и второй стадий, что свидетельствует о различной природе воздушных масс, из которых эти осадки выпадают.

VI. Число ясных и пасмурных дней

Число ясных дней в рассматриваемом районе значительно уменьшается от весенних к летним месяцам (табл. 9).

Для Владивостока по общей облачности число ясных дней уменьшается от 3 до 1. Число ясных дней по нижней облачности уменьшается от 8 до 3.

В Сковородино число ясных дней по общей облачности уменьшается от 6 до 1, по нижней облачности — от 16 до 8.

В Охотске число ясных дней по общей облачности уменьшается от 3 до 1, по нижней облачности — от 17 до 6. Число пасмурных дней по общей облачности во Владивостоке увеличивается от 10 до 23 (VII), по нижней — от 4 до 15 (VII).

В Сковородино число пасмурных дней по общей облачности возрастает от 7 до 13 (VIII), по нижней — от 1 до 7 (VIII).

В Охотске картина близка к таковой во Владивостоке. Число пасмурных дней по общей облачности возрастает от 11 до 20, по нижней — от 3 до 14 (VII).

Таким образом, на каждой из рассматриваемых станций наблюдается последовательный рост нижней и общей облачности от апреля к месяцу, когда на данной станции выпадает наибольшее количество осадков.

Таблица 9

Число ясных и пасмурных дней (среднее за 6 лет)

Название станции	IV				V				VI			
	ясн.		пасм.		ясн.		пасм.		ясн.		пасм.	
	по		по		по		по		по		по	
	о	н	о	н	о	н	о	н	о	н	о	н
Владивосток . . .	3	8	10	4	1	10	13	7	2	5	19	11
Сковородино . . .	6	16	9	1	2	10	7	1	2	8	7	3
Охотск	3	17	11	3	2	11	18	7	1	6	19	10

Название станции	VII				VIII				IX			
	ясн.		пасм.		ясн.		пасм.		ясн.		пасм.	
	по		по		по		по		по		по	
	о	н	о	н	о	н	о	н	о	н	о	н
Владивосток . . .	1	3	23	15	1	6	17	10	5	13	8	3
Сковородино . . .	3	9	7	3	3	8	13	7	4	11	9	2
Охотск	1	7	20	14	3	8	16	8	3	13	13	4

VII. Осадки

Анализируя изложенное в разделах I—VI, мы можем составить себе представление о климатических условиях (исключая осадки), развивающихся в муссонном районе умеренных широт в летнее время. В течение всего периода в этом районе преобладают довольно устойчивые воздушные потоки «морских направлений» со скоростями ветра, уменьшающимися в южной и средней частях Дальнего Востока к периоду развития второй стадии летнего муссона.

При этом абсолютная влажность воздуха в среднем увеличивается, как и температура воздуха, опережая в своем росте наступление максимума осадков или отставая от него. В зависимости от стадии летнего муссона воздушные потоки, приходящие в муссонный район умеренных широт, могут быть более влажными и более теплыми или более влажными и более холодными и т. п. В течение всего периода летнего муссона преобладает облачная погода с наибольшей повторяемостью (в основном на побережье) облаков среднего и нижнего ярусов. Возрастает к периоду осуществления второй стадии летнего муссона во всем районе повторяемость пасмурных дней.

Изложенное позволяет нам представить, на каком фоне выпадают летние осадки. Ранее [6] мы останавливались на природе летних осадков муссонной области Восточной Азии. В этой работе было выяснено, что летние осадки, связанные с циклонической деятельностью, неоднородны

по происхождению воздушных масс, из которых они выпадают. Неоднородность эта определяется неоднородностью в развитии летнего муссона, наличием двух стадий летнего муссона.

В период первой стадии осадки выпадают в районах, прилегающих к побережью, в основном из кПВ или мПВ, трансформированных в антициклонах, стационарирующих и возникающих над окраинными морями с апреля по июнь. Механизмами, способствующими выпадению осадков, являются в основном циклоны, пришедшие в данный район с северо-запада и запада и приносящие воздушные массы с небольшим влагосодержанием.

В период второй стадии летнего муссона осадки в основном выпадают из мТВ и в меньшей степени из кПВ и кТВ. Последняя воздушная масса (кТВ), поступающая из Восточного Китая (в большинстве случаев), представляет по сути трансформированный мТВ летнего муссона более южных широт. Воздушные массы, поступающие в период осуществления второй стадии летнего муссона, как было показано в [7], обладают огромным влагосодержанием.

В настоящем разделе рассмотрим один из важных вопросов, связанных с природой летних осадков, о количественной связи выпадения осадков с определенным направлением ветра. В основном нас интересует выяснение справедливости термина «муссонные осадки» в умеренных широтах, к которому Дзу Ко-джен рекомендовал относиться с большой осторожностью [8], поскольку в Китае устойчивые ЮВ воздушные потоки летнего муссона (при большой повторяемости) приносят засуху и гибель урожая, несмотря на огромное влагосодержание.

Трудоемкость обработки материала не позволила нам произвести подсчеты для всех выбранных нами трех станций. Специальные исследования были проделаны только для ст. Владивосток, довольно хорошо характеризующей особенности летнего муссона умеренных широт. Эти исследования заключались в выяснении, при каких направлениях и скоростях ветра наиболее часто имеют место осадки тех или иных градаций. Поскольку у нас отсутствовали ежечасные наблюдения, мы вынуждены были использовать срочные наблюдения из таблиц ТМ-1. Та или иная градация осадков относилась к соответствующему направлению и скорости ветра одного из сроков наблюдений. Эти данные получены из графы «Атмосферные явления». В связи с изложенным мы не считали возможным производить подсчеты по 8 румбам и ограничились 4 основными румбами (С, В, Ю, З) и четвертями круга, заключенными между ними (С-В, Ю-В, Ю-З, С-З). Подсчеты производились сначала для двух сроков (7 и 19 час.), а затем объединялись для суток. В табл. 10 приведены данные (число случаев за весь 6-летний период)

Таблица 10

Число случаев осадков, выпавших за 6-летний период, при ветрах различных квадрантов ст. Владивосток

Месяцы	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	Штиль	Сумма осадков за 6 месяцев
IV	17	10	—	65	4	8	3	17	5	298
V	17	2	2	122	2	11	4	12	8	379
VI	13	4	1	139	8	15	3	9	16	510
VII	15	4	1	162	10	9	—	8	6	783
VIII	16	3	—	117	6	4	3	7	4	756
IX	21	10	—	42	3	11	2	12	9	772

Таблица 11

Суммы осадков, выпавших при ветрах „континентальных“ и „морских“ румбов ст. Владивосток

		Направление ветра	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Количество осадков (мм) Процент от суммы осадков за период	}	C+CB+CЗ+З	164 56	116 31	149 28	196 25	164 22	192 39
		Ю+ЮВ+В+ЮЗ	129 43	257 67	355 70	565 72	589 78	547 57

Таблица 12

Распределение градаций осадков (число случаев) при ветрах различных квадрантов ст. Владивосток

Меся- цы	Градации осадков (мм)	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З
IV	≥ 0,0- < 5	11	4	—	60	3	7	2	17
	≥ 5- < 10	2	1	—	4	1	1	1	—
	≥ 10- < 15	1	4	—	1	—	—	—	—
	≥ 15- < 25	3	1	—	—	—	—	—	—
V	≥ 0,0- < 5	15	2	2	105	2	9	4	12
	≥ 5- < 10	2	—	—	8	—	—	—	—
	≥ 10- < 15	—	—	—	3	—	2	—	—
	≥ 15- < 25	—	—	—	5	—	—	—	—
	≥ 25- < 50	—	—	—	1	—	—	—	—
VI	≥ 0,0- < 5	8	4	1	122	8	13	3	7
	≥ 5- < 10	2	—	—	6	—	—	—	—
	≥ 10- < 15	3	—	—	4	—	2	—	2
	≥ 15- < 25	—	—	—	4	—	—	—	—
	≥ 25- < 50	—	—	—	3	—	—	—	—
VII	≥ 0,0- < 5	10	4	1	141	10	9	—	6
	≥ 5- < 10	1	—	—	6	—	—	—	—
	≥ 10- < 15	—	—	—	1	—	—	—	2
	≥ 15- < 25	2	—	—	5	—	—	—	—
	≥ 25- < 50	2	—	—	7	—	—	—	—
	≥ 50- < 100	—	—	—	2	—	—	—	—
VIII	≥ 0,0- < 5	8	1	—	94	4	4	3	6
	≥ 5- < 10	4	2	—	10	—	—	—	—
	≥ 10- < 15	1	—	—	5	2	—	—	—
	≥ 15- < 25	2	—	—	2	—	—	—	1
	≥ 25- < 50	1	—	—	4	—	—	—	—
	≥ 50- < 100	—	—	—	1	—	—	—	—
≥ 100	—	—	—	1	—	—	—	—	
IX	≥ 0,0- < 5	14	5	—	34	2	11	2	12
	≥ 5- < 10	—	3	—	2	—	—	—	—
	≥ 10- < 15	2	—	—	2	—	—	—	—
	≥ 15- < 25	2	1	—	1	1	—	—	—
	≥ 25- < 50	3	1	—	2	—	—	—	—
	≥ 50- < 100	—	—	—	1	—	—	—	—
≥ 100	—	—	—	—	—	—	—	—	

по месяцам и сумма осадков за 6 лет (неосредненная) для каждого месяца. Как показывают данные этой таблицы, уже в апреле преобладающими по числу случаев оказываются осадки, выпавшие при ветрах Ю—В квадранта. С мая по август это преобладание оказывается еще большим.

Таблица 13

Распределение градаций осадков (число случаев) при ветрах различных градаций скоростей ст. Владивосток

Месяцы	Градации осадков, мм	Градации скорости ветра (м/сек.)					Штиль
		1	2—5	6—10	11—15	15	
IV	≥ 0,0 — < 5	8	36	46	10	6	5
	≥ 5 — < 10	1	3	3	1	—	—
	≥ 10 — < 15	—	1	4	1	—	—
	≥ 15 — < 25	—	—	1	3	—	—
V	≥ 0,0 — < 5	7	51	69	13	3	8
	≥ 5 — < 10	1	4	3	2	—	—
	≥ 10 — < 15	—	1	1	2	1	—
	≥ 15 — < 25	—	1	1	2	1	—
	≥ 25 — < 50	—	1	—	—	—	—
VI	≥ 0,0 — < 5	12	59	76	18	1	16
	≥ 5 — < 10	—	4	3	—	1	—
	≥ 10 — < 15	—	2	5	4	—	—
	≥ 15 — < 25	—	—	2	1	1	—
	≥ 25 — < 50	—	—	—	3	—	—
VII	≥ 0,0 — < 5	13	87	74	7	—	5
	≥ 5 — < 10	—	2	3	1	1	1
	≥ 10 — < 15	—	2	1	—	—	—
	≥ 15 — < 25	—	2	5	—	—	—
	≥ 25 — < 50	—	3	2	3	1	—
	≥ 50 — < 100	—	—	2	—	—	—
VIII	≥ 0,0 — < 5	2	53	56	7	2	4
	≥ 5 — < 10	—	6	9	1	—	—
	≥ 10 — < 15	—	2	4	1	1	—
	≥ 15 — < 25	—	1	2	2	—	—
	≥ 25 — < 50	—	2	—	2	1	—
	≥ 50 — < 100	—	—	—	—	1	1
IX	≥ 0,0 — < 5	5	17	50	7	1	9
	≥ 5 — < 10	1	2	1	1	—	—
	≥ 10 — < 15	—	—	2	2	—	—
	≥ 15 — < 25	—	1	1	2	1	—
	≥ 25 — < 50	—	—	2	2	2	—
	≥ 50 — < 100	—	—	—	1	—	—

Данные табл. 11 позволяют нам оценить результаты, приведенные в табл. 10, с количественной стороны. Оказывается, что в апреле, несмотря на большую повторяемость осадков, при ветрах Ю—В квадранта основные осадки (56%) связаны с ветрами «континентальных» румбов. В мае это соотношение для ст. Владивосток меняется, хотя осадки при ветрах «континентальных» румбов еще составляют 31% от

общей суммы осадков. Наибольшее количество осадков при ветрах «морских» румбов выпадает в июле — августе (соответственно 72 и 78% от общей суммы осадков за период). В сентябре снова возрастает повторяемость осадков при ветрах «континентальных» румбов.

В табл. 11 не включено количество осадков, наблюдающееся при штилях. Оно, однако, незначительно и не влияет на сделанные выводы.

За рассматриваемый нами период связь максимума осадков (70%) в июне с суммой «морских» направлений ветра на ст. Владивосток объясняется тем, что в район Владивостока уже могут попадать воздушные массы ЮВ муссона, который, согласно [9], достиг Северного Китая и дает в Японии обильные осадки типа «Вай-и».

Анализ данных табл. 12 свидетельствует о том, что в период первой стадии летнего муссона с ветрами Ю — В квадранта связаны осадки градации $\geq 0,0$ — < 5 мм. Эти осадки для ветров «морских» румбов оказываются преобладающими. Преобладают они и для ветров «континентальных» румбов. Причем в апреле осадки «континентальных» румбов более обильны.

Интересно, что во Владивостоке осадки чаще всего выпадают при ветрах, имеющих скорость ≥ 2 м/сек. (табл. 13) Наиболее крупные осадки (градации ≥ 50 — < 100 мм и ≥ 100 мм) выпадают при ветрах, имеющих скорость порядка 5—15 м/сек. При штилях выпадают в основном осадки, не превышающие 10 мм/сутки (в июле, например). На рис. 4 производится сопоставление месячных сумм осадков по годам за взятый 6-летний период с повторяемостью (число случаев) двух наиболее часто осуществляющихся во Владивостоке румбов ветра — С и ЮВ. Этот рисунок свидетельствует о том, что максимум осадков на ст. Владивосток, начиная с мая и по август (и даже в сентябре), довольно хорошо следует за максимумом повторяемости ветров ЮВ направления. В апреле линия осадков имеет ход, подобный линии хода повторяемости С ветра. Максимуму повторяемости ЮВ ветра в 1951 г. соответствует наименьшее количество осадков, выпавшее в апреле за весь период с 1949 по 1954 г.

В мае ход линии осадков строго следует за ходом линии повторяемости ЮВ ветра. В июле согласованный ход линии осадков и линии повторяемости ЮВ ветра, начиная с 1953 г., несколько нарушается на фоне существенного преобладания ЮВ ветра. Увеличение повторяемости С ветра (хотя и незначительное) приводит к росту количества осадков, что, вероятно, свидетельствует об участвующей фронтальной деятельности.

В августе ход сопоставляемых линий снова очень согласованный. В сентябре четкой закономерности согласования хода между линиями повторяемости ветров С, ЮВ румбов и линией хода осадков не обнаруживается. Тем не менее ход линии осадков четко противоположен ходу повторяемости суммы ветров «континентальных» румбов.

Исследования, аналогичные изложенным выше, были проделаны нами для ст. Владивосток и по многолетним данным. В этом случае мы ограничились выборкой из периода с 1891 по 1954 г. отдельных лет, в которые наблюдалось наибольшее и наименьшее количество осадков (с апреля по сентябрь). Затем с помощью таблиц ТМ-1 определялось, как и для 6-летнего периода, при каких направлениях ветра выпадает то или иное количество осадков. В отличие от материалов, помещенных в табл. 10, определение количества выпавших осадков в зависимости от направления ветра мы брали по суммам «континентальных» и «морских» румбов. Период с 1949 по 1954 г. в эти подсчеты не включался.

Результаты подсчетов помещены в табл. 14 и 15. Как показывают данные табл. 14, в апреле при ветрах «морских» и «континентальных»

румбов выпадает примерно одинаковое количество осадков при почти одинаковой повторяемости ветров этих сумм румбов, сопровождавшихся выпадением осадков (18 и 12 случаев). В мае по мере роста повторяемости ветров «морских» румбов и роста числа случаев этих ветров, сопровождавшихся осадками, растет количество выпавших осадков. Аналогичная картина наблюдается в июле и августе. При этом в слу-

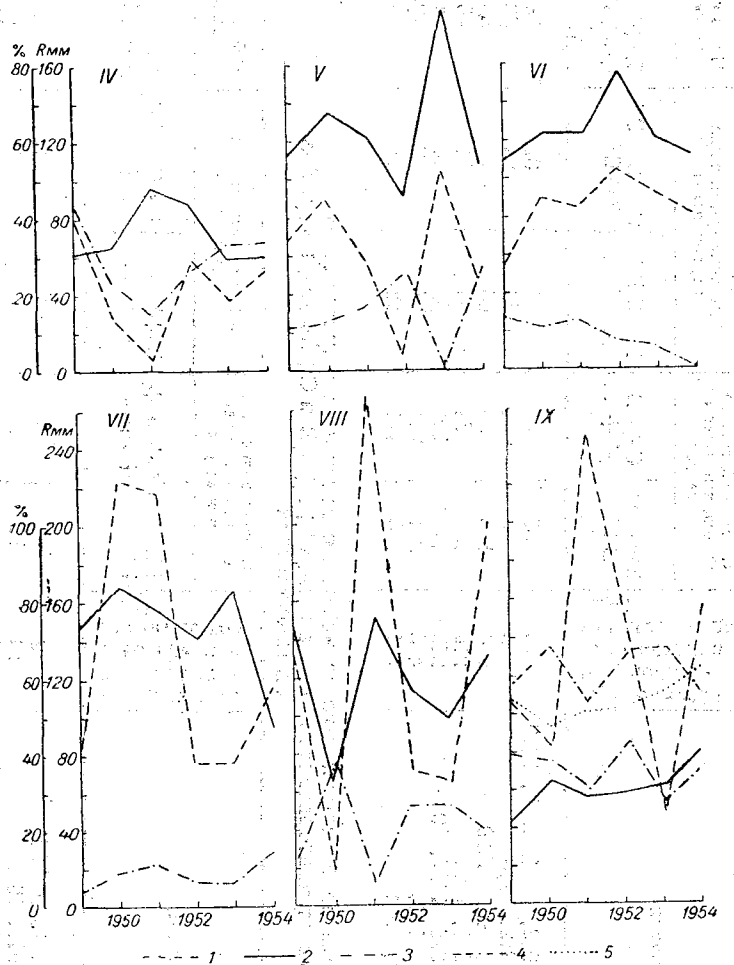


Рис. 4. Сравнение хода месячных летних сумм осадков (1) с ходом повторяемости ветров ЮВ (2) и С (3) румбов по станции Владивосток.
4 — ЮВ + Ю + В + ЮЗ румбы, 5 — С + СВ + З + СЗ румбы.

чае наиболее обильных осадков (август ≥ 400 мм) несколько растет повторяемость ветров «континентальных» румбов, что, вероятно, свидетельствует об интенсификации фронтальной деятельности.

В сентябре сохраняется закономерность, отмечаемая в апреле при выпадении большего количества осадков при ветрах «континентальных» румбов.

Интересно данные табл. 15 сравнить с данными табл. 14. В табл. 15 приводятся материалы, характеризующие распределение наименьшего количества осадков в зависимости от ветров «морских» или «континентальных» румбов. В апреле при довольно большой повторяемости

Распределение наибольшего количества осадков за отдельные годы в зависимости от повторяемости ветров ЮВ+Ю+В+ЮЗ и С+СВ+З+СЗ румбов ст. Владивосток

Градусы (мм)	Месяцы	Годы наблюдений	Среднее количество осадков, выпавшее при осадках за отдельные годы (мм)	Среднее количество осадков, выпавшее при ветрах		Месячные суммы числа случаев ветра		Число случаев ветра, сопровождавшегося осадками	
				ЮВ+Ю+В+ЮЗ	С+СВ+З+СЗ	Ю+ЮВ+В+ЮЗ	С+СВ+З+СЗ	Ю+ЮВ+В+ЮЗ	С+СВ+З+СЗ
≤ 100	IV	1910, 1912, 1919, 1920, 1922, 1937, 1938, 1943	76	39	44	31	18	12	
≥ 120	V	1903, 1907, 1912, 1940	125	42	56	25	33	12	
≥ 150	VI	1904, 1910, 1912, 1929, 1939	214	88	65	12	58	12	
≥ 200	VII	1899, 1910, 1918, 1928	214	64	58	11	36	11	
≥ 200	VIII	1903, 1910, 1925, 1926, 1927, 1928	248	101	65	14	43	14	
≥ 400		1900, 1938, 1943	415	204	67	27	42	18	
≥ 200	IX	1925, 1939, 1944	284	174	52	41	33	26	

Распределение наименьшего количества осадков за отдельные годы в зависимости от повторяемости ветров ЮВ+Ю+В+ЮЗ и С+СВ+З+СЗ румбов ст. Владивосток

Градусы (мм)	Месяцы	Годы наблюдений	Среднее количество осадков, выпавшее за отдельные годы (мм)	Среднее количество осадков, выпавшее при ветрах		Месячные суммы числа случаев ветра		Число случаев ветра, сопровождавшегося осадками	
				ЮВ+Ю+В+ЮЗ	С+СВ+З+СЗ	Ю+ЮВ+В+ЮЗ	С+СВ+З+СЗ	Ю+ЮВ+В+ЮЗ	С+СВ+З+СЗ
≤ 15	IV	1895, 1914, 1918, 1929, 1940	9	4	50	28	17	6	
≤ 20	V	1892, 1893, 1911, 1913	13	2	60	17	18	10	
≤ 20	VI	1907, 1917, 1921	16	8	71	14	60	11	
≤ 50	VII	1891, 1893, 1919, 1921, 1923	36	6	75	11	28	2	
≤ 50	VIII	1917, 1921	24	5	64	21	18	6	
≤ 50	IX	1892, 1897, 1900, 1906, 1925, 1937, 1940	35	21	41	51	12	10	

ветров «морских» румбов, как и по данным табл. 14, осадки выпадают при одинаковом числе случаев ветров этого направления (17 и 18 случаев). Повторяемость ветров «континентальных» румбов, по данным табл. 14, больше в 2 раза. Следовательно, резкое уменьшение повторяемости ветров «континентального» направления приводит к существенному уменьшению выпавшего количества осадков. Вероятно (мы не имели возможности посмотреть это с помощью синоптических карт), основными процессами в апреле этих лет были перебои по типу зимнего муссона [5, 6]. В результате выпало примерно в 8 раз меньше осадков, чем за годы с наибольшим количеством осадков в апреле. То же можно сказать и для мая (табл. 15). В мае, по данным табл. 14, максимум осадков связан с существенным ростом по сравнению с данными табл. 15 ветров «морских» румбов, т. е. ветров ЮВ периферии циклонов, стационарирующих на побережье в результате блокирования их областью высокого давления, стационарирующей над окраинными морями.

Интересно, что в июне минимум осадков (табл. 15) связан с максимумом повторяемости ветров «морских» румбов при довольно большой повторяемости ветров «континентальных» румбов. В июле, августе и сентябре наименьшее количество осадков выпадает при незначительной повторяемости ветров «морских» румбов.

Сравнение между собой данных граф «Месячные суммы числа случаев ветра» (табл. 14 и 15) показывает, что в годы с наименьшим количеством осадков повторяемость ветров Ю+ЮВ+В+ЮЗ румбов в общем несколько больше, чем в годы с наибольшим количеством осадков. Однако данные графы «Число случаев ветра, сопровождающегося осадками» свидетельствуют о том, что максимальное количество осадков выпадает при существенно большем числе случаев ЮВ ветра (порядка 50% от месячной повторяемости ветров «морских» румбов). Исключением является июнь, когда отмечается наибольшая повторяемость первой стадии летнего муссона.

Поскольку в табл. 10—15 рассматриваются все годы за 6-летний период без выделения отдельных лет с наибольшим и наименьшим количеством осадков, то они позволяют представить себе общую картину выпадения осадков в зависимости от направления ветра. Данные табл. 14 и 15 дополняют материалы табл. 10—13.

Таким образом, если в Китае установление и преобладание ветров ЮВ квадранта приводит к засухам и неурожаю, то в умеренных широтах с ростом повторяемости ветра ЮВ румба связано увеличение осадков. Эти данные подтверждаются и на материалах станций Сквордино и Охотск, которые мы здесь не приводим.

Вопрос, следовательно, заключается в том, что представляют собой воздушные потоки летнего ЮВ муссона. В Китае и Корее они, вероятно, являются ветрами ЮВ периферии ложбины циклонической африкано-азиатской области и западной периферии гребня тихоокеанского максимума, распространяющегося летом на Восточный Китай. Устойчивый ЮВ воздушный поток является (по сути при надвигании гребня на побережье) потоком, связанным в основном с областью высокого давления. Механизмы выпадения осадков, выделенные Дзу Ко-дженом (фронты, орография, конвекция), оказываются в данном случае либо бездействующими, либо слабодействующими и поэтому устойчивые ЮВ воздушные потоки приносят засуху.

В муссонной области умеренных широт (Дальний Восток) вынос влажного мПВ и мТВ осуществляется в систему уже готового механизма (циклоны умеренных широт в районе маньчжурской депрессии) или с системой готового механизма, поэтому с воздушными потоками

ЮВ муссона в умеренных широтах связаны основные выпадающие осадки.

Термин «муссонные осадки» в умеренных широтах, таким образом, имеет определенный смысл. Следует предполагать, что в годы, когда выпадает наименьшее количество осадков (табл. 15), тихоокеанский гребень, как и в Китае, далеко распространился на запад, «сдвинув» к западу область маньчжурской депрессии. В этом случае уменьшается вероятность проявления в Приморье, например, циклонического механизма. На случаях выпадения осадков на фронтах антициклонов не останавливаемся.

Выводы

1. Наличие двух стадий летнего муссона по ветровым данным можно выявить только при сравнении материалов станций, расположенных на побережье и в удалении от него. Первая стадия летнего муссона проявляется в основном на побережье окраинных морей (с конца марта по начало июня). Вторая стадия распространяется на всю муссонную область умеренных широт (с конца июня по начало сентября). Проявляются особенности стадий летнего муссона и в некотором уменьшении скорости ветра от периода первой стадии летнего муссона ко второй. Это определяется сезонными изменениями барического поля и направлением траекторий движения циклонов, связанным в Восточной Азии с муссонным фактором.

2. Максимум осадков с апреля по сентябрь не совпадает на побережье с максимумом температуры воздуха и абсолютной влажности. Последние приходятся на месяц, следующий за месяцем выпадения максимума осадков. В удаленном от побережья районе максимум температуры воздуха и абсолютной влажности предшествует максимуму осадков. Это также связано с наличием стадий летнего муссона. На побережье теплый и влажный воздух более южного происхождения в основном может поступать только в период второй стадии летнего муссона, когда область высокого давления над окраинными морями становится периферией тихоокеанского максимума, т. е. когда отмечается большая повторяемость направления тихоокеанского гребня на побережье. В район муссонов умеренных широт, удаленный от побережья, трансформированный воздух китайского муссона начинает поступать ранее [5—7].

3. Температура воздуха в качестве характеристики летнего муссона является недостаточно четким элементом. Она позволяет судить о свойствах двух стадий летнего муссона только в том случае, если производить анализ стадий и перебоа отдельно. В этом случае в процессе осуществления первой стадии летнего муссона воздушные массы оказываются более холодными, но наиболее (по абсолютной влажности) влажными; воздушные массы в период второй стадии оказываются наиболее влажными (по абсолютной влажности) и наиболее теплыми.

4. Выпадение осадков в муссонной области Дальнего Востока в весенне-летний период при осуществлении обеих стадий летнего муссона связано с одинаковыми преобладающими формами облаков. На побережье такими формами являются Ac, Sc, St, Ns, Frnb, Frst, Frcu, в удалении от побережья — Ac, As, Cu, Sc, Frnb.

5. Количественное изменение в суммах осадков свидетельствует о качественном изменении в структуре облаков (в смысле водности и, вероятно, мощности облаков). Это приводит при преобладании одинаковых форм облачности к выпадению различных в количественном отношении сумм осадков. Вообще этот вопрос требует дальнейшего более детального исследования.

6. В муссонной области умеренных широт термин «муссонные осадки», которые связаны с ЮВ тихоокеанским муссоном, имеет определенный смысл, поскольку большая часть летних осадков, особенно в период второй стадии, связана с воздушными потоками «морского» происхождения (в основном Ю—В квадрант).

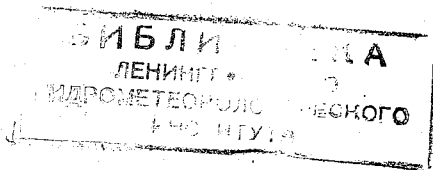
Это объясняется тем, что ЮВ теплый и влажный воздушный поток западной и северо-западной периферии тихоокеанского гребня взаимодействует, вернее направлен в систему готового циклонического механизма, имеющего место в районе маньчжурской депрессии. Определяется это и тем, что морской муссонный воздух может поступать в Приморье с системой готового циклонического механизма, образовавшегося на тихоокеанском тропическом фронте и поднявшегося в умеренные широты вдоль западной периферии тихоокеанского гребня при определенном его положении. Это положение наиболее вероятно в августе и сентябре. При этом ядро гребня расположено в центральной части Тихого океана (северное полушарие) [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. Географгиз. М. 1950.
2. Воейков А. И. Климат области муссонов Восточной Азии. Изв. РГО, т. XV. 1897.
3. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб, 1894 (Избр. соч., т. I, АН СССР, М.—Л., 1948).
4. Курс климатологии, ч. III, под ред. проф. Е. С. Рубинштейн. Гидрометеиздат. М.—Л. 1954.
5. Сорочан О. Г. Некоторые соображения о природе летнего муссона Восточной Азии. Труды ГГО, вып. 71. 1957.
6. Сорочан О. Г. К вопросу о природе летних осадков муссонной области Восточной Азии. Труды ГГО, вып. 72. 1957.
7. Сорочан О. Г. Некоторые особенности муссонной циркуляции Восточной Азии. Труды ГГО, вып. 70. 1957.
8. Chi Co-Ching. Southeast monsoon and rainfall in China. „Collected scientific papers. Meteorology“. Peking, 1954.
9. Tu Chang-wang and Hwang Sze-sung. The advance and retreat of the summer monsoon in China. „Collected scientific papers. Meteorology“. Peking, 1954.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
А. С. Григорьева и О. А. Дроздов. О зависимости горизонтального рассеяния от времени	3
А. С. Григорьева. К вопросу о горизонтальном обмене в атмосфере	14
О. А. Дроздов. Коэффициент макродиффузии и его использование для приближенного расчета соотношения переносов турбулентным и средним движением в атмосфере	21
О. А. Дроздов. О связи различных сторон колебаний климата	24
О. Г. Сорочан. Климатические особенности летнего муссона Дальнего Востока	44



Редактор *Т. В. Ушакова*

Технический редактор *А. Н. Сергеев*

Корректор *Б. А. Минц*

Сдано в набор 23/VI 1958 г.	Подписано к печати 10/IX 1958 г.	
Бумага 70 × 108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 2,13.	Печ. л. 5,82. Уч.-изд. л. 5,68.
Тираж 1300 экз.	М-36477.	Индекс МЛ-381.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.		
Заказ № 285.	Цена 4 руб.	

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза.
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.