

06
Т78

ПРОВЕРЕНО
1930 г.

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

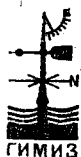
123342

ВЫПУСК 62 (124)

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ КЛИМАТОЛОГИИ

Под редакцией
д-ра географ. наук
О. А. ДРОЗДОВА

ОТДЕЛ ПЕЧАТ
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1956

АННОТАЦИЯ

В сборнике представлены статьи, посвященные вопросам влагообмена в широком смысле слова, начиная с распределения удельной влажности северного полушария и кончая особенностями влагооборота конкретных районов в разные сезоны. Одна из статей посвящена установлению климатических сезонов.

Материалы сборника предназначены для использования в вопросах теории долгосрочных прогнозов и генезиса климата, в том числе и при составлении климатических описаний.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Е. Я. Щербакowa и А. Ю. Брегина. Изменение тепло- и влагосодержания воздушных масс в процессе трансформации в умеренных широтах Евразии	3
О. А. Дроздов. О рациональной форме связи влагосодержания с осадками при изучении влагооборота	29
А. С. Григорьева. Влагооборот на юге Европейской территории СССР в холодный период 1950/51 г.	44
В. В. Орлова. Особенности влагооборота Западной Сибири во влажные и засушливые месяцы	52
О. А. Дроздов. Возможен ли ареал завершенного влагооборота	62
А. Н. Лебедев и Г. П. Писарева. Климатические сезоны СССР	67

Редактор *Е. И. Оксенова.*

Техн. редактор *М. И. Брайнина.*

Корректоры: *М. П. Бушева* и *А. И. Вайцман.*

Сдано в набор 30/VIII 1956 г.

Подписано к печати 27/XI 1956 г.

Бумага 70 × 108¹/₁₆.

Бум. л. 2,63.

Печ. л. 7,19.

Уч.-изд. л. 6,97.

Тираж 1225 экз.

М-44380.

Индекс МЛ-153.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В. О., 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 871.

Цена 4 руб. 90 коп.

2-я типолитография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛО- И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС В ПРОЦЕССЕ ТРАНСФОРМАЦИИ В УМЕРЕННЫХ ШИРОТАХ ЕВРАЗИИ

Введение

Установление закономерностей влаго- и теплооборота в атмосфере имеет чрезвычайно большое теоретическое и практическое значение. Этим вопросам в последнее время уделяется большое внимание со стороны как советских, так и зарубежных ученых.

Настоящая статья имеет целью дать предварительные количественные оценки эффективных скоростей переноса тепла и влаги, горизонтального рассеяния воздушных частиц по пути переноса и количественные характеристики влаги и тепла, приобретаемых или отдаваемых воздухом при его продвижении по континенту Евразии. Результаты настоящего исследования являются предварительными, так как они получены на основании данных лишь 1953 г. и частично данных 1951 г.

Материалом для работы послужили наземные синоптические карты и карты барической топографии поверхностей 850, 700 и 500 мб. Отбор отдельных синоптических процессов производился согласно типизации Г. Я. Вангенгейма [1], представляющей собой обобщение всех разновидностей процессов в трех основных формах атмосферной циркуляции, определявшихся по преобладающим переносам в тропосфере умеренных широт.

Исходя из вышеназванной типизации, были отобраны отдельные случаи с тем расчетом, чтобы для каждого сезона подверглись рассмотрению периоды с процессами всех трех форм циркуляции — западной, восточной и меридиональной. Для наиболее характерных дней каждого периода, т. е. дней, когда процесс, соответствующий данному типу циркуляции, был выражен наиболее ярко, были построены траектории воздушных частиц, проходящих через отдельные пункты, расположенные в умеренных широтах Евразии. Такими пунктами для европейской части континента являлись Лондон, Осло, Прага, Ленинград, Киров, Харьков, Ростов-на-Дону и для азиатской — Караганда, Иркутск, Якутск и Владивосток.

Таким образом строились траектории воздушных частиц, проходящие в типичный для данного процесса день, на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 мб. На основании построенных траекторий были получены данные по скоростям перемещения воздушных частиц и времени их пребывания на материке, эффективным скоростям переноса тепла и влаги, сведения о влагосодержании вдоль траектории, количестве переносимого водяного пара в единицу времени через 5-километровый столб воздуха и количестве тепла, получаемого или отдаваемого воздухом при его прохождении над различными частями континента.

Для определения характеристик тепло- и влагосодержания воздуха, поступающего из различных очагов и проходящего над различными частями континента, были выделены 6 районов. При поступлении воздуха из Атлантического океана учитывалось, откуда начиналась траектория, причем было выделено 3 района: северный — севернее 60° с. ш., центральный — от 60 до 50° с. ш. и южный — южнее 50° с. ш. Схема деления на районы представлена на рис. 1. Обрезанность синоптической карты не давала возможности проследить фактическое начало траекторий воздушных частиц, поступающих из Средней Азии и Казахстана, Малой Азии и Аравии и района Средиземного моря.

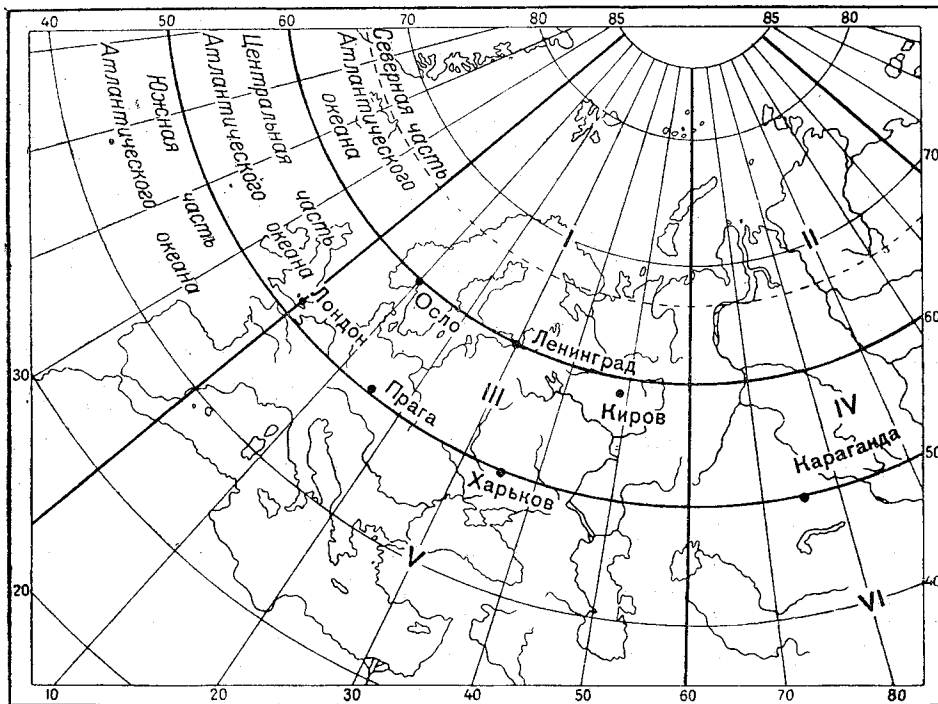


Рис. 1. Схема деления Евразии на районы.

Скорости переноса воздушных масс

При решении целого ряда вопросов по тепло- и влагообороту необходимо знать скорости переноса воздушных масс в атмосфере. Принятый в работе метод построения траекторий воздушных частиц по картам барической топографии дал возможность оценить скорости переноса воздушных масс через умеренные широты материка, установить некоторые особенности переносов над данной территорией и показать среднюю продолжительность пребывания масс воздуха над всем материком в целом, а также над различными его районами. Полученные результаты легли в основу расчетов переноса тепла и влаги через умеренные широты Евразии.

Эффективные скорости переноса тепла и влаги для 5-километрового столба воздуха с основанием в 1 м² вычислялись по формулам

$$0,10\bar{u}_{\text{земля}} + 0,64\bar{u}_{350\text{ мб}} + 0,20\bar{u}_{700\text{ мб}} + 0,06\bar{u}_{300\text{ мб}} \quad (\text{для влаги}),$$

$$0,05\bar{u}_{\text{земля}} + 0,40\bar{u}_{350\text{ мб}} + 0,35\bar{u}_{700\text{ мб}} + 0,20\bar{u}_{500\text{ мб}} \quad (\text{для тепла}),$$

где \bar{u} — скорость ветра на соответствующих изобарических поверхностях.

В первой формуле учтено распределение водяного пара по слоям в столбе от земли до поверхности 500 мб. В формуле для вычисления скоростей переноса тепла учитывалась масса атмосферы до высоты 5 км (500 мб), пропорциональная массе воздуха по слоям (слой 1000—850 мб; слой 850—700 мб и слой 700—500 мб).

При анализе материала разграничивалось прохождение воздушных масс через северную, центральную и южную части материка. Из рассмотрения закономерностей распределения скоростей переноса видно заметное увеличение скоростей переноса тепла и влаги на севере Евразии. В южной части материка скорости переноса тепла и влаги значительно меньше.

Таблица 1

Средние скорости переноса тепла и влаги в различных частях материка (км/час)

Сезон	Материк					
	северная часть		центральная часть		южная часть	
	влага	тепло	влага	тепло	влага	тепло
Зима	46	50	33	37	29	33
Весна	45	49	33	37	29	33
Лето	41	45	32	36	27	32
Осень	45	49	41	45	32	37

Скорости переноса в атмосфере должны различаться в зависимости от масштабов рассматриваемой территории. Для территорий больших масштабов вследствие криволинейности траекторий воздушных частиц средняя скорость крупных потоков будет меньше средней скорости ветра, наблюдающейся над отдельными пунктами. Поэтому вопрос об изменении скоростей переноса тепла и влаги при различной протяженности территории является чрезвычайно интересным.

Определение скоростей производилось следующим образом. Для каждой из трех изобарических поверхностей от начала траектории по прямой отмерялись расстояния, равные 1000, 2000, 3000 км и т. д., до конца траектории; далее подсчитывалось время пребывания воздушных частиц над участком пути от начала траектории до указанных расстояний, а затем, на основании среднего времени пребывания воздушных частиц на уровне поверхностей 850, 700 и 500 мб, вычислялась средняя скорость переноса.

Таким образом, за скорость переноса принималась средняя скорость прямолинейного потока воздуха, проходящего над Евразийским материком. Исследование полученных данных по эффективным скоростям переноса влаги и тепла в нижней половине тропосферы в различных по широте районах материка и при неодинаковой протяженности показало, что по мере увеличения протяженности территории эффективные скорости переноса постепенно уменьшаются или же с 5000 км остаются постоянными (табл. 2).

Как видно из этой таблицы, наибольшие скорости переноса тепла и влаги имеют место в северной части материка; в центральной части они несколько меньше, но все же значительны, а в южной части заметно уменьшаются. По сезонам скорости переноса тепла и влаги в различных частях материка различаются мало. Наблюдается некоторое уменьшение скоростей переноса летом, когда атмосферная циркуляция в общем ослаблена.

Таблица 2

Эффективные скорости переноса тепла при различной протяженности территории (км/час)

Протяженность (км)	Зима		Весна		Лето		Осень	
	влага	тепло	влага	тепло	влага	тепло	влага	тепло
Северная часть								
1 000	38	44	38	45	36	42	39	45
3 000	34	40	34	40	31	35	36	42
5 000	34	39	32	38	30	35	33	38
7 000	33	39	32	38	29	33	30	36
Центральная часть								
1 000	37	44	37	43	37	41	39	46
3 000	34	39	33	39	31	36	33	39
5 000	32	39	30	37	30	35	31	37
7 000	30	36	29	35	29	35	30	35
Южная часть								
1 000	35	41	37	43	33	39	35	43
3 000	30	36	31	37	29	33	29	35
5 000	28	35	28	37	28	33	28	34
7 000	27	33	28	35	25	30	28	33

Из рассмотрения табл. 2 следует также, что эффективные скорости переноса тепла в северной, центральной и южной частях материка больше, чем скорости переноса влаги. Это происходит потому, что основная масса водяного пара сосредоточена в нижнем слое атмосферы (до 5 км — 85%). Поэтому количество переносимой влаги в верхних слоях будет несколько меньше, чем количество переносимого тепла, вследствие чего и эффективные скорости переноса тепла будут больше эффективных скоростей переноса влаги. Несомненно, что различия в скоростях получились бы значительно большими, если бы были учтены верхние слои атмосферы. Однако ввиду отсутствия карт барической топографии поверхностей 300 и 200 мб произвести более детальное исследование оказалось невозможным. Величины скоростей переноса дают представление о средней продолжительности пребывания масс воздуха над различными районами материка.

Таблица 3

Среднее время пребывания воздушных частиц (в сутках)

Сезон	0—30° в. д.	30—60° в. д.	60—90° в. д.	90—120° в. д.	120—150° в. д.	Весь материк
Северная часть						
Зима . . .	1 ³ / ₄	2	2	1 ¹ / ₂	2 ¹ / ₄	9 ¹ / ₂
Весна . . .	1 ³ / ₄	1 ³ / ₄	1 ¹ / ₂	1 ³ / ₄	1 ³ / ₄	8 ¹ / ₂
Лето . . .	1 ¹ / ₂	2	2 ¹ / ₄	1 ¹ / ₂	1 ¹ / ₂	9 ³ / ₄
Осень . . .	1 ¹ / ₄	1 ³ / ₄	1 ³ / ₄	1	1 ¹ / ₂	7 ¹ / ₄
Центральная часть						
Зима . . .	2 ¹ / ₂	2 ¹ / ₂	1 ³ / ₄	3 ¹ / ₄	2	12
Весна . . .	2 ¹ / ₂	3 ³ / ₄	2	2	2 ³ / ₄	12
Лето . . .	2 ¹ / ₄	2 ³ / ₄	2	2 ³ / ₄	2 ³ / ₄	12 ¹ / ₂
Осень . . .	2 ¹ / ₄	2	2	1 ³ / ₄	1 ¹ / ₂	9 ³ / ₄
Южная часть						
Зима . . .	2	3 ¹ / ₄	2 ¹ / ₄	3 ³ / ₄	2 ¹ / ₄	13 ¹ / ₂
Весна . . .	2 ¹ / ₄	3	3 ¹ / ₄	2 ³ / ₄	2 ¹ / ₄	13 ¹ / ₂
Лето . . .	2 ³ / ₄	3 ¹ / ₂	3 ¹ / ₂	2 ³ / ₄	2 ¹ / ₂	15
Осень . . .	2 ¹ / ₄	2 ¹ / ₂	2 ¹ / ₂	1 ³ / ₄	1 ¹ / ₂	10 ¹ / ₂

Большие скорости переноса на севере и незначительные на юге свидетельствуют об уменьшении средней продолжительности пребывания воздушных масс над северными районами материка и об увеличении ее над южными районами.

Из приведенной таблицы видно, что во все сезоны наибольшее время пребывания воздушных частиц имеет место над южной частью материка, а наименьшее — над его северной частью.

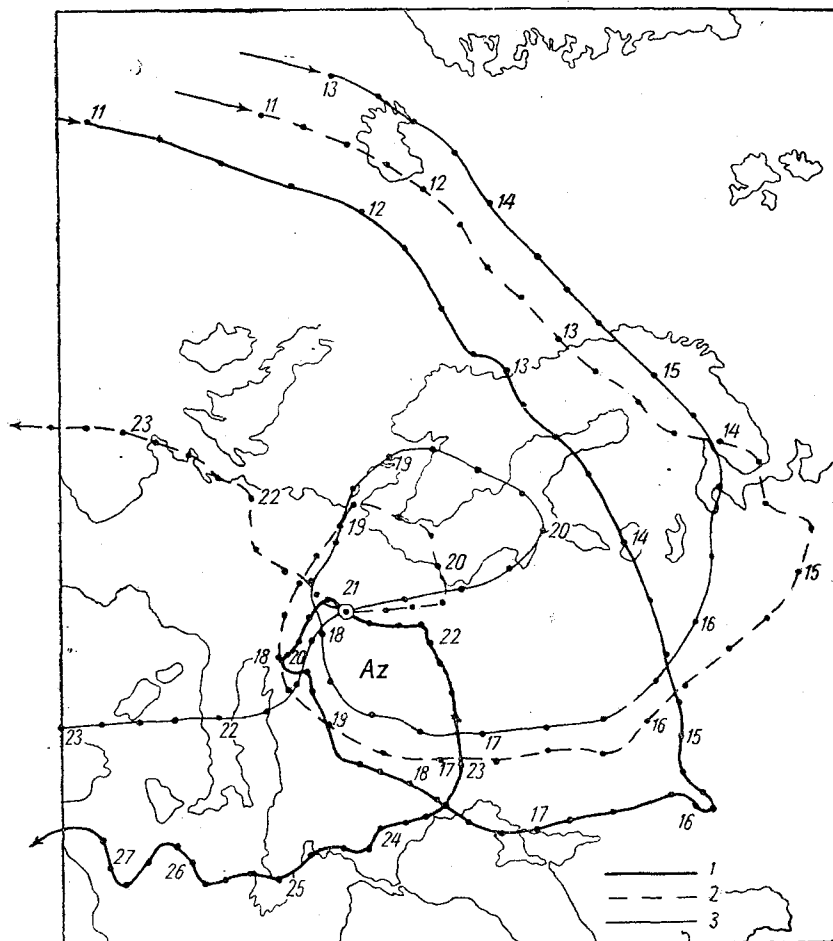


Рис. 2. Траектории воздушных частиц 21 марта 1953 г.
Поверхности: 1 — 850 мб, 2 — 700 мб, 3 — 500 мб.

Если, например, летом время пребывания воздушных частиц на юге составляет в среднем 15 суток, то на севере оно уменьшается до $9\frac{3}{4}$ суток. Сравнительно быстро воздушные массы выносятся из районов Западной Европы, где они пребывают в среднем $1\frac{1}{2}$ —2 дня, а над Европейской территорией СССР и над районами Западной и Восточной Сибири задерживаются значительно дольше. В среднем продолжительность пребывания воздушных масс над Европейской территорией СССР 2— $3\frac{1}{2}$ дня, а над Сибирью 2—3 дня.

Время пребывания воздушных частиц над территорией в значительной степени зависит от форм барических образований. Преобладание высоких циклонов или антициклонов над теми или иными районами весьма

существенно сказывается на времени пребывания воздушных частиц на всех трех изобарических поверхностях. Выше было показано, что в случае прямолинейных переносов воздушные частицы находятся в среднем во всем 5-километровом столбе над различными районами 1—3½ суток (табл. 3).

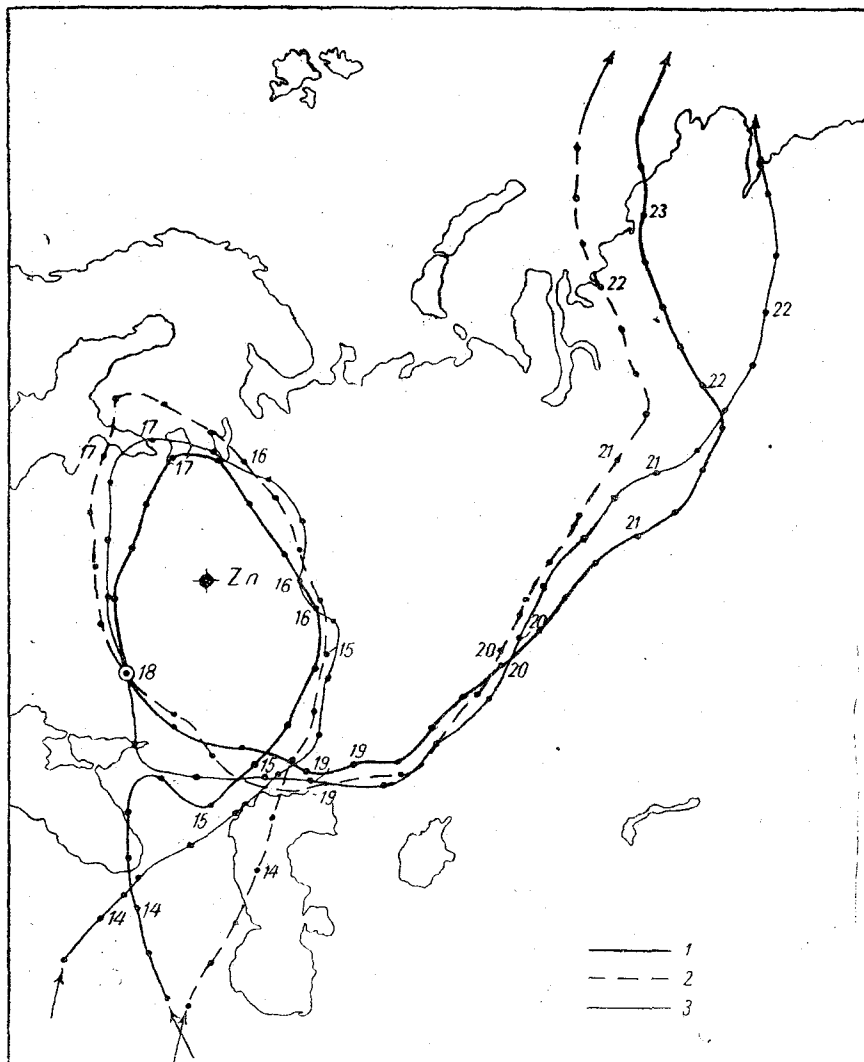


Рис. 3. Траектории воздушных частиц 18 июля 1953 г.
Поверхности: 1 — 850 мб, 2 — 700 мб, 3 — 500 мб.

Интересные данные получаются, когда циклоны или антициклоны являются высокими барическими образованиями и траектории на всех трех изобарических поверхностях имеют форму петли. В этих случаях воздушные частицы «кружат» над территорией, над которой располагается высокий циклон или антициклон, и вследствие этого время пребывания воздушных частиц будет значительно увеличиваться на всех высотах.

Так, 21 марта 1953 г. (рис. 2) при стационаровании мощного антициклона над районами Западной Европы (траектория проходила через Прагу) продолжительность пребывания воздушных частиц над данной

территорией в среднем во всем 5-километровом столбе была равна $8\frac{1}{2}$ суткам. Продолжительность пребывания воздушных частиц на различных изобарических поверхностях составляла на 850 мб $11\frac{1}{2}$ суток (т. е. была примерно равна среднему времени пребывания воздушных частиц в центральной части материка), на 700 мб — 7 дней и на 500 мб — 7 дней.

18 июля 1953 г. (рис. 3) над районами Европейской территории СССР располагался глубокий циклон. Траектория движения частиц имела, так же как и в первом примере, петлеобразную форму. Воздушные частицы находились над Европейской территорией Союза ССР в среднем 6 суток (на 850 мб — $6\frac{1}{2}$ суток, на 700 мб — 6 суток и на 500 мб — 6 суток).

Здесь приведены только два примера, однако подобных случаев, свидетельствующих о значительном увеличении времени пребывания воздушных частиц в зависимости от преобладания над различными районами циклонов или антициклонов, можно было бы привести значительно больше.

Были также подсчитаны скорости переноса тепла и влаги для западного, восточного и меридионального типов атмосферной циркуляции по типизации Г. Я. Вангенгейма [1]. Анализ полученных данных показал следующее. При западном типе циркуляции большие скорости переноса тепла и влаги наблюдаются осенью и зимой; летом скорости переноса меньше. При восточном типе циркуляции во все сезоны скорости переноса тепла и влаги примерно одного порядка, но все же имеет место некоторое сезонное различие. Так, относительно большие скорости переноса тепла и влаги приходятся на зиму, меньшие — на лето. При меридиональном типе циркуляции наибольшие скорости наблюдаются зимой и весной, наименьшие — осенью.

Такое сезонное распределение скоростей переноса тепла и влаги по указанным типам согласуется с периодами усиленного и ослабленного развития форм западной, восточной и меридиональной циркуляции (табл. 4).

Таблица 4

Эффективные скорости переноса влаги и тепла при различной протяженности территории (км/час)

Протяженность (км)	Зима		Весна		Лето		Осень	
	влага	тепло	влага	тепло	влага	тепло	влага	тепло
Западный тип								
1 000	38	44	37	43	36	40	38	44
3 000	33	38	33	38	33	37	33	39
5 000	32	36	32	35	32	34	33	39
7 000	32	34	30	33	28	33	33	39
Восточный тип								
1 000	38	43	36	40	36	41	36	42
3 000	33	38	32	37	31	36	32	36
5 000	32	37	30	35	30	33	32	36
7 000	31	36	28	33	28	31	29	35
Меридиональный тип								
1 000	38	43	39	44	35	41	35	40
3 000	34	39	33	38	30	34	30	35
5 000	32	34	30	36	29	31	26	30
7 000	30	33	30	36	28	30	26	29

При изучении переносов тепла и влаги в атмосфере определенный интерес представляет вопрос о горизонтальном рассеянии воздушных частиц по пути переноса. При перемещении воздушная масса не остается

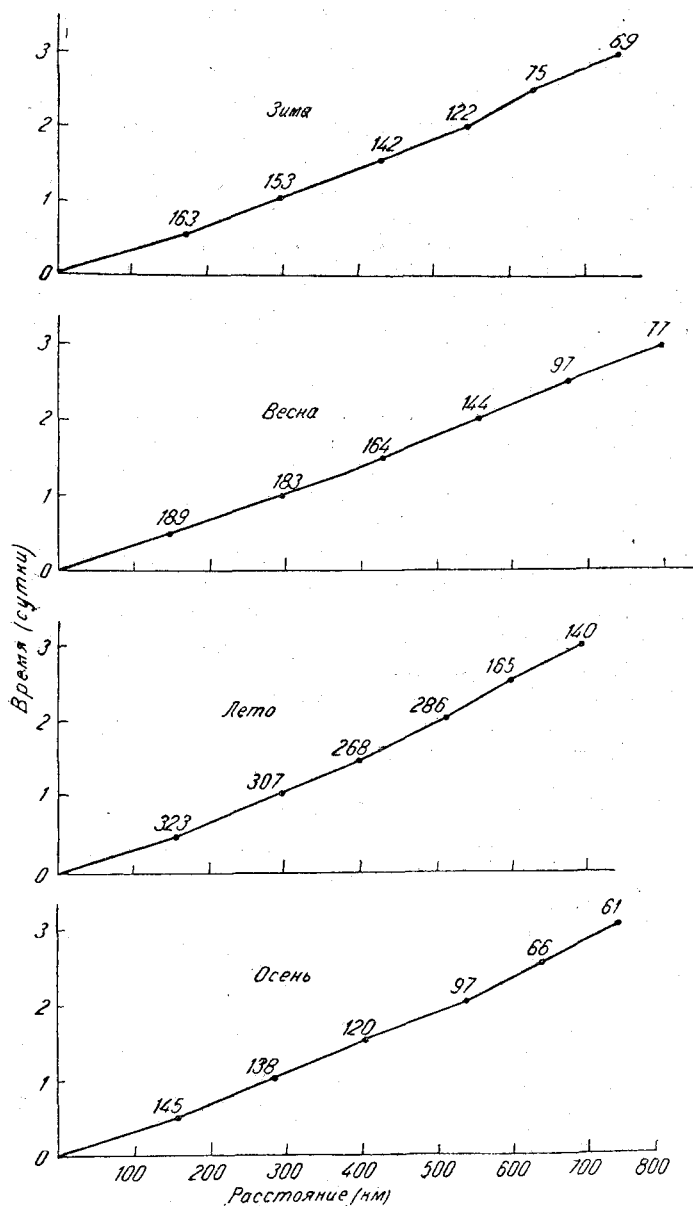


Рис. 4. График горизонтального рассеяния воздушных частиц по сезонам.

однородной. Если в начале движения из очага формирования она представляет как бы одно целое, то по мере передвижения воздушная масса будет постепенно деформироваться. Одной из причин рассеяния является различие в направлении и скорости ветра на высотах. В связи с сильным горизонтальным рассеянием иногда нельзя достаточно определенно сказать, откуда приносятся тепло и влага.

Вопрос о горизонтальном рассеянии не является новым. Еще в 1936 г. П. А. Молчановым [2] было замечено, что следствием существующего вращения ветра с высотой является деформация массы в виде расхождения ее в стороны в различных слоях. Однако, указав на наличие горизонтального рассеяния, П. А. Молчанов не дал количественных характеристик рассеяния воздушных частиц.

В 1951 г. была опубликована статья Крэддока [4], в которой также указывается на наличие рассеяния воздушных частиц. Автор дает величину радиуса рассеяния, равную нескольким сотням миль за 24 часа, но, к сожалению, не поясняет, как она была получена. Неясно также, характеризует ли полученная величина общее рассеяние, включающее в себя горизонтальное рассеяние по высотам, рассеяние на одном уровне и вертикальное рассеяние, или же данный радиус рассеяния является величиной части общего рассеяния.

В настоящей работе для простоты брался радиус рассеяния воздушных частиц, движущихся на поверхностях 850, 700 и 500 мб и принятых с равными весами. Точнее следовало бы рассчитывать рассеяние воздушных частиц пропорционально удельным весам влаги и тепла с учетом наземных данных. Здесь же речь идет о среднем горизонтальном рассеянии воздушных частиц по высотам, которое является лишь одной из составляющих общего рассеяния воздушных частиц. Рассеяние воздушных частиц рассчитывалось для всей Евразии в целом, отдельно для северной, центральной и южной частей материка, а также для западной и восточной частей материка.

Построенный график рассеяния для всего материка показывает, что зимой радиус рассеяния равен 270, весной 280, летом 240, а осенью 260 км/сутки (рис. 4).

Как видно из рисунка, радиус рассеяния для всего материка возрастает линейно, примерно на 250—300 км за сутки, причем максимальное рассеяние наблюдается зимой и весной, а минимальное — летом. Следует, однако, отметить, что радиус рассеяния получился несколько уменьшенным вследствие недоучета вертикальных скоростей переноса.

Чрезвычайно интересные данные получились для западной и восточной частей материка.

На западе радиус рассеяния возрастает линейно и равен зимой 270, весной 300, летом 250 и осенью 270 км/сутки, т. е. максимальное рассеяние на западе наблюдается весной, а летом радиус рассеяния минимальный. На востоке материка радиус рассеяния составляет зимой 250, весной 270, летом 290 и осенью 260 км/сутки.

Таким образом, на востоке материка максимум рассеяния приходится на лето, а минимум — на зиму. Повидимому, летом здесь значительную роль в рассеянии играет дальневосточный летний муссон. В общем рассеяние воздушных частиц на западе материка больше, чем на востоке.

Таблица 5

Радиус рассеяния воздушных частиц (км/сутки)

Сезон	Материк		
	северная часть	центральная часть	южная часть
Зима	290	240	300
Весна	280	260	280
Лето	230	220	250
Осень	250	270	270

При построении графиков для северной, центральной и южной частей материка оказалось, что во все сезоны наибольшее рассеяние имеет место на юге материка, а наименьшее, за исключением осени, в центральной части.

Рассеяние воздушных частиц является важным моментом в формировании новой воздушной массы. Первоначально рассеяние воздушных частиц сказывается на вертикальных температурных градиентах, но в дальнейшем сильное вертикальное перемешивание приводит к сглаживанию существующего расслоения воздушной массы, и начинается образование новой воздушной массы с новыми характеристиками. Полученные данные позволяют оценить фактическое время существования воздушной массы. Если предположить, например, что радиус рассеяния достиг 1000 км (т. е. приблизительно размера более или менее однородной воздушной массы), и считать, что данная воздушная масса смешалась с окружающими, то время ее существования летом будет 4 дня, а зимой 3—3,5 дня. Затем уже начинает формироваться другая воздушная масса.

Условия влагосодержания и переноса водяного пара

Указанные в настоящей статье количественные характеристики являются лишь предварительными подсчетами, так как они получены на основании небольшого числа случаев, что вызвано чрезвычайно большой и трудоемкой работой по построению траекторий воздушных частиц.

Значения точки росы и температуры воздуха снимались с карт барической топографии для изобарических поверхностей 850, 700 и 500 мб для пунктов, расположенных по траектории или вблизи от нее. Значения удельной влажности вычислялись для каждой изобарической поверхности по данным точки росы и по формуле удельной влажности. Влагосодержание в отдельных слоях рассматриваемого столба воздуха с основанием 1 м² определялось путем умножения значения удельной влажности на массу атмосферы в данном слое. Затем путем суммирования этих значений получалось общее влагосодержание в столбе воздуха от земли до поверхности 500 мб.

Таким образом, учитывая массу атмосферы в каждом из трех слоев, общее влагосодержание во всем рассматриваемом столбе вычислялось по формуле

$$Q = 0,225q_{850\text{ мб}} + 0,175q_{700\text{ мб}} + 0,10q_{500\text{ мб}},$$

где Q — общее влагосодержание во всем столбе воздуха, q — удельная влажность.

Для каждой построенной траектории вычислялось среднее по всей траектории влагосодержание, начальное влагосодержание (с момента, когда можно было проследить поступление воздуха) и влагосодержание через 1000, 3000 и 5000 км по пути прохождения воздушной частицы.

Общее количество переносимого в секунду водяного пара на различных расстояниях от начала траектории получалось путем умножения вычисленного влагосодержания на скорость потока воздуха, переносящего водяной пар по траектории. Скорость переноса определялась по картам барической топографии. В тех случаях, когда траектория пересекала фронт, ясно выраженный по характеристикам температуры и влажности, данные по влагосодержанию и количеству переносимого водяного пара вычислялись только до границы пересечения фронта. Слабо выраженные фронты при этом не учитывались.

Распространение данных удельной влажности поверхности 850 мб на слой атмосферы, доходящий до уровня земли, безусловно, приводит

к некоторому недоучету величин влагосодержания и количества переносимого водяного пара. Для ряда случаев, характеризующихся малым рассеянием (траектории воздушных частиц на всех трех изобарических поверхностях начинались в одном и том же районе и проходили в одни и те же части континента), были произведены сравнительные вычисления характеристик влагосодержания с учетом данных наземной удельной влажности и без учета наземных данных — с распространением данных удельной влажности поверхности 850 мб на всю нижнюю часть столба до земной поверхности.

Полученные сравнительные данные, помещенные в табл. 6, дают возможность примерно оценить допускаемое занижение полученных характеристик.

Таблица 6

Изменение влагосодержания на пути следования воздушных частиц (1953 г.)

Район, откуда начинается траектория	Район, куда приходит траектория	Влагосодержание (кг/м ²)							
		начальное				конечное			
		нижний слой		весь столб		нижний слой		весь столб	
		с учетом наземных данных	без учета наземных данных	с учетом наземных данных	без учета наземных данных	с учетом наземных данных	без учета наземных данных	с учетом наземных данных	без учета наземных данных
Лето									
Центральный район Атлантического океана	3	14,0	11,2	21,0	18,1	17,1	15,2	22,1	20,2
Южный район Атлантического океана	3	14,0	11,2	22,2	18,8	18,6	16,8	26,9	24,7
• Зима									
Центральный район Атлантического океана	3	8,5	7,2	15,1	13,4	5,6	5,8	8,3	8,3
Южный район Атлантического океана	3	10,2	9,0	—	—	8,4	8,1	—	—
Средиземное море	3	9,9	8,4	13,5	12,3	3,9	3,2	—	—
„ „	5	—	—	—	—	8,0	7,9	11,4	11,3

Приведенные выше данные показывают, что несколько большая погрешность допускается как летом, так и зимой при недоучете наземных данных по влагосодержанию в начале траектории.

Переходим к условиям влагосодержания и переноса водяного пара в различные сезоны.

Лето. Наиболее высокое среднее влагосодержание по траектории и наиболее высокое начальное влагосодержание в летний сезон наблюдаются в тех случаях, когда воздух приходит со Средиземного моря и из южного района Атлантического океана (к югу от 50° с. ш.). Значения влагосодержания при поступлении воздуха из этих районов довольно близки. Обрезанность карты не дает возможности проследить фактическое начало траектории воздушного потока, идущего со Средиземного моря. Таким образом, очень часто траектория, которую мы начинаем проследивать с района Средиземного моря, в действительности представляет собой траекторию воздушных частиц, поступающую из того же южного района Атлантического океана и приходящую на континент южным путем, через Средиземное море.

Влагосоержание в летний период (кг/м²)

Начало траектории	850 мб		700 мб		500 мб		Общее влагосодержание в 5-километровом столбе воздуха										
	Расстояние (км)																
	Годы		1 000		3 000			5 000									
	1 000	3 000	5 000	Октябрь	1 000	3 000	5 000	Октябрь	1 000 км	3 000 км	5 000 км						
Гренландия	1951	7,9	7,3	10,1	—	2,8	3,8	1,8	0,8	0,4	1,8	—	12,0	10,5	15,7	—	—
	1953	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Северная часть Атлантического океана	1951	9,7	8,3	11,5	8,8	5,8	4,9	4,3	0,6	0,9	0,8	1,1	15,4	15,0	17,2	—	—
	1953	10,0	11,4	14,0	13,0	5,4	9,2	7,4	1,6	1,1	1,4	—	17,0	17,5	24,6	—	—
Центральная часть Атлантического океана	1951	11,7	13,1	12,8	12,4	5,9	6,2	5,8	0,8	0,9	1,2	1,5	18,4	18,8	20,2	19,7	—
	1953	12,9	12,2	13,6	14,6	5,8	6,4	5,8	1,8	1,5	1,3	1,4	20,5	20,1	21,3	21,8	—
Южная часть Атлантического океана	1951	14,6	16,2	15,4	16,9	6,4	6,9	6,3	1,1	1,1	2,1	1,1	22,1	24,3	24,4	24,3	—
	1953	12,9	12,9	13,6	15,5	5,6	6,1	7,7	1,0	1,1	1,4	1,6	19,5	19,9	21,1	21,8	—
Средиземное море	1951	15,7	15,1	19,2	13,9	7,3	4,4	3,4	1,1	1,1	1,2	1,2	24,1	22,3	24,8	18,5	—
	1953	16,2	15,9	13,8	—	7,5	6,6	—	2,0	1,2	1,3	1,8	25,7	24,0	21,7	—	—

Влагосодержание воздуха, идущего со Средиземного моря, несколько выше, чем воздуха, приходящего из южного района Атлантического океана и с Бискайского залива. Начальное влагосодержание в нижнем слое составляет около 16 кг/м^2 , а во всем столбе до 500 мб уровня — около $24\text{—}25 \text{ кг/м}^2$. Поступление воздуха со Средиземного моря наиболее часто имеет место при восточном типе циркуляции (по типизации Г. Я. Вангенгейма) при стационаровании антициклона в районе Центральной Украины, когда воздух со Средиземного моря приходит с юга по западной периферии этого антициклона. Часто наблюдаются случаи поступления воздуха со Средиземного моря во время процессов западного типа при полосе высокого давления в умеренных широтах Евразии, а также при переходном от меридионального к восточному типу циркуляции. В последнем случае вынос воздуха со Средиземного моря происходит при перемещении обширного антициклона, сформировавшегося над Скандинавией и северными районами Европейской территории СССР к югу, стационаровании его в бассейнах Днепра и Нижней Волги и наличии области пониженного давления над Средиземным морем.

Для воздушных масс, поступающих из района Средиземного моря, характерно, что при прохождении из района с преобладающими высокими температурами и высоким влагосодержанием в более северные районы наблюдается некоторое, хотя и небольшое, уменьшение влагосодержания. Так, по данным как 1951 г., так и 1953 г. при начальном влагосодержании в нижнем слое, равном около 16 кг/м^2 , на расстоянии 3000 и 5000 км от начала траектории оно составляет уже около 14 кг/м^2 . Соответственно во всем столбе воздуха до уровня 500 мб влагосодержание уменьшается от $24\text{—}25 \text{ кг/м}^2$ в начале траектории до $18\text{—}19 \text{ кг/м}^2$ на 5000 км. Как будет видно из дальнейшего изложения, воздушные массы, поступающие из других районов в летний сезон, характеризуются увеличением влагосодержания по траектории.

Как видно из табл. 7, величины влагосодержания воздушных масс, приходящих из южного района Атлантического океана, близки к таковым, поступающим непосредственно со Средиземного моря. Разница во влагосодержании и количестве переносимого из различных районов Атлантического океана водяного пара по данным 1951 г. более значительна, чем по данным 1953 г. Так, начальное влагосодержание в нижнем слое при поступлении воздуха с северного района Атлантического океана в 1951 г. составляло около 10 кг/м^2 , из центрального района — около 12 кг/м^2 и из южного — около $14,5 \text{ кг/м}^2$. Начальное влагосодержание во всем столбе воздуха до уровня поверхности 500 мб соответственно составляло $15,5$, $18,5$ и 22 кг/м^2 . Данные табл. 7 показывают, кроме того, увеличение влагосодержания при прохождении воздуха по континенту.

Таким образом, в летний сезон континент вследствие сильного испарения является источником образования водяного пара. Этот факт имеет место и на Американском континенте, как указано в работе Бентона и Эстока [3]. Наибольшее увеличение влагосодержания (на $12\text{—}15\%$) при расстоянии 3000 км от начала траектории наблюдается в случае поступления воздуха из северного района Атлантического океана. При движении воздуха из более южных районов океана влагосодержание на расстоянии 3000 км возрастает лишь на $5\text{—}10\%$.

Изменение влагосодержания, естественно, будет находиться в зависимости и от того, по каким районам проходит воздушная масса. Как показал предварительный анализ, при продвижении воздуха по центральной части океана на протяжении 1000 км от начала траектории изменений во влагосодержании почти не наблюдается; в дальнейшем, при

проникновении воздуха в третий район, примерно на расстоянии 3000 км, наблюдается возрастание влагосодержания, которое еще более увеличивается при продвижении к востоку, в четвертый район. В тех случаях, когда траектория идет к северу, в первый и во второй районы, влагосодержание по траектории уменьшается. При прохождении траектории из южного района Атлантического океана в центральный влагосодержание в среднем несколько уменьшается, но в дальнейшем, в третьем и пятом районах, оно возрастает. Необходимо указать, что это увеличение влагосодержания отмечается только в нижнем слое; даже на высоте поверхности 700 мб оно уже не выражено.

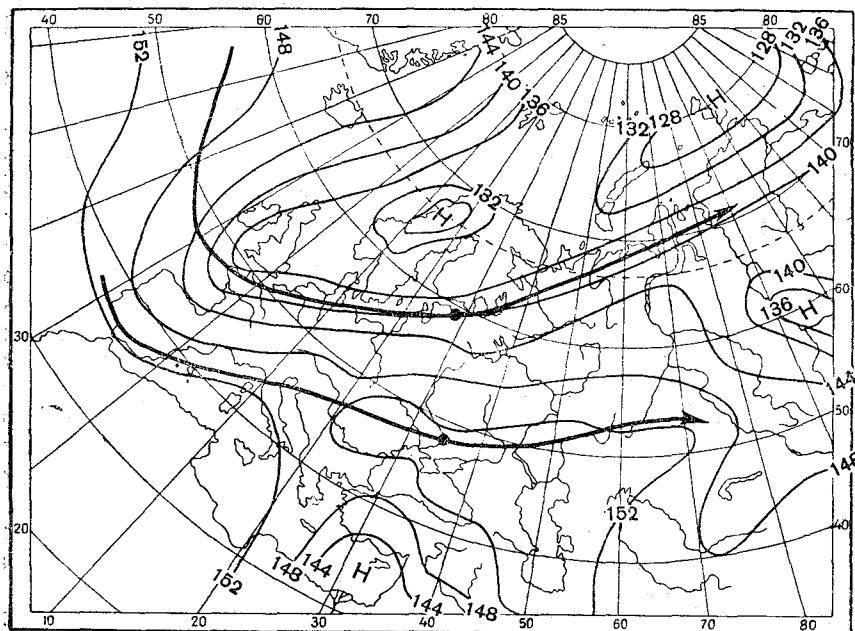


Рис. 5. Траектории воздушных частиц (поверхность 850 мб) 12 августа 1951 г.

Поступление воздуха из центрального района Атлантического океана чаще всего наблюдалось при западном типе циркуляции Г. Я. Вангенгейма, в частности при его разновидности — полосе высокого давления. В этих случаях зонального переноса весь континент Европы и часть Сибири находятся преимущественно под воздействием океанических масс воздуха. При усилении общей циркуляции атмосферы отмечается хорошо развитый западно-восточный перенос. Барические системы и фронтальные поверхности смещаются по направлению с запада на восток (рис. 5). Довольно часто поступление воздуха из центрального района Атлантического океана наблюдается и при восточном типе циркуляции в случае смещения сибирского антициклона на запад. Однако иногда, хотя и редко, поступление воздушных масс имеет место и при процессах меридионального типа.

Приход воздушных масс из южного района Атлантического океана отмечался как при западном типе циркуляции, так и при некоторых вариантах восточного.

В частности, это имело место в тех случаях, когда низкие антициклоны, сформировавшиеся на северо-востоке Европы или в Западной Сибири, смещались к югу и юго-западу и стационарировали в районе Украины. По западной периферии этих антициклонов происходит вынос

воздуха из южных районов Атлантического океана. При отдельных вариантах этого процесса отрог азорского антициклона захватывает Пиренейский полуостров и юго-запад Франции, в то время как с запада и северо-запада Атлантического океана проходят циклоны. Таким распределением барических систем и определялось направление траекторий воздушных частиц.

Как видно из табл. 8, общие количества водяного пара, переносимого с центрального и южного районов Атлантического океана, а также со Средиземного моря (по данным за 1953 г.), по величине очень близки.

Таблица 8

Количество переносимого (кг/м сек.) на различные расстояния водяного пара в столбе воздуха высотой 5 км и основанием 1 м² в летний период

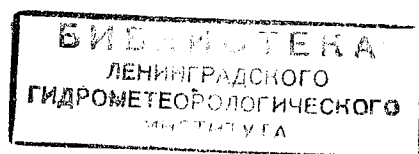
	1951 г.			1953 г.		
	1 000 км	3 000 км	5 000 км	1 000 км	3 000 км	5 000 км
Северная часть Атлантического океана	184,0	142,4	128,2	165,8	207,3	—
Центральная часть Атлантического океана	224,4	192,6	165,2	230,4	210,8	—
Южная часть Атлантического океана	265,4	241,5	218,9	227,3	228,7	—
Средиземное море	219,9	201,3	212,6	231,4	187,5	—
Средняя Азия	206,0	213,2	—	296,1	222,0	—

715571

На расстоянии 1000 км от начала траектории в нижнем слое переносится около 120—135 кг/м сек. водяного пара, а через весь столб — около 230 кг/м сек. По мере продвижения воздушной массы, в соответствии с уменьшением скорости переноса, количество переносимого водяного пара уменьшается, что заметно уже на расстоянии 3000 км от начала траектории.

Необходимо обратить внимание на то, что, несмотря на несколько большее влагосодержание воздуха, поступающего со Средиземного моря, общее количество переносимого при этом водяного пара оказывается меньшим, чем при поступлении воздуха из южных районов Атлантического океана (рис. 6). Объяснить этот факт можно тем, что воздушные массы с южных районов Атлантики чаще поступают при процессах западного типа, характеризующегося активизацией атмосферной циркуляции и большей скоростью переноса.

В тех же случаях, когда поступление воздуха с высоким влагосодержанием со Средиземного моря происходит при процессах западного типа циркуляции, как это имело место при прохождении траектории через Харьков 12 августа 1951 г. (см. рис. 5), количество переносимого водяного пара может быть чрезвычайно велико. Так, на 1000 км по траектории количество переносимого водяного пара для всего столба достигало 390 кг/м сек., а на 5000 км — около 300 кг/м сек. Для сравнения можно указать, что 11 июля 1951 г. при прохождении траектории со Средиземного моря через Харьков также при высоком влагосодержании, но при восточном типе циркуляции и значительно меньших скоростях переноса количество переносимого водяного пара на 1000 км было равно 235 кг/м сек., а на 5000 км — всего 165 кг/м сек.



Особенно затруднительным вследствие обрезанности карт оказалось определение влагосодержания и количества переносимого водяного пара в тех случаях, когда траектории начинались в районе Средней Азии и Казахстана. В рассмотренных случаях характерной особенностью воздуха, поступающего из вышеуказанных районов, являлось его очень высокое влагосодержание. Так, исключительно большие величины были получены по данным 1953 г. (на расстоянии 1000 км от начала траектории влагосодержание во всем столбе составляло более 28 кг/м сек.). Поступление воздуха из этих районов наблюдалось при всех трех типах циркуляции, но наиболее часто вынос воздушных масс имел место при

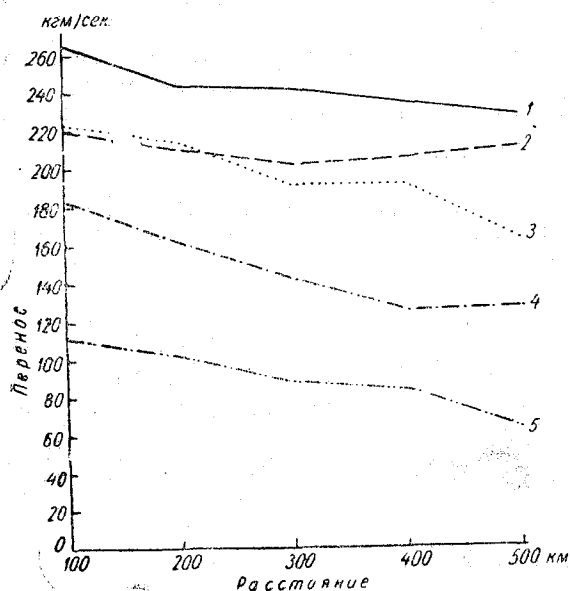


Рис. 6. Изменение количества переносимого водяного пара по траектории в столбе воздуха высотой 5 км летом 1951 г.

1 — южная часть Атлантического океана, 2 — Средиземное море, 3 — центральная часть Атлантического океана, 4 — северная часть Атлантического океана, 5 — Гренландия.

процессах восточного типа, когда антициклон стационарировал в восточной части Европейской территории СССР и поступление воздуха происходило по южной и западной перифериям этого антициклона. Наиболее высокое влагосодержание отмечалось в тех случаях, когда воздух поступал из восточной части Средней Азии. Повидимому, в этих случаях имеет место проникновение водяного пара с Индийского океана. Так, в одном случае при процессе восточного типа циркуляции среднее влагосодержание в 5-километровом столбе воздуха было около 28 кг/м², а общее количество переносимого водяного пара составляло около 250—270 кг/м сек. В этом случае низкий антициклон, сформировавшийся на северо-востоке

Сибири, сместился к югу и стационарировал, а траектории воздушных частиц проходили по его южной периферии.

По данным 1953 г. высокое влагосодержание наблюдалось также при поступлении воздуха из района Малой Азии, но следует заметить, что таких случаев было рассмотрено очень мало и поэтому полученные величины могут быть случайными. Кроме того, вследствие обрезанности карты сюда могли попасть случаи поступления воздуха из восточных районов Средиземного моря.

Большая часть траекторий, берущих начало в северном районе Атлантического океана (севернее 60° с. ш.) и над Гренландией, относится в основном к меридиональному типу циркуляции. В тылу циклонов, проходящих над Северной Европой с запада на восток, имеет место заток воздуха в меридиональном направлении. Этим и определяется направление траекторий воздушных частиц с северного района Атлантического океана.

Влагосодержание и количество переносимого водяного пара в этих случаях меньше, чем при поступлении воздуха из более южных районов.

Таблица 9

Влагосодержание в зимний период (кг/м²)

Начало траектории	Год	Расстояние												Общее влагосодержание в 5-килограммовом столбе воздуха			
		850 мб				700 мб				500 мб							
		1000 км	3000 км	5000 км	ОГРЕВН	1000 км	3000 км	5000 км	ОГРЕВН	1000 км	3000 км	5000 км	ОГРЕВН				
Гренландия	1953	3,4	2,4	4,9	—	1,6	2,5	2,6	—	0,4	0,5	0,5	—	5,4	5,5	5,0	—
	1951	5,0	3,8	4,0	—	1,6	2,3	—	—	0,3	0,4	—	—	6,9	6,5	—	—
Северная часть Атлантического океана	1953	2,0	2,7	2,9	—	2,3	3,1	2,6	—	0,8	0,4	0,4	0,3	5,1	6,5	5,9	—
	1951	6,3	6,4	5,5	3,4	2,4	2,8	3,0	1,6	0,5	0,5	0,6	0,7	9,2	9,7	9,1	5,7
Центральная часть Атлантического океана	1953	6,8	8,4	5,8	4,8	3,4	2,7	2,6	2,8	0,8	0,8	0,6	0,4	11,0	11,9	9,0	8,0
	1951	6,5	7,8	5,8	2,7	3,7	4,4	3,3	1,8	0,4	0,6	0,5	—	10,6	12,8	9,6	—
Южная часть Атлантического океана	1953	8,8	7,1	3,7	2,7	6,4	2,6	1,8	1,9	0,6	0,6	0,4	0,6	15,8	10,3	5,9	5,2
	1951	10,9	10,1	7,8	—	5,2	2,8	3,6	1,4	1,0	0,8	0,6	0,4	17,1	13,7	12,9	—
Средиземное море	1953	8,9	8,8	5,7	3,2	4,3	3,6	3,3	2,0	0,5	0,8	1,0	0,4	13,7	13,2	10,0	5,6
	1951	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Атлантического океана. По данным 1953 г. были получены большие величины влагосодержания и количества переносимого водяного пара, чем в 1951 г. По мере продвижения воздуха, поступающего из северного района Атлантического океана и Гренландии, как по океану на протяжении 1000 км от начала траектории, так и по суше, влагосодержание его возрастает. Соответственно увеличивается и количество переносимого водяного пара, так как увеличение влагосодержания, связанное с испарением, перекрывает уменьшение скорости переноса по мере продвижения воздуха над материком. Так, по данным 1953 г. начальное влагосодержание в нижнем слое в среднем составляет около 6 кг/м², а на расстоянии 1000 км — 14,5 кг/м². Количество переносимого водяного пара соответственно увеличивается от 96 кг/м сек. (на 1000 км) до 133 кг/м сек. (на 5000 км).

Таблица 10

Количество переносимого водяного пара (кг/м сек.) в столбе воздуха высотой 5 км и основанием 1 м² в зимний период

Начало траектории	Расстояние					
	1951 г.			1953 г.		
	1 000 км	3 000 км	5 000 км	1 000 км	3 000 км	5 000 км
Северная часть Атлантического океана	75,0	96,4	—	—	—	—
Центральная часть Атлантического океана	122,6	103,6	120,9	144,1	91,5	84,6
Южная часть Атлантического океана	179,4	141,5	169,0	136,5	69,4	85,9
Средиземное море	119,2	136,4	—	139,6	92,9	43,4
Малая Азия	124,9	140,5	133,8	96,2	—	—

Зима. Зимой, так же как и летом, наибольшее влагосодержание наблюдается при поступлении воздушных масс со Средиземного моря и из южного района Атлантического океана. Несмотря на то, что влагосодержание воздуха, поступающего со Средиземного моря, несколько выше, общее количество переносимого водяного пара (как это имело место и летом) больше, особенно в нижнем слое, при прохождении воздушных масс с Атлантического океана (табл. 9).

По данным 1953 г. на расстоянии 1000 км от начала траектории в нижнем слое из центрального и южного районов Атлантического океана переносится около 90 кг/м сек. водяного пара, а со Средиземного моря — около 85 кг/м сек.; на расстоянии 3000 км — 40—45 кг/м сек. (табл. 10).

Зимой, как и в другие сезоны, отчетливо выявляется разница во влагосодержании и в количестве переносимого водяного пара при поступлении воздушных масс из различных районов Атлантического океана. Так, по данным 1951 г. при западном и меридиональном типах циркуляции при прохождении траектории из северного района Атлантики через Осло среднее влагосодержание во всем столбе составляло 7 кг/м², тогда как при поступлении из центрального района оно было равно 8,5 кг/м², а из южного — 9,5 кг/м². Минимальное влагосодержание и меньшее количество переносимого водяного пара наблюдаются при поступлении воздушных масс с северных морей и с Гренландии. Послед-

ние случаи обычно относятся к восточному типу циркуляции с меридиональными вторжениями (ультраполярными, или карскими).

При вхождении воздушных потоков с северных морей, Гренландии и северного района Атлантического океана по мере продвижения по траектории наблюдается хотя и незначительное увеличение влагосодержания, которое при прохождении воздуха с Гренландии имеет место в основном в тех случаях, когда траектория воздушной частицы идет из северной части Атлантического океана в южную. Так, при прохождении траектории из района Гренландии через Лондон влагосодержание увеличивалось от $1,1 \text{ кг/м}^2$ на 1000 км (в северном районе Атлантического океана) до $4,7 \text{ кг/м}^2$ на 3000 км (в его южном районе). При поступлении воздушных масс из центрального и южного районов Атлантического океана, со Средиземного моря и из района Малой Азии наблюдается, наоборот, уменьшение влагосодержания по траектории.

В отношении различия влагосодержания и количества переносимого водяного пара для переходных сезонов (весны и осени) воздуха, приходящего из различных районов, сохраняются те же соотношения, что и для лета и зимы, поэтому подробно на них мы останавливаться не будем. Следует только отметить, что влагосодержание и величины переносимого водяного пара осенью значительно больше, чем весной. Исключение составляют те случаи, когда воздушные массы поступают из района Малой Азии. Характерным различием между этими двумя сезонами является уменьшение влагосодержания по траектории осенью. Некоторое увеличение влагосодержания в отдельных случаях наблюдается на первых 1000 км от начала траектории, когда воздушная масса, повидимому, проходит по океану. Весной имеет место обратная картина. При поступлении воздуха с Северного Ледовитого океана, Гренландии и Атлантического океана влагосодержание по траектории несколько возрастает. При поступлении же воздушных масс со Средиземного моря во все сезоны наблюдается уменьшение влагосодержания.

Характеристики условий теплосодержания

Одной из задач настоящей работы являлось определение количественных характеристик тепла, которое приобретает или отдает воздушная масса по мере продвижения над океаном, а затем над материком. Были получены данные по каждой построенной траектории воздушных частиц для уровней 850, 700 и 500 мб для трех сезонов: лета, зимы и осени. Исследованы были также отдельные случаи за 1951 и 1953 гг.

Чтобы установить количество тепла, отдаваемое или получаемое за сутки столбом воздуха высотой 5 км и сечением 1 см^2 , были произведены следующие расчеты. Прежде всего определялась разность теплосодержания во всех трех слоях воздушного столба. Для этого на каждой изобарической поверхности (850, 700 и 500 мб) вычислялась разность температур, снятых с карт барической топографии: начальной по траектории и конечной для принятого района. Эта разность умножалась на массу атмосферы соответственно для каждого слоя и на теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Для определения количества тепла, отданного или полученного столбом атмосферы за сутки от начального до конечного пункта по траектории, полученное произведение делилось на время (в сутках), в течение которого воздушная частица проходила этот путь. Сумма величин, полученных для всех трех изобарических поверхностей, дает численную характеристику тепловой трансформации движущегося воздуха для всего 5-километрового столба.

Таким образом, для каждого слоя вычисление производилось по следующей формуле:

$$Q_1 = \frac{mc_p (t_2 - t_1)}{\tau} \text{ кал/см}^2 \text{ сутки,} \quad (1)$$

где m — масса атмосферы для данного слоя; c_p — теплоемкость при постоянном давлении; t_1 — температура воздуха в начальном пункте; t_2 — температура воздуха в конечном пункте; τ — время прохождения пути воздушной частицей в сутках.

Количественная характеристика скрытого тепла, основанная на на-

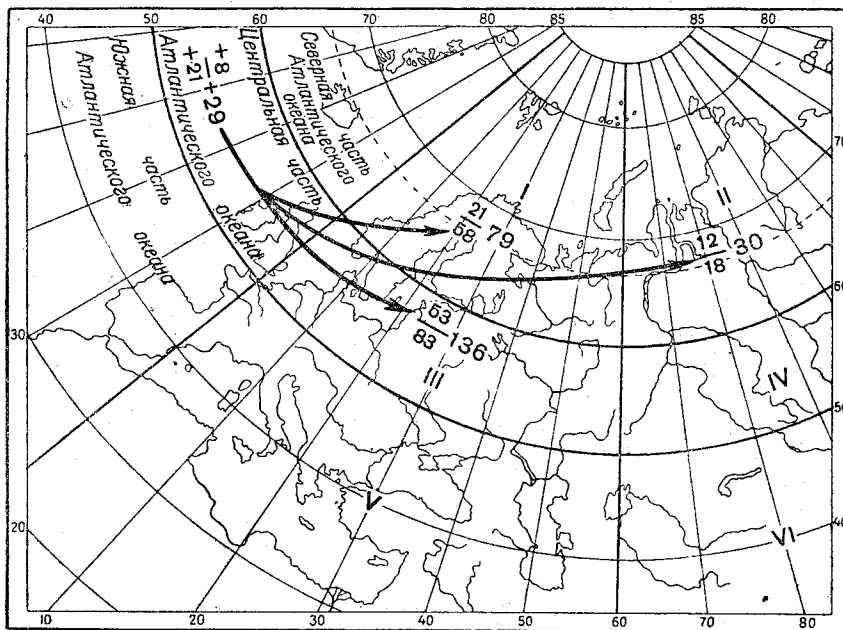


Рис. 7. Изменение теплосодержания при поступлении воздушных масс из центральной части Атлантического океана в летний период.

$$\frac{21}{58} 79 = \frac{\text{тепловая трансформация}}{\text{скрытое тепло}} \text{ общее количество тепла.}$$

чальных и конечных значениях удельной влажности на каждом уровне, была получена по следующей формуле:

$$Q_2 = \frac{0.6 (q_2 - q_1) m}{\tau}, \quad (2)$$

где q_1 — удельная влажность в начальном пункте; q_2 — удельная влажность в конечном пункте; m — масса воздуха для данного слоя; τ — время прохождения пути воздушной частицей в сутках.

Ввиду того, что изменения тепловых свойств воздушных масс будут различны в зависимости от того, по каким районам проходит траектория, в дальнейшем рассматривается количество тепла, приобретенное или отданное воздушной массой при ее вхождении в пределы выделенных районов (см. рис. 1) с Гренландии, северной, центральной и южной частей Атлантического океана, Средиземного моря, Малой Азии, Аравии и Средней Азии. Для летнего и зимнего сезонов (по данным 1951 и 1953 гг.) были получены следующие предварительные количественные характеристики.

Летом (июнь, июль и август) при прохождении воздуха через центральный район Атлантического океана (по суммарным данным за 1951 и 1953 гг.) воздушной массой было получено тепла в среднем около 30 кал/см² сутки, причем скрытое тепло было равно 20 кал/см² сутки. Величина тепловой трансформации составляла 10 кал/см² сутки и менее (рис. 7). Необходимо отметить, что получилось резкое различие между данными 1951 и 1953 гг. По данным 1953 г. воздушные массы получали значительно большее количество тепла.

Следует указать на крайнюю ограниченность данных для океана, нанесенных на карты барической топографии. Там имеются наблюдения

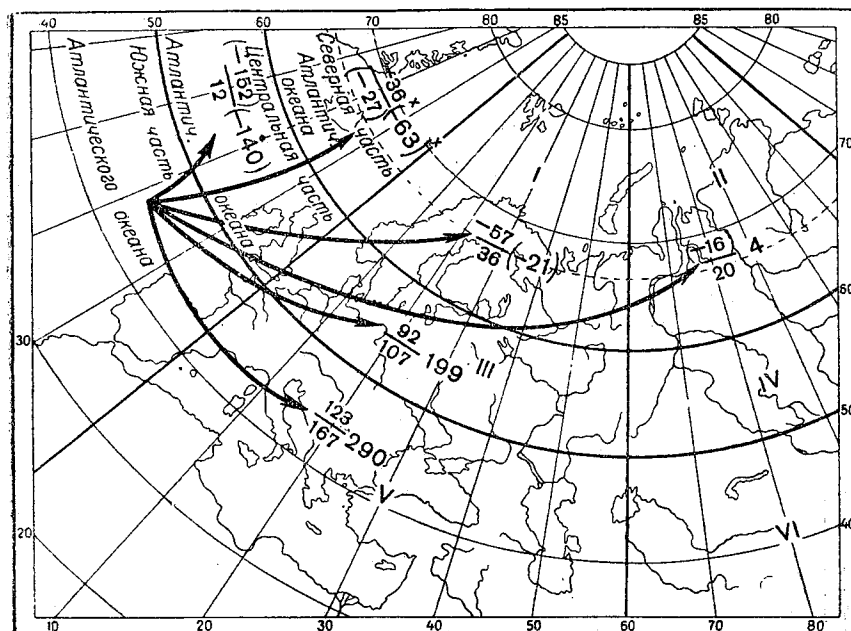


Рис. 8. Изменение теплосодержания при поступлении воздушных масс из южной части Атлантического океана в летний период.

$$\frac{-57}{36} - 21 = \frac{\text{тепловая трансформация}}{\text{скрытое тепло}} \text{ общее количество тепла.}$$

всего нескольких кораблей, к тому же вызывающие сомнение. Кроме того, несмотря на то, что нами были исключены все случаи прохождения ясно выраженных фронтов и можно было более или менее уверенно говорить об однородности воздушной массы, все же при прохождении циклонов с запада на восток очень часто имело место замыкание тыла циклона холодными вторжениями с севера. Такие случаи более часто наблюдались в 1951 г., что и вызывало потерю тепла по мере прохождения воздушных частиц. В зависимости от того, в каком месте расположен проходящий с запада на восток циклон, холодное вторжение в его тылу происходит на различных расстояниях от начала траектории, что и влияет на разность температур начального и конечного пунктов.

При прохождении воздушной массы из южных районов Атлантического океана в более северные наблюдается общая потеря тепла до 140 кал/см² сутки (рис. 8), причем наибольшее количество тепла отдается на поверхности 700 мб. В тех случаях, когда воздушная масса из центрального района Атлантического океана проходила в северные районы, на континент, тепло поступало в количестве 30—80 кал/см² сутки (см. рис. 7). При движении воздушных масс из южного района

Атлантического океана в I и II районы (по суммарным данным за 1951 и 1953 гг.) получается иная картина. Так, при прохождении воздуха через I район наблюдается даже общая потеря тепла до 20 кал/см^2 сутки, причем следует отметить, что эта потеря происходит за счет тепловой трансформации, величина же скрытого тепла имеет положительное значение. Здесь, конечно, сказывается тот факт, что воздушные массы идут из районов с большим притоком тепла в районы со значительно меньшим притоком.

При прохождении воздушных масс через III район количество полученного тепла составляет около 135 кал/см^2 сутки в случае поступления

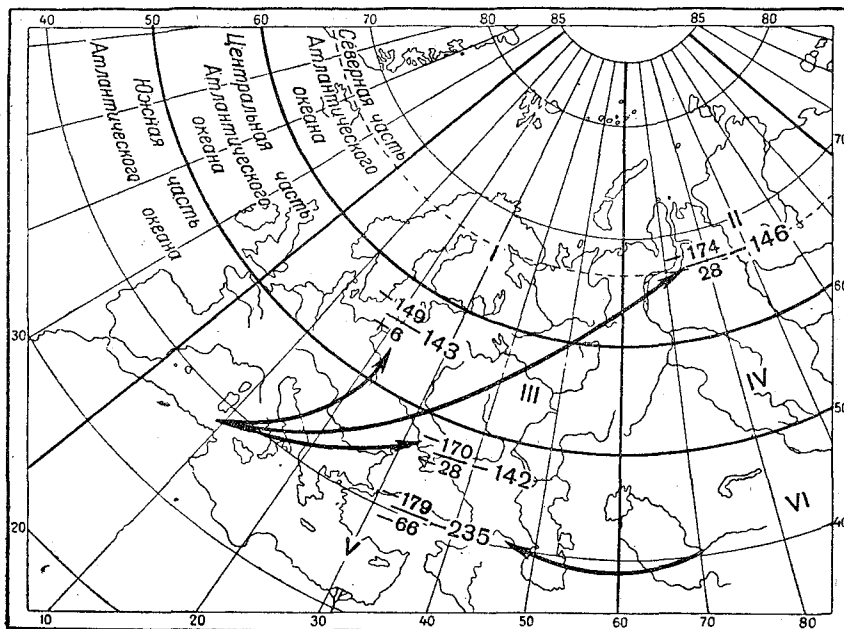


Рис. 9. Изменение теплосодержания при поступлении воздушных масс из Средиземного моря в летний период (кал/см^2 сутки).

воздуха из центрального района и около 200 кал/см^2 сутки в случае прихода его из южного (см. рис. 7 и 8). Следует отметить, что скрытое тепло составляло $50\text{--}65\%$ от всего приобретенного тепла. При попадании воздушных масс в V район из смежного южного района Атлантического океана приобретает наибольшее количество тепла — 290 кал/см^2 сутки, причем 225 кал/см^2 сутки из этого количества получает нижний слой (см. рис. 8). Необходимо отметить, что скрытое тепло составляет более 50% от общего количества.

Совершенно иные характеристики получились для траекторий, берущих начало со Средиземного моря. При поступлении воздушных масс во II, III и V районы воздушная масса в каждом случае отдает около 145 кал/см^2 сутки тепла (рис. 9). Потеря тепла происходит в той части, которая обусловлена тепловой трансформацией.

Случаев поступления воздушных масс из северного района Атлантического океана было мало, поэтому дать хотя бы даже приближенные количественные характеристики не представилось возможным. Рассмотренные случаи, однако, показывают, что почти всегда и на всех трех изобарических поверхностях приобретает значительное количество тепла.

При прохождении траектории из района Северного Ледовитого океана в III район приобретает около 200 кал/см^2 сутки тепла, причем почти исключительно за счет тепловой трансформации. При поступлении в этот же район воздушных масс из района Гренландии приобретает 230 кал/см^2 сутки тепла, причем примерно половину этой величины составляет скрытое тепло, так как в этом случае воздух в значительно большей степени насыщен влагой (рис. 10).

По данным за летний сезон 1951 г. была сделана попытка выяснить характер изменения теплосодержания для различных барических систем. Довольно четкая картина получилась при анализе случаев про-

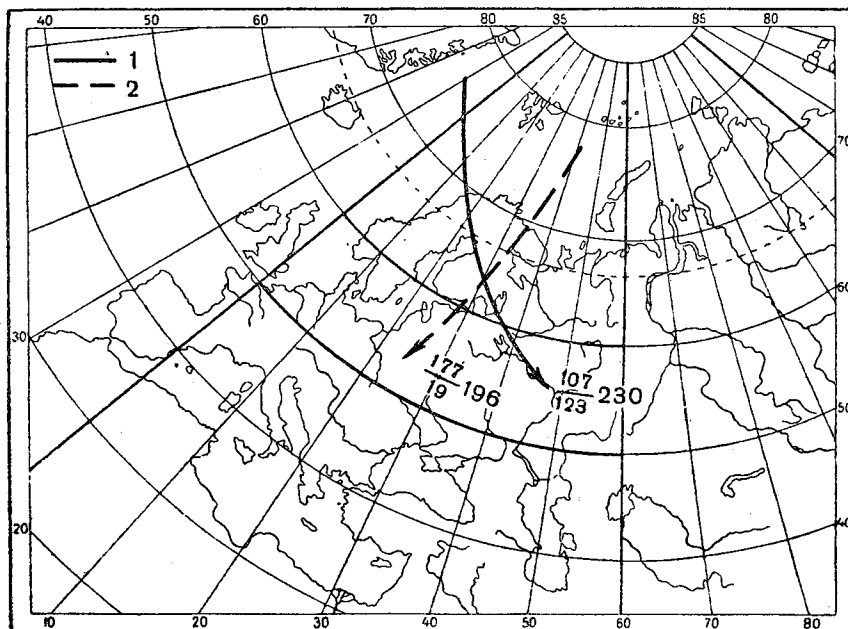


Рис. 10. Изменение теплосодержания при поступлении воздушных масс из районов Гренландии и Северного Ледовитого океана в летний период. 1 — Гренландия, 2 — Северный Ледовитый океан.

хождения траектории воздушных частиц по центральному району Атлантического океана. На поверхности 850 мб почти во всех тех случаях, когда в начале траектории воздушные частицы находились в антициклональной системе, а в конечном пункте попадали в циклон, воздушная масса отдавала тепло. При обратных условиях или же когда в первом и во втором пунктах траектория проходила в антициклональной системе воздушная масса, наоборот, приобретала тепло. Примером второго случая может служить траектория, проходящая через Лондон 20 июля 1951 г., которая как в начале в центральной части Атлантического океана, так и через 1,5 суток, на расстоянии около 1000 км , проходила в антициклональной системе. Количество приобретенного тепла составляло около 180 кал/см^2 сутки.

При переходе из антициклональной системы в циклоническую наблюдалась потеря тепла около $50\text{--}100 \text{ кал/см}^2$ сутки. Аналогичная картина в основном имела место и для поверхности 700 мб . Анализ случаев поступления воздушной массы из южной части Атлантического океана в V район показал (для нижнего слоя), что когда в конечном, а иногда и в начальном пункте воздушные частицы находились в антициклональной системе, то приобреталось около 130 кал/см^2 тепла в сутки, а когда

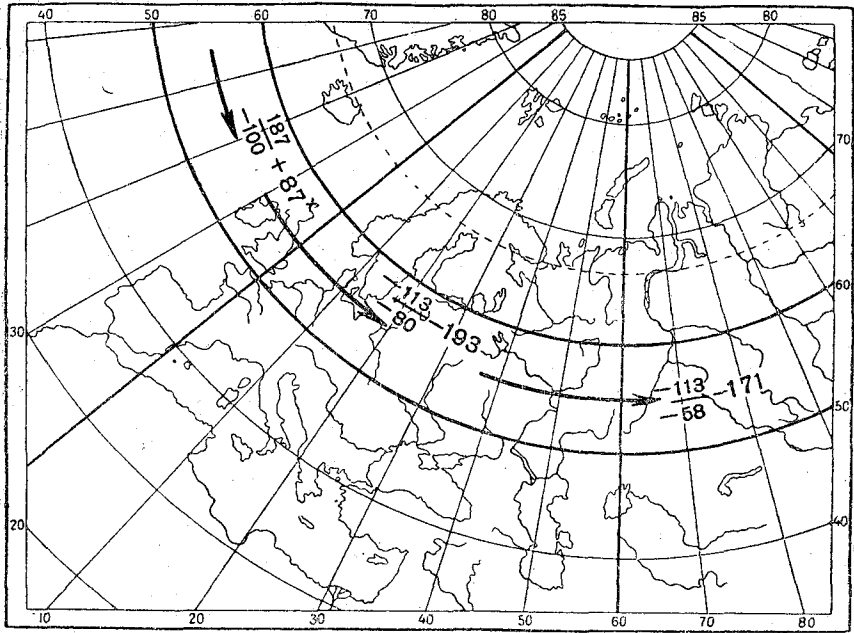


Рис. 11. Изменение теплосодержания при поступлении воздушных масс из центральной части Атлантического океана в зимний период.

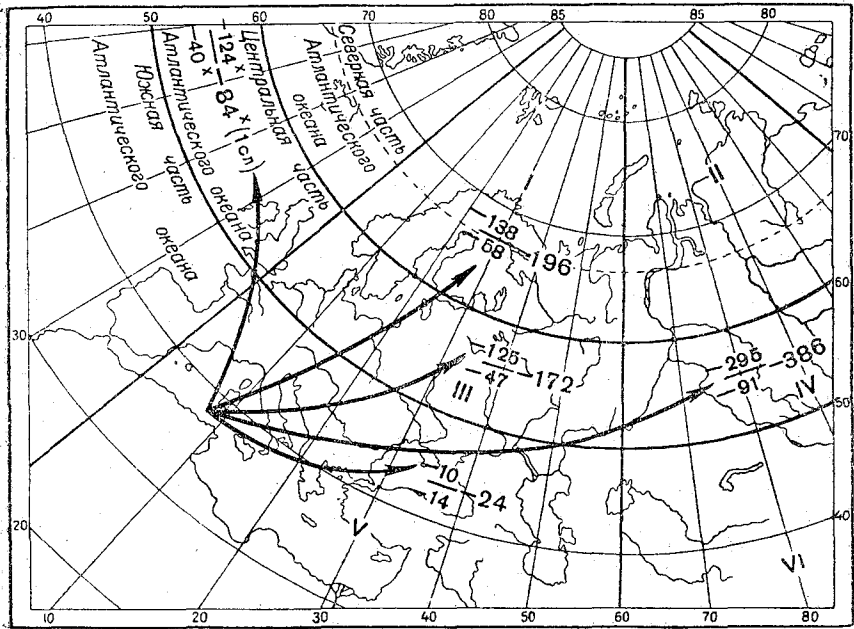


Рис. 12. Изменение теплосодержания при поступлении воздушных масс из Средиземного моря в зимний период (кал/см² сутки).

находились в циклонической системе, то приобреталось около 100 кал/см^2 тепла в сутки.

Зимой (декабрь, январь и февраль) имелось очень немного данных, позволивших высказать лишь самые предварительные соображения. Так, при прохождении траектории по центральному району Атлантического океана весь столб воздуха в общем приобретает около 85 кал/см^2 тепла в сутки. Больше всего тепла (около 70 кал/см^2 сутки) воздушная масса получает в нижнем слое. В тех случаях, когда траектория проходит из центральной части Атлантического океана на материк в III и IV районы, наблюдается общая потеря тепла во всем 5-километровом воздушном столбе — около $170\text{—}195 \text{ кал/см}^2$ сутки. Отдача тепла отмечается во всех трех слоях (рис. 11).

В тех случаях, когда траектория берет свое начало со Средиземного моря, при прохождении во все районы происходит отдача тепла (рис. 12). Больше всего тепла отдается, когда траектория проходит через IV район (386 кал/см^2 сутки), и меньше всего, когда она проходит через V район (24 кал/см^2 сутки). Потеря тепла, в основном, наблюдается в нижнем слое. По данным за один 1953 г., когда траектория проходила в V районе, хотя и в очень незначительном количестве, приобретает тепло.

Рассмотрение одного случая, когда траектория проходила из Средиземного моря в центральную часть Атлантического океана, показало, что на этот раз воздушная масса потеряла во всем столбе 85 кал/см^2 тепла в сутки.

ВЫВОДЫ

Из проведенного исследования можно сделать следующие основные выводы.

1. Скорости переноса тепла и влаги уменьшаются по направлению с севера на юг. Наибольшие скорости ($40\text{—}50 \text{ км/час}$) наблюдаются в северной части материка, наименьшие ($25\text{—}35 \text{ км/час}$) — в южной.

2. Средняя продолжительность пребывания воздушных масс над материком составляет 11 суток. В соответствии с разной скоростью переноса в различных широтных зонах континента, продолжительность пребывания воздушных масс в северной зоне составляет $8,5\text{—}9$ суток, а в южной — 13 суток и в значительной степени зависит от форм барических образований.

3. В связи с различием скорости и направления ветра на высотах наблюдается значительное горизонтальное рассеяние воздушных масс. Радиус рассеяния растет линейно, примерно на $250\text{—}300 \text{ км}$ в сутки, причем наибольшее рассеяние происходит зимой и наименьшее летом. В отдельные сезоны фактическое время существования однородной воздушной массы составляет летом 4 суток, а зимой $3\text{—}3,5$ суток.

4. Максимальное влагосодержание во все сезоны наблюдается при поступлении воздушных масс со Средиземного моря и из южного района Атлантического океана. Общее количество переносимого водяного пара больше при поступлении воздуха из южного района Атлантического океана, так как этот процесс чаще происходит при западном типе циркуляции, характеризующемся большей интенсивностью переноса.

5. Разница во влагосодержании и количестве переносимого водяного пара при поступлении воздуха из различных частей Атлантического океана отмечается во все сезоны. Разница в количестве переносимого водяного пара более велика, чем разница во влагосодержании, вследствие того, что поступление воздушных масс из северного района Atlan-

тического океана чаще осуществляется при меридиональном типе циркуляции, а из более южных районов — при западном типе.

6. В летний сезон по мере продвижения воздушных масс в большую часть районов в нижнем слое наблюдается увеличение влагосодержания. Исключением являются случаи поступления воздушных масс со Средиземного моря.

Наибольшее увеличение влагосодержания наблюдается при приходе воздушных масс из северного района Атлантического океана и с Гренландии. В зимний сезон при поступлении воздушных масс из северных морей, Гренландии и северного района Атлантики и при продвижении их по океану наблюдается некоторое, хотя и незначительное, увеличение влагосодержания. При приходе воздушных масс из центрального и южного районов Атлантического океана, Средиземного моря и из района Малой Азии влагосодержание по траектории, наоборот, уменьшается.

Характерным различием в условиях влагосодержания весной и осенью является то, что осенью в основном наблюдается уменьшение влагосодержания по траектории. Некоторое увеличение влагосодержания отмечается в отдельных случаях на первой тысяче километров от начала траектории, когда воздушная масса проходит над водной поверхностью. Весной, наоборот, влагосодержание по траектории несколько возрастает.

7. Летом наибольшее количество тепла (около 300 кал/см² сутки) воздушная масса получает при поступлении из южного района Атлантического океана при прохождении в юго-восточную часть Западной Европы и на юг Европейской территории Союза ССР; 75% тепла при этом приобретает в нижнем слое. Скрытое тепло конденсации составляет 50% от общего количества полученного тепла. Наименьшее количество тепла воздушная масса приобретает при прохождении в северные районы континента. В этих случаях иногда происходит некоторая потеря тепла.

Значительное количество тепла приобретает при прохождении воздушных масс с Северного Ледовитого океана, Гренландии и северного района Атлантического океана.

При прохождении траектории над океаном из южного района в более северные наблюдается потеря тепла (около 150 кал/см² сутки), которая происходит также при движении воздушных масс от Средиземного моря во все районы континента.

Зимой воздушные массы, проходя с Атлантического океана в центральный район Европейской территории СССР и в Западную Сибирь, отдают около 170—200 кал/см² сутки тепла, а, двигаясь в южную часть Европейской территории СССР, теряют значительно меньше тепла. Большое количество тепла отдают воздушные массы при прохождении со Средиземного моря в район Западной Сибири (около 400 кал/см² сутки), а при их поступлении со Средиземного моря в южную часть Европейской территории СССР потери тепла очень незначительны — около 25 кал/см² сутки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. Изв. Акад. наук СССР, серия географ. и геофиз., т. X, № 5, 1946.
2. Молчанов П. А. Аэрология в применении к синоптической метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1938.
3. Venton G. S. and Estoque M. A. Water-vapor transfer over the North American Continent. Journ. of Meteorology, vol. 11, 1954.
4. Craddock J. M. The warming of arctic air masses over the Eastern North Atlantic. Quarterly Journ. of the Meteor. Soc., vol. 78, № 331, 1951.

О РАЦИОНАЛЬНОЙ ФОРМЕ СВЯЗИ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ С ОСАДКАМИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВЛАГООБОРОТА

На первом этапе исследования влагооборота мы, наряду с аэрологическими материалами, довольно широко пользовались данными наземных метеорологических наблюдений. Так, при расчете влагосодержания в атмосфере для оценки изменения влажности с увеличением высоты широко применялась формула Ганна. Связь количества осадков с относительной влажностью также изучалась преимущественно по данным наземных наблюдений. В свое время это было вполне рационально. Аэрологические материалы были малодоступны, а обработка их очень громоздка. Все это затрудняло широкое использование аэроклиматических данных, и применение их ограничивалось лишь самым необходимым минимумом. Учитывая, что на том этапе исследований главной задачей было опровержение неправильной системы взглядов последователей Брикнера [1, 2, 3, 13, 20], неточности расчета элементов влагооборота порядка десятков процентов не имели существенного значения, поскольку качественно неправомерность схемы Брикнера выявлялась и этим путем.

Однако в настоящее время приближенные методы расчета влагооборота уже не удовлетворяют. Сейчас, например, обнаружены довольно тесные связи между влагосодержанием и осадками. Эти связи могут быть использованы для уточнения синоптического прогноза. Поэтому теперь уже необходимо заняться улучшением методики расчетов.

В среднем влагосодержание в атмосфере удовлетворительно согласуется с формулой Ганна: $\omega = 2,1e$, где e — абсолютная влажность в г/м³, а ω — абсолютная влажность в миллиметрах слоя воды на единицу площади. Если же определять влагосодержание до высоты 7,0 км, то этот коэффициент можно принимать равным просто двум. Половина всей атмосферной влаги обычно содержится в слое воздуха от земли до высоты 1,5 км. Учитывая что скорость ветра с высотой растет, а абсолютная влажность падает, высота эффективного переноса влаги будет несколько выше 1,5 км. Перенос влаги над территорией суши совершается в среднем со скоростью ветра на высоте 1,7 км.

Однако формула Ганна, выведенная для условий Средней Европы, отнюдь не универсальна. В частности, когда испарение над изучаемым районом невелико, то вследствие перемешивания воздуха водяной пар постепенно перемещается в более высокие слои атмосферы. В этом случае, определяя влагосодержание воздуха по наземным данным с использованием формулы Ганна, можно существенно преуменьшить влагосодержание. Такие условия складываются летом в сухих степях и пустынях, а зимой на материках, где имеется устойчивый снежный покров. В этих районах соотношение между влагосодержанием атмосферы и наземной влажностью увеличивается с двух до трех или четырех, а

Влагодоборот на Европейской территории СССР

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Скорость эффективного переноса с учетом кривизны траектории \bar{u} (м/сек.)	8,1	8,2	8,0	7,4	6,8	6,2	5,9	6,1	7,1	7,6	7,9	8,1	7,2
Высота эффективного переноса z (км)	2,0	2,1	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1,6	1,5	2,1	2,1	1,7
Влагодержание w в слое l км (см)	0,8	0,8	0,9	1,2	1,7	2,3	2,7	2,6	2,0	1,4	1,1	0,9	1,5
Испарение E (см/мес.)	0,5	0,5	1,0	3,6	5,0	5,4	5,0	3,9	2,2	1,1	0,7	0,5	29,4
Осадки r (см)	2,7	2,3	2,4	2,8	3,8	5,5	6,3	5,9	5,1	4,9	3,8	3,2	48,7
Адвективные осадки r_a (см)	2,6	2,2	2,3	2,4	3,2	4,7	5,5	5,3	4,8	4,7	3,7	3,1	44,5
Осадки из местного водяного пара r_m (см)	0,1	0,1	0,1	0,4	0,6	0,8	0,8	0,6	0,3	0,2	0,1	0,1	4,2
Коэффициент влагодоборота K	1,035	1,038	1,062	1,181	1,187	1,166	1,136	1,105	1,067	1,044	1,034	1,028	1,012

в некоторых районах, вероятно, и более. При этом соответственно (до 2 км и более) повышается и эффективная высота переноса. Однако почти повсеместное возрастание скорости ветра с высотой еще более сказывается на недоучете переноса влаги, если его определять по наземной влажности и скорости ветра на высоте 1,7 км, соответствующей высоте эффективного переноса.

С другой стороны, для больших территорий скорость переноса оказывается несколько меньше скорости ветра над отдельными пунктами в связи с криволинейностью траекторий потоков. Тем не менее даже для Европейского материка эта скорость остается еще значительно больше равнодействующей среднего ветра (тем более, что на высотах сказывается резкое преобладание переносов с запада), сокращаясь лишь на 20—30% для территорий порядка материка против скоростей ветра над отдельными пунктами. Отчасти это связано с неточностью аэрологических шаропилотных наблюдений, систематически занижающих скорости ветра.

Расчет скоростей переноса производился нами на различных высотах по картам барической топографии путем построения траекторий движения частиц воздуха непосредственно по времени пребывания воздуха над территориями того или другого масштаба. При этом интересно, что к северу от большой континентальной оси материка средняя скорость переноса относительно велика, а рассеяние пара в связи с изменением направления и скорости ветра на различных высотах сравнительно невелико. Южнее большой континентальной оси имеет место обратное явление.

Расчеты коэффициентов влагооборота (т. е. отношения общей суммы осадков к осадкам внешним) для данной территории производились за последнее время сотрудниками Главной геофизической обсерватории (4, 5) Центрального института прогнозов и Ленинградского государственного университета. Эти расчеты относились как ко всей Европейской территории СССР, так и к северной и южной ее частям, Западной Сибири, Средней Азии и умеренным широтам Европейского материка в целом, причем рассчитывались не только среднегодовые, но и месячные и даже декадные величины для определенных лет. Данные таких расчетов (применительно к Европейской территории СССР) приведены в табл. 1.

Согласно данным этой таблицы, коэффициенты влагооборота значительно меньше указанных в работах предыдущих лет как за целый год, так и за его теплый период. Наибольшие значения коэффициентов отмечаются в конце весны и в начале лета, когда испарение велико, а адвекция влаги с океанов мала.

Вместе с тем связь переноса влаги с количеством осадков на Европейской равнине сравнительно мала, особенно на засушливом юго-востоке. Например, в крайне засушливый 1946 г. переносы влаги над южными районами Европейской территории СССР мало отклонялись от нормы, однако в силу неблагоприятных для конденсации условий эта влага осела не здесь, а в других районах страны.

Лишь в очень влажных районах или в зимний период при благоприятных условиях циркуляции наличие влаги обеспечивает выпадение больших осадков. Дело в том, что хотя осадки и пропорциональны запасам влаги в атмосфере, но коэффициент пропорциональности I (интенсивность влагооборота) зависит от ряда причин. В самом деле:

$$r_a = I \left(\frac{w\bar{u}}{L} - \frac{r_a}{2} \right),$$

$$r_m = \frac{1}{2} I (E - r_m),$$

$$r_a = \frac{i\omega\bar{u}}{\left(1 + \frac{I}{2}\right)L},$$

$$r_m = \frac{I \frac{1}{2} E}{\left(1 + \frac{I}{2}\right)},$$

отсюда

$$r = I \left[\omega\bar{u} + E - \frac{1}{2} (r_a + r_m) \right] = \frac{I \frac{\omega\bar{u}}{L} + \frac{1}{2} E}{\left(1 + \frac{I}{2}\right)}. \quad (1a)$$

Выгоднее за интенсивность влагооборота вместо I принять другую величину

$$i = \frac{I}{\left(1 + \frac{I}{2}\right)} \quad (16)$$

и составить соотношение

$$r_a = i \frac{\omega\bar{u}}{L}, \quad r_m = i \frac{1}{2} E; \quad r = i \left(\frac{\omega\bar{u}}{L} + \frac{1}{2} E \right). \quad (2)$$

Интенсивность влагооборота i зависит прежде всего от масштаба L и, при прочих равных условиях, увеличивается вместе с последним.

Во-вторых, она, естественно, связана с особенностями атмосферной циркуляции, в частности с вертикальными движениями в атмосфере. Сильные восходящие токи любого происхождения, вызывающие осадки, должны увеличивать и интенсивность влагооборота. Следовательно, i зависит: а) от мощности термической конвекции; б) от восходящих токов на фронтах; в) от наличия возвышенностей, где i возрастает при обтекании наветренных склонов; г) от степени шероховатости территории (обтекания неровности земной поверхности).

В-третьих, величина i зависит от наличия влаги в атмосфере и высоты уровня конденсации. Об этом можно судить либо по наземной относительной влажности (h), либо по относительной влажности, средней для всей атмосферы (H). Последняя вычисляется как отношение влагосодержания атмосферы к наибольшему возможному влагосодержанию при данном профиле температуры.

В-четвертых, i , вероятно, связано с условиями конденсации в атмосфере, соответствующими условиям коллоидальной неустойчивости, и через них с так называемой солнечной активностью. Первый из этих четырех факторов в расчете учесть легко, второй необходимо соблюдать при рассмотрении отдельных лет или районов, весьма удаленных друг от друга или резко отличных по типам циркуляции. Вообще же в среднем многолетнем на равнине второй фактор меняется сравнительно медленно, а четвертый для значительной территории может пока не учитываться. Третий фактор исследован нами особенно подробно: мы вычисляли зависимость i от h или H для Европейской территории СССР и отдельно для ее южных районов с приведением данных к одинаковому масштабу территории L . При этом прежде всего выявилась четкая зависимость i от H , но, наряду с этим, оказалось, что интенсивность влагооборота, а следовательно, и переносы влаги даже для территорий масштаба Европейской территории СССР являются не вполне удачной характеристикой осадков.

В случае больших скоростей переносов влаги нередко интенсивность влагооборота оказывается ниже, чем при меньших скоростях, отчего и

связь i с h или H оказывается довольно размытой (рис. 1). Другими словами, запасы влаги при большой скорости переносов проносятся над

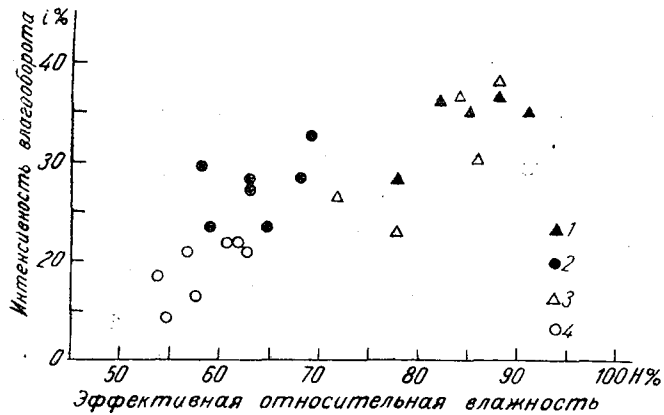


Рис. 1. Связь эффективной относительной влажности с интенсивностью влагооборота.

Европейская территория СССР: 1—ноябрь—март, 2—апрель—октябрь, юг Европейской территории СССР: 3—ноябрь—март, 4—апрель—октябрь.

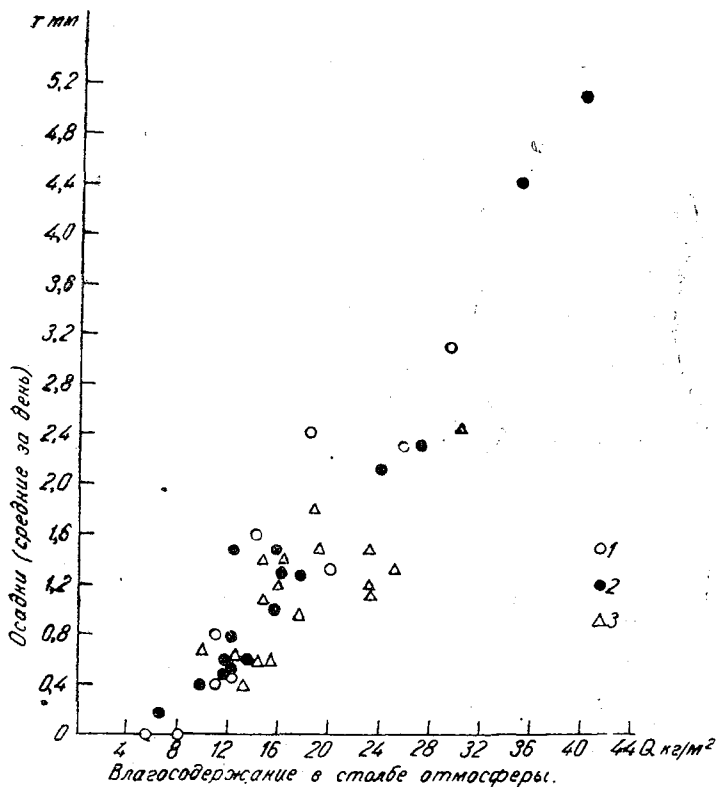


Рис. 2. Связь влагосодержания в столбе атмосферы с осадками.

Западная Сибирь: 1—IV, VI 1951 г. (сухие), 2—IV 1952 г., VI 1953 г. (влажные), 3—юг Европейской территории СССР IX—1950 г.—III 1951 г.

данным районом и конденсируются уже за его пределами. Осадки в этом случае распределяются по большей площади, чем при малой скорости

переносов. Подтверждением этого факта служат и расчеты осадков в зависимости от переносов влаги за короткие периоды (до 5 дней), проведенные для засушливых районов Европейской территории СССР и Западной Сибири. Здесь также при больших скоростях переноса осадков выпадало меньше, чем ожидалось. Обратная зависимость между количеством осадков и охватываемой ими площадью известна из ряда работ [6, 7, 8]. Лишь для территории порядка материка в целом или для горных районов, где запасы влаги на образование осадков могут оказаться в значительной степени израсходованными, интенсивность влагооборота будет удачной характеристикой режима осадков.

Из изложенного следует, что на влагооборот ограниченных террито-

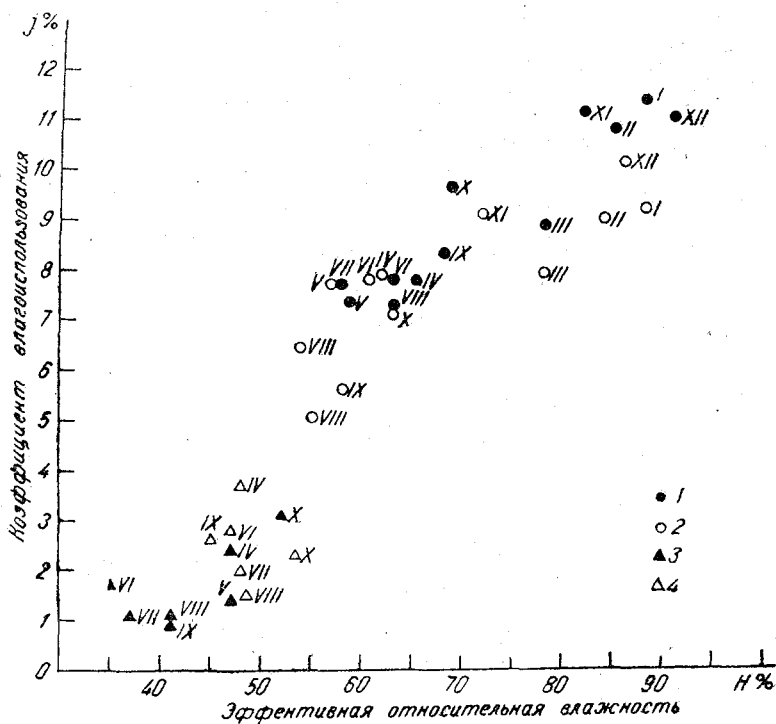


Рис. 3. Связь эффективной относительной влажности с коэффициентом влагоиспользования.
1 — Европейская территория СССР, 2 — юг Европейской территории СССР,
3 — Аральск, 4 — Астрахань.

рий масштаба до 2000 км большие скорости переноса влаги влияют отрицательно. С одной стороны, при этих условиях изменение влажности под действием местного испарения бывает невелико, а следовательно, уменьшается и его влияние на осадки, а с другой — запасы влаги, имеющиеся в атмосфере, лишь в сравнительно малой степени используются в данном районе. Только для материка в целом большие скорости переноса способствуют увеличению суммарного количества осадков. Поэтому естественнее сравнивать осадки, выпадающие на территории, а особенно в отдельных пунктах, не с переносами влаги, а с влагосодержанием атмосферы, хотя понятно, что эти величины независимы друг от друга. Поскольку осадки выпадают при большой влажности атмосферы, мы производили расчеты количества осадков, выпадающих на различных территориях в разные сезоны (летом в Западной Сибири и зимой на юге Европейской территории СССР) при благоприятных циркуляционных

условиях по влагосодержанию осадкообразующей воздушной массы на наветренном контуре территории. При этом обнаружена некоторая связь, которая может быть использована для прогнозов осадков. Эта связь носит более или менее одинаковый характер в разные сезоны и в различных районах (рис. 2). Поэтому для установления влияния относительной влажности на осадки целесообразно использовать отношение количества осадков к влагосодержанию атмосферы. Мы характеризовали ее величиной J .

$$J = \frac{r}{nw}, \quad (3)$$

где r — месячное количество осадков, w — влагосодержание атмосферы, n — число дней месяца.

Зависимость J от H приведена на рис. 3. Она имеет довольно четкий характер и может быть использована для расчета осадков по данным о характере циркуляции за тот или иной месяц, H и w , а именно:

$$r = \alpha_2 w \psi(H), \quad (4)$$

где α_2 — параметр, зависящий от вертикальных токов (на рис. 3 он равен единице); через $\psi(H)$ обозначим: $J = \frac{r}{nw}$, при $\alpha_2 = 1$.

Ранее [9, 10, 11] нами из общих физических соображений была найдена зависимость осадков от наземной относительной влажности вида

$$r = \alpha_1 \frac{f(t)}{f(t_0)} \varphi(h, t_0), \quad (5)$$

где α_1 — величина, зависящая от циркуляции, принятая в среднем многолетнем для теплого периода на юге Европейской территории СССР равной единице; $\varphi(h, t_0)$ — зависимость осадков от относительной влажности при $\alpha_1 = 1$ и температуре t_0 ; $f(t)$ — максимальная упругость пара при температуре t .

Величину $\varphi(t_0, h)$ можно определить эмпирически. Например, для температуры 18° и $\alpha_2 = 1$ эта зависимость имеет вид:

h (%)	100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	45	
$\frac{\Delta\varphi}{\Delta h}$		1,2	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	2,0	2,8	4,0	3,4	0,6	0,4
φ	118,0	111,0	104,0	96,6	88,4	80,0	71,0	59,0	44,0	27,0	17,0	12,4	
H	100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	45	40
ψ	11,0	10,9	10,7	10,4	10,0	9,5	9,0	8,2	7,0	5,2	3,0	1,5	1,2

Приведенные зависимости $\varphi(h)$ и $\psi(H)$ существенно различны, однако на основании формулы (4) $\varphi(h)$ можно сравнить в $w\psi(H)$. Применение величины $H\psi(H)$, пропорциональной величине $w\psi(H)$ приводит формулу (4) к виду, полностью аналогичному формуле (5). Но вид функции $\psi(H)$ также представляет значительный интерес, поскольку при очень высоких и при очень низких влажностях отношение $\frac{d\varphi}{dH}$ становится очень малым.

Для сравнения с предыдущими данными приводятся значения $H\psi(H)$

H	100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	45	40
$H\psi(H)$	11,0	10,4	9,6	8,8	8,0	7,1	6,3	5,3	4,2	2,9	1,5	0,68	0,48

Эта функция не полностью пропорциональна $\varphi(H)$, так как здесь, в частности, точка перегиба сдвинута против $\varphi(H)$ в сторону более низкой влажности. Однако, если учесть, что мы не вводили в функцию H

поправок Ольдекопа, которые определить в данном случае довольно трудно, и не могли обеспечить единство периода наблюдений h и H , то это и неудивительно.

Попытаемся сравнить результаты расчета по обеим формулам, принимая r при 100% влажности в обоих случаях равным единице. Приведенная на рис. 4 зависимость может показаться несколько неожиданной, так как, несмотря на указанные расхождения, обе кривые в пределах точности их определения почти на всем протяжении совпадают, хотя в одном случае аргументом является наземная влажность h , а в другом — относительная влажность в свободной атмосфере H . Заметим только, что

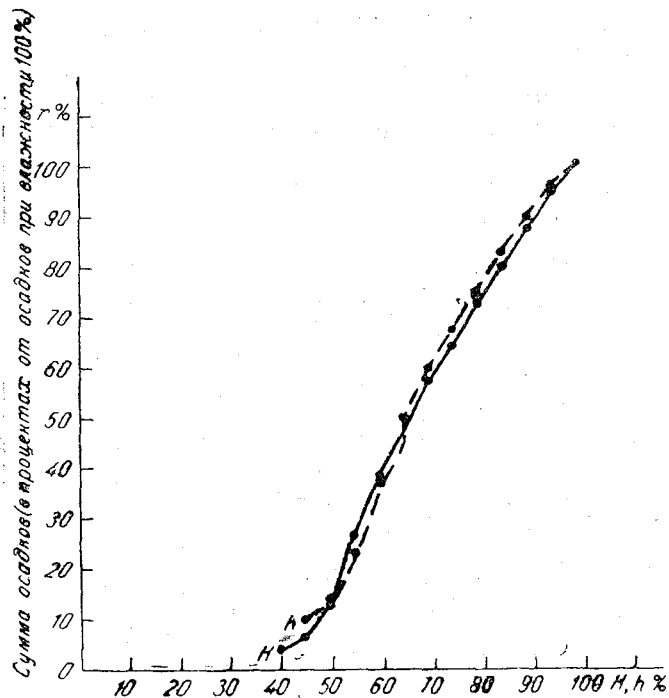


Рис. 4. Связь между суммой осадков и эффективной относительной влажностью, а также между суммой осадков и наземной относительной влажностью.

H — эффективная относительная влажность (в процентах), h — наземная относительная влажность (в процентах).

расхождения между кривыми при влажности ниже 45%, повидимому, не случайны, так как при столь низкой наземной влажности высота эффективного переноса увеличивается и по наземным данным трудно правильно судить о влагосодержании атмосферы.

Рассмотрим преимущества и недостатки обеих формул, учитывая, что результаты расчета осадков по ним для значительных территорий должны различаться мало.

Преимуществами формулы (5) является доступность исходного материала и более четкое разграничение влияния циркуляции (восходящих токов), чем в формуле (4), поскольку на относительную влажность в свободной атмосфере (H) восходящие и нисходящие токи воздействуют сильнее, чем на наземную влажность (h). Недостатки этой формулы заключаются в том, что наземная влажность может зависеть от ряда случайных причин узко местного характера, не связанных с осадками. Поэтому для расчета осадков по наземной относительной влажности должен быть

проведен тщательный отбор станций по их репрезентативности. В частности, в плавнях, дельтах рек, на побережьях морей расчет делается невозможным, если искусственно не уменьшить α_1 .

С другой стороны, в те месяцы, когда водяной пар распределяется в атмосфере выше, чем это дает формула Ганна, формула (5) недоучитывает осадки, если не увеличивать искусственно α_1 . Так, зимой значение α_1 во многих районах получается существенно больше единицы, доходя в Якутии до восьми—десяти. Подобные невязки можно лишь частично объяснить нерепрезентативностью средних месячных температур для дней с осадками и нерепрезентативностью наземной температуры при инверсиях. На юге Европейской территории СССР α_1 зимой равнялась 1,5—2,0, несмотря на то, что температура в дни с осадками часто ниже средней месячной. Однако при использовании формулы (4) все становилось нормальным. Кроме того, в формуле (5) α_1 с повышением температуры должна расти [12] в силу уменьшения влажно-адиабатического градиента. Таким образом, имеются все основания рассматривать J и H как естественную систему координат при изучении влагооборота.

Однако обе формулы имеют и общие недостатки, заключающиеся в том, что расчеты по ним выполняются по средним месячным значениям метеорологических элементов, которые не всегда характерны для дней с осадками. И, наконец, обе формулы должны давать преувеличенные количества осадков в зависимости от местного испарения. В формуле (5) это будет происходить из-за того, что выпадающие осадки увеличивают влажность в нижних слоях атмосферы, создавая впечатление более тесной зависимости r от h , чем это имеет место в действительности. В формуле (4) то же самое может получиться потому, что H характеризует не только влагосодержание, но и вертикальные токи. В частности, при наличии нисходящих токов при любом испарении осадков не будет.

Вместе с тем следует учесть, что сама по себе относительная влажность сказывается на количестве осадков очень сильно. При изменении h или H от 100 до 45% осадки уменьшаются более чем в 10 раз, а J — в 7 раз. Отсюда видно, что та, сравнительно малая добавка влаги, которая создается местным испарением, существенно влияет на общее количество осадков r , увеличивая не только r_m , но и r_a , причем осадки выпадают из пара смешанного происхождения.

Испарение поддерживает влажность в воздушной массе на том уровне, когда могут выпадать осадки. В этом заключается стимулирующий эффект местного испарения на осадки, без которого внутренние части материков обратились бы в пустыню. Таким образом, в зависимости от относительной влажности запас влаги в атмосфере может быть в отношении образования осадков более или менее активным, причем степень эффективности испарения будет существенно различной в зависи-

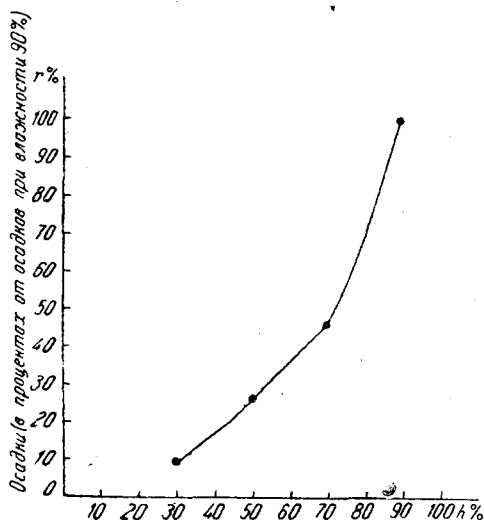


Рис. 5. Относительная влажность на высоте 1,5 км.

мости, от значения эффективной влажности H , при которой оно происходит.

Для решения последней задачи лучше воспользоваться не средними месячными значениями, а данными за отдельные дни, поскольку и сама форма связи существенно изменяется при осреднении за месяц. Нами исследовались подобные связи на материках в разных районах и в различные сезоны. Пример, изображенный на рис. 5, показывает, что наиболее эффективным является добавочное испарение при сравнительно высокой влажности и почти бесполезным испарение при низкой предшествующей осадкам влажности. Синоптический анализ показывает, что выпадения внутримассовых осадков при предшествующей влажности в свободной атмосфере ниже 40% практически не бывает [14, 15, 16].

При данной относительной влажности у земли в осадкообразующей массе ниже 30% практически не наблюдается и особенно значимых фронтальных осадков [16, 17]. Таким образом, испарение в условиях очень низкой относительной влажности (30% в 13 час. или 40% за сутки) практически не сказывается на осадках в данном районе. Максимальная крутизна кривых $\varphi(t_0, h)$ и $\psi(H)$ при средних месячных влажностях 50—60% практически означает, что при этих значениях средней месячной влажности число дней с высокой влажностью начинает быстро уменьшаться.

Перейдем теперь к очень существенному вопросу о влиянии испарения на осадки. При этом следует различать влияние испарения на осадки в том же районе, где оно происходит, и влияние испарения на осадки далеко за пределами этого района. В первом случае испарение может как содействовать образованию осадков, так и тормозить его; во втором случае действие испарения на осадки всегда благоприятно. Полученное влияние испарения на осадки сводится к трем факторам: 1) испарение повышает влагосодержание, а тем самым и относительную влажность атмосферы; 2) испарение снижает температуру воздушных масс, что также повышает относительную влажность в атмосфере; 3) в силу возрастания радиационного баланса над влажной поверхностью по сравнению с сухой эквивалентная температура влажного воздуха оказывается неизбежно выше, чем температура воздуха над сухими участками, где испарение не происходит, причем это возрастание в приземных слоях достигает нескольких градусов. При конденсации это обстоятельство приводит к повышению температуры во влажном воздухе по сравнению с сухим, что способствует более интенсивному развитию восходящих токов.

Вредный эффект испарения на осадки в данном районе связан с тем, что понижение температуры, происходящее при испарении в приземных слоях, уменьшает вертикальные температурные градиенты вплоть до образования инверсии над орошаемыми участками. Это тормозит развитие вертикальных токов от земли до уровня конденсации. Чем выше температура, тем больше должны быть затраты тепла на испарение для повышения влажности на 1% и тем, стало быть, заметнее этот вредный эффект.

Суммарное действие двух первых эффектов на осадки можно, хотя и в несколько преувеличенном виде, учесть с помощью выведенной нами связи r с H . Влияние третьего фактора косвенно учитывается частично через t и h и входит в расчет изменения температуры вследствие испарения, хотя мы не учитываем пока случаев изменения альбедо деятельной поверхности, могущие дать в сухих районах наиболее резкий эффект повышения эквивалентной температуры. Вредный эффект испарения на осадки мы учитывать не умеем, но он обнаруживается, в частности, над водоемами и в оазисах Средней Азии, где летом образование кучевых облаков и даже осадков оказывается несколько

затрудненным. Однако в условиях умеренных широт испарение не настолько велико, чтобы возникали инверсии, а наличие кучевой облачности свидетельствует, что испарение не затормаживает вертикальные токи. Возникающее иногда некоторое торможение их компенсируется возрастанием эквивалентных температур. Поэтому в первом приближении изменение осадков можно учитывать по изменению температуры и относительной влажности. Были попытки со стороны некоторых авторов увеличить роль испарения на осадки против норм, принимаемых нами, в связи с тем, что местный пар концентрируется в нижних слоях атмосферы, где скорости переносов меньше чем в вышележащих слоях, откуда в процессе восходящих токов местный пар поступает на образование облаков в больших количествах, чем адвективный пар, распространившийся по всей тропосфере. Все это просто проверить по рис. 3, сравнив между собой точки, характеризующие месяцы с большим и малым испарением, а также точки, характеризующие станции, расположенные в дельтах рек и вдали от них. Такое сравнение показывает, что влияние распределения влажности по высоте на осадки если и существует, то, по крайней мере, не превосходит того преувеличения влияния испарения на осадки, которые мы допустили, отнеся связь осадков с влажностью целиком к действию влажности на осадки.

В самом деле, зимние месяцы, когда испарение мало, увязались с летними, а для лета на Европейской территории СССР месяцы с большим испарением лежат на кривой примерно так же, как месяцы с малым испарением. Для точек, характеризующих осадки в степных и лесостепных районах Европейской территории СССР, месяцы с большим испарением, относящиеся к первой половине лета, легли несколько выше остальных, но это, как известно, связано и с определенными особенностями циркуляции в этих районах. С другой стороны, данные Астрахани для теплой части года, когда сказывается интенсивное испарение в дельте Волги, хотя и неточно, но в среднем тоже согласовались с основной кривой. Таким образом, у нас нет каких-либо фактических данных, говорящих о крупных систематических ошибках (того или другого знака) изменений осадков под влиянием местного испарения. С учетом сказанного, испарение с Европейской территории СССР отражающееся на ее осадках дано в табл. 2.

Из приведенной таблицы видно, насколько важно испарение для образования осадков не только на материке, но даже на части его. Если бы испарение на Европейской территории СССР вдруг прекратилось, то в связи с прогревом воздушных масс над материком летние осадки уменьшились бы настолько, что территория приняла бы степной, а на юге и пустынный характер.

В то же время приведенный метод расчета позволяет оценивать воздействие на осадки различных мелиоративных мероприятий (орошения, осушения и т. п.), причем в основном в этих случаях изменение осадков оказывается второстепенным фактором. Если сравнить табл. 1 и 2, то видно, что суммарное увеличение осадков под влиянием испарения превышает количество осадков из местного водяного пара за год почти в четыре раза. Правда, как указывалось выше, эти данные несколько завышают влияние испарения на осадки, но это преувеличение, как показывает следующий пример, не очень велико. В 1951 г. нами был рассчитан влагооборот внетропических широт среднего материка [9, 18] от западного побережья до внутриматериковой пустыни. Этот расчет произведен при отсутствии прямых данных об адвекции влаги. Поэтому мы исходили из баланса влаги на материке и из формулы (5).

К 1954 г. А. Ю. Брегина и Е. Я. Щербакова накопили достаточный материал о переносе влаги на Европейском материке к северу от 45—50°

Таблица 2
Увеличение количества осадков на Европейской территории СССР, происходящее за счет существующего испарения

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Количество осадков (г см)	2,7	2,3	2,4	2,8	3,8	5,5	6,3	5,9	5,1	4,9	3,8	3,2	48,7
Температура (°)	-10,9	-8,5	-3,6	4,3	12,0	16,5	18,8	16,3	11,3	5,5	-2,7	-7,5	4,3
Относительная влажность (%)	87	84	80	72	62	67	69	72	75	80	87	88	77
Изменение относительной влажности испарения ($\Delta h \%$)	3	3	5	13	12	11	9	8	5	4	3	2	6
Изменение осадков под влиянием роста влаги содержания (ΔT_1 см)	0,1	0,1	0,2	1,3	2,7	3,0	2,2	1,3	0,6	0,4	0,2	0,1	12,2
Изменение температуры тропосферы под влиянием испарения (Δt)	0,06	0,07	0,14	0,51	0,74	0,87	0,83	0,65	0,33	0,15	0,09	0,07	0,37
Изменение осадков под влиянием роста h при понижении температуры (ΔT_2 см)	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,6	1,1	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	3,0
Суммарное изменение осадков (ΔT см)	0,1	0,1	0,2	1,6	2,9	3,6	3,3	1,9	0,8	0,4	0,2	0,1	15,2
Отношение суммарного изменения осадков ко всему количеству осадков ($\frac{\Delta T}{T}$ %)	3,7	4,4	8,4	57,1	76,4	65,4	52,4	32,2	15,7	8,2	5,3	3,1	31,8

широты. После этого появилась возможность непосредственно рассчитать коэффициент влагооборота (k) с учетом распределения испарения осадков и нелинейности профилей r_A и r_M по траекториям. Этот расчет показал необходимость использования для определения K формулы

$$k = 1 + \beta \frac{EL}{wi}. \quad (6)$$

Коэффициенты влагооборота, полученные различными авторами, приведены в табл. 3.

Таблица 3

Сравнение коэффициентов влагооборота, полученных разными авторами для внетропических широт

Год	Автор	Район	$\frac{A}{r}$	β	k	$\frac{\beta}{A}$	$\frac{f}{r}$
1952	В. В. Цинзерлинг	атлантический ареал влагооборота	0,31	1,0	3,25	0,0	0,31
1951—1952	О. А. Дроздов	внетропические широты среднего материка	0,87	0,75	1,56	0,60 в пустыню	0,35
1954	А. Ю. Брегина, Е. Я. Щербакова,	Евразия к северу от 45—50° с. ш.	Перенос: по 55° с. ш. — 1,17	0,68	1,41	0,72 на океан или в Центральною Азию	—
	О. А. Дроздов		по 47° с. ш. — 1,05	0,68	1,45	—	—
1952—1954	О. А. Дроздов	внетропические широты среднего материка	—	0,68	1,51	—	—

Как видно из табл. 3, расчеты коэффициента влагооборота, выполненные сотрудниками ГГО в период с 1951—1954 гг., очень сильно отличаются от расчетов представителей старых взглядов. Данные автора за 1951—1952 гг. оказались несколько завышенными из-за некоторого недоучета адвекции влаги и преувеличения значения β . Однако следует учесть, что в расчеты 1954 г. не вошла Центральная Азия, где переносы слабее, а испарение меньше, чем к северу от нее, и, возможно, что в дальнейшем данные 1951—1952 гг. окажутся точнее, чем это кажется сейчас. Исходя из этого, нет основания предполагать значительное завышение нами влияния испарения на осадки.

В заключение рассмотрим еще одно применение полученных в процессе изучения влагооборота уравнений связи. Как известно, при совместном рассмотрении водного и теплового балансов, М. И. Будыко [19] использовал следующие уравнения:

$$R = LE + P, \quad (7)$$

$$r = E + F, \quad (8)$$

$$\frac{E}{r} = \Phi\left(\frac{R}{Lr}\right), \quad (9)$$

где F — сток, P — турбулентный обмен почва — воздух.

$$r\Phi\left(\frac{R}{Lr}\right) \approx \sqrt{\frac{Rr}{L} \operatorname{th} \frac{Lr}{R} \left(1 - ch \frac{R}{rL} + sh \frac{R}{Lr}\right)}.$$

Кроме уравнений, использованных М. И. Будыко, можно указать еще на два:

$$E = \frac{\gamma [f(t) - a]}{p}, \quad (10)$$

где p — атмосферное давление, k — постоянный коэффициент при избыточном увлажнении, приблизительно пропорциональный влажности почвы при недостаточном увлажнении, и уравнение (5)

$$r = \alpha_1 \frac{f(t)}{f(t_0)} \varphi(h, t_0).$$

Одновременное использование уравнений (9) и (10) позволяет приближенно учесть изменение испарения и радиационного баланса в горных условиях по сравнению с равнинными. Использование уравнений (9), (10) и (5) позволяет установить, что при высокой относительной влажности испарение уменьшается с ростом относительной влажности, а при низкой возрастает, на что впервые, на основании эмпирических данных, обратил внимание А. А. Каминский.

В самом деле, при избыточном увлажнении

$$E \approx \frac{R}{L},$$

откуда

$$\frac{R}{L} = \alpha \frac{[f(t) - a]}{p}. \quad (11)$$

С другой стороны,

$$E = \frac{\alpha f(t)}{p} (1 - h). \quad (12)$$

При недостаточном увлажнении

$$E \approx r$$

или

$$E = \alpha \frac{f(t)}{f(t_0)} L(h).$$

Но мы видели выше, что при низкой влажности

$$L(h) \approx ch,$$

после чего

$$E = \alpha c \frac{f(t)}{f(t_0)} h.$$

Судя по приведенным примерам, использование рассмотренных уравнений связи (α в частности и уравнений 11—13) может иметь большие перспективы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цинзерлинг В. В. Природные водообороты и их влияние на климат СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ. № 6, 1952.
2. Шаров И. А. К вопросу о переделке агроклимата. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 6, 1949.
3. Рутковский В. И. О внутриматериковом влагообороте. Вопросы географии, сб. 28, Географгиз., М., 1952.
4. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеониздат, Л., 1950.

5. Бudyko М. И. и Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере. Изв. Акад. наук СССР. Сер. географ. № 4, 1953.
6. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей северо-западного района Европейской части СССР и их зависимость от площади распространения. Труды ГГИ, вып. 1 (55), 1947.
7. Богомазова З. П. Исследование выдающихся дождей на территории УССР и их ход и распределение на площади. Труды ГГИ, вып. 6 (60), 1948.
8. Массалова С. П. К вопросу оценки физического максимума осадков. Труды ГГО, вып. 37 (99), 1952.
9. Дроздов О. А. О некоторых особенностях влагооборота в связи с мелиоративными мероприятиями. Труды ГГО, вып. 36 (98), 1952.
10. Дроздов О. А. Изменения режима осадков. Сб. Изменения климата в связи с планом преобразования природы. Под ред. Х. П. Погосьяна. Гидрометеоздат, Л., 1952.
11. Дроздов О. А. Данные по влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии. Труды ГГО, вып. 45 (107).
12. Воробьева Е. В. и Згурко В. Б. Вероятность выпадения осадков в зависимости от синоптических условий, температуры и влажности воздуха в теплое полугодие на юге Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 45 (107), 1954.
13. Шипчинский А. В. К вопросу о внутреннем влагообороте. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 6, 1952.
14. Мучник В. М. К прогнозированию послеполуденных гроз и ливней. Труды КГФО, вып. 1, Киев, 1952.
15. Лебедева Н. В. Построение модели конвекции и расчет количества ливневых осадков. Труды ЦИП, вып. 31 (58), 1954.
16. Черкасская В. М. Особенности возникновения и развития внутримассовых конвективных осадков при различных синоптических положениях. Труды ЦИП, вып. 31 (58), 1954.
17. Григорьева А. С. Некоторые особенности влагооборота на юге Европейской территории СССР в различные годы. Труды ГГО, вып. 45 (107), 1954.
18. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Климатология. Ч. I, Гидрометеоздат, 1952.
19. Бudyko М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоздат, 1948.
20. Brückner E. Die Herkunft des Regens „Gaea“, Bd. 37 1901.

ВЛАГООБОРОТ НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД 1950/51 г.

В работах различных авторов, занимающихся вопросами влагооборота за конкретные годы, рассматривались главным образом особенности влагооборота для теплого периода. Между тем для генезиса климата, объяснения происхождения и распределения осадков и их количественного прогноза необходимо знать также особенности влагооборота и за холодный период.

Распределение осадков на суше зимой в большей степени, чем летом, определяется количеством влаги, приносимой с океанов, так как ролью испарения в вопросе образования осадков зимой можно пренебречь. Европейская территория СССР в холодный период является поглотителем влаги, пришедшей с океана. Для выяснения особенностей влагооборота интересно рассмотреть крайние случаи — влагооборот за холодный период в месяцы с осадками ниже нормы и в месяцы с осадками выше нормы. В данной работе будет рассмотрен влагооборот преимущественно малоснежной зимы 1950/51 г. Коротко остановимся на метеорологических условиях рассматриваемого периода. В ноябре в восточной части района преобладала антициклоническая циркуляция; осадков выпало 60—70% нормы, а в северо-восточной части — 30—35%. В центральной и западной частях юга Европейской территории СССР преобладала циклоническая циркуляция; осадки составляли 120—140% нормы, а в отдельных местах и больше, причем они выпадали преимущественно на фронтальных разделах циклонов, смещающихся по северу Европы. Наиболее интенсивные осадки выпадали при следующей синоптической ситуации: по западной периферии сибирского антициклона, расположенного в более южных широтах чем обычно, на Европейскую территорию СССР поступал теплый воздух, на западе, в тылу серии циклонов, смещающихся по северу Европейской территории СССР, в арктическом воздухе сформировался второй антициклон. Возникшее деформационное поле способствовало конвергенции теплых масс, текущих по западной периферии сибирского антициклона, и холодных масс, перемещающихся по восточной периферии антициклона, расположенного на западе.

Большие градиенты температур создавали благоприятные условия для циклогенеза и обильного выпадения осадков. Интенсивные осадки наблюдались также при перемещении циклонов с Черного моря на северо-восток и дальнейшей их окклюзии при сближении с антициклоном, расположенным на пути их перемещения. По всей территории, исключая самую юго-восточную часть, отмечались положительные аномалии температур 1—1,5°, что было обусловлено частыми выносами теплых масс с юго-запада и запада. Осадкообразующие массы, которые приходили в район в теплых секторах циклонов из Средиземного моря и юга Атлан-

тики, имели большое влагосодержание (до 22—24 кг/м²), тогда как влагосодержание масс воздуха, пришедших с северо-востока, составляло всего 5 кг/м².

В декабре на юге Европейской территории СССР осадков выпало меньше нормы, хотя число дней с осадками было велико. Это произошло потому, что осадки выпадали на размытых фронтальных разделах южной периферии циклонов, проходящих по северу Европы или юго-восточной периферии циклонов, расположенных в Западной Европе. Преобладал вынос осадкообразующих масс со Средиземного моря. Влагосодержание воздуха в отдельные дни доходило до 23 кг/м² (в среднем 17 кг/м²). Среднее влагосодержание осадкообразующих масс, пришедших с Центральной Атлантики равнялось 12—14 кг/м². В декабре по всей территории наблюдались положительные аномалии температур. Особенно большие аномалии имели место к югу от линии Киев — Ворошиловград — Астрахань.

В январе на большей части территории осадков выпало меньше нормы, только в центре района на узкой полосе, вытянутой с юго-запада на северо-восток осадков было больше нормы. Обильное выпадение их происходило при выходе циклонов с Черного моря и дальнейшем перемещении на северо-восток. На всей территории, исключая юго-западную часть, отмечались отрицательные аномалии температуры. Преобладал вынос осадкообразующих масс с юга Атлантического океана (влагосодержание 13—14 кг/м²) и со Средиземного моря (влагосодержание 13 кг/м²).

Таблица 1

Влагосодержание Q осадкообразующих воздушных масс (кг/м²) и перенос влаги P (кг/м сек.)

Период наблюдений	Район выноса		
	Средиземное море	юг Атлантики	центр Атлантики
1950 г.			
Ноябрь Q	20	18,5	9,0
P	250	180	90
Декабрь Q	17,5	16,5	9,5
P	180	158	105
1951 г.			
Январь Q	13,0	13,5	9,0
P	200	190	112
Февраль Q	14,0	—	10,0
P	120	—	85
Март Q	13,5	17,0	—
P	135	205	—

В феврале осадков по всей территории, исключая прибрежные районы Черного моря выпало меньше нормы. Особенно мало осадков (местами 5—15% нормы) было на северо-востоке и востоке, так как в течение всего месяца там преобладала антициклональная погода. По всей территории наблюдались отрицательные аномалии температур. На юго-востоке аномалии достигали 7—8°. Влагосодержание осадкообразующей массы, пришедшей со Средиземного моря, равнялось 12—14 кг/м².

В марте на большей части территории преобладала циклоническая погода; осадки местами составляли свыше 200% нормы. На юго-востоке их вообще не отмечалось. Наиболее интенсивные осадки выпадали при выходе циклонов со Средиземного моря. Температура по всему району была на 1—1,5 выше нормы. Влагосодержание осадкообразующих масс, пришедших со Средиземного моря и юга Атлантики, составляло 14—18 кг/м².

В рассматриваемой работе были использованы данные карт барической топографии, наземные синоптические карты и, частично, аэрологический материал.

Отрезок времени с ноября по март был разбит на отдельные синоптические периоды. Для каждого из них, чтобы выяснить происхождение воздушных масс и рассчитать влагосодержание их в момент входа на рассматриваемую территорию, строились траектории воздушных частиц для осадкообразующих масс.

Таблица 2

Влагосодержание воздушных масс Q (кг/м²) при антициклональном типе погоды и перенос влаги P (кг/м сек.)

Период наблюдений	Район выноса				
	Средиземное море	Средняя Азия	север Атлантики	Баренцево море	Карское море
1950 г.					
Ноябрь					
Q	—	5,9	—	—	5,0
P	—	80	—	—	35
Декабрь					
Q	—	—	11,0	—	—
P	—	—	90	—	—
1951 г.					
Январь					
Q	13,0	—	6,0	3,0	—
P	117	—	72	30	—
Февраль					
Q	13,0	6,0	—	7,0	2,0
P	104	87	—	44	56
Март					
Q	—	7,0	—	—	—
P	—	100	—	—	—

В холодный период 1950/51 г. наблюдалась примерно следующая повторяемость выносов осадкообразующих масс: с района Средиземного моря — 56%, с юга Атлантики — 23%, с центральной Атлантики — 21%. Среднее влагосодержание теплых воздушных масс различного происхождения в момент входа на рассматриваемую территорию показано в табл. 1. Из табл. 1 и 2 видно, что наибольшее влагосодержание и вынос влаги имеют воздушные массы, пришедшие из Средиземного моря и юга Атлантики, наименьшие — воздушные массы, пришедшие с Карского и Баренцова морей. Влагосодержание воздуха (кг/м²) в среднем для района по ежедневным аэрологическим данным приведено в табл. 3. Проходя через район, воздушные массы почти не изменяют величины влагосодержания.

Таблица 3

Среднее влагосодержание воздуха (кг/м²) по аэрологическим данным за 1950/51 г.

	XI	XII	I	II	III	IV
Влагосодержание . . .	12,5	10,5	8,8	9,2	12,8	15,0 кг/м ²

В более ранних исследованиях [1, 2, 3] за неимением непосредственных аэрологических наблюдений при расчете влагосодержания пользовались формулой Ганна. Позднее, работая непосредственно с аэрологическими материалами, было обнаружено, что при использовании формулы Ганна получается, особенно зимой, систематически заниженное влагосодержание. Остановимся несколько подробнее на результатах расчета. Для Ев-

ропейской территории СССР влагосодержание, рассчитанное по формуле Ганна на основании наземных данных, в 1,5—2 раза меньше реального влагосодержания. Для того чтобы можно было использовать наземную влажность при расчете влагосодержания Европейской территории СССР, на основании аэрологических данных 18 станций для всех месяцев года был определен поправочный множитель к формуле Ганна. Этот множитель меняется в зависимости от района и времени года.

Летом влагосодержание, рассчитанное по формуле Ганна, немного занижено и поправочный множитель увеличивается с юго-запада (1,05) на северо-восток (1,5). Зимой поправочный множитель возрастает с запада и юга к востоку. Так, на западе и юге Европейской территории СССР в этот период влагосодержание, рассчитанное по формуле Ганна, занижено в 1,5 раза, а на востоке — в 2—2,5 раза. Большое занижение влагосодержания зимой при расчете его по формуле Ганна можно, по-видимому, объяснить тем, что в этот период влага по высоте распределяется более равномерно, чем летом, когда в нижнем слое воздуха пар от испарения не успевает распространиться на большие высоты. В летний сезон (особенно для береговых станций, расположенных в поймах и орошаемых участках) характерно сосредоточение влаги в низких слоях атмосферы. Зимой влаги от испарения почти не поступает, ибо по существу весь пар адвективный и в результате перемешивания он распределяется более равномерно по высоте. Поэтому летом убывание влажности с высотой в нижних слоях происходит быстрее, чем зимой.

Увеличение занижения влагосодержания при расчете по формуле Ганна на востоке зимой можно объяснить удлинением пути воздушных масс, пришедших с морей и возрастанием континентальности к востоку. Зимой при сильном выхолаживании в нижних слоях атмосферы возникает инверсия температуры и рост влажности с высотой, что приводит к ошибкам при расчете влагосодержания по формуле Ганна. Ранее существовало мнение, что зимой высота эффективного переноса пара ниже, чем летом. При расчетах составляющих влагооборота для холодного периода (в том числе и высоты эффективного переноса) было выяснено, что зимняя высота эффективного переноса выше летней. Это объясняется указанными выше особенностями распределения водяного пара по высоте в зимний период. Средняя высота эффективного переноса для Европейской территории СССР летом составляет 1,5 км, зимой 2 км.

Нами была сделана попытка установить количественную связь осадков с влагосодержанием осадкообразующей массы в столбе атмосферы до высоты 5 км при входе ее на рассматриваемую территорию. После того, как дан прогноз синоптического положения, рассчитывается влагосодержание осадкообразующей массы, а затем с графика снимается ожидаемое количество осадков для района в целом.¹ В случае, если циклон имеет сложную структуру, что имеет место при регенерации полярно-фронтовых циклонов на арктическом фронте, осадки выпадают из двух масс, заключенных в теплых секторах этих циклонов. В таких случаях связь влагосодержания с осадками получается лучше, если брать суммарное влагосодержание обеих воздушных масс.

Ливневые осадки на линию зависимости не укладываются. В таких случаях осадков выпадает значительно больше, чем это можно было ожидать по влагосодержанию, ибо приток влаги извне — необходимое, но недостаточное условие для интенсивных осадков. На интенсивность

¹ См. рис. 2 в статье О. А. Дроздова «О рациональной форме связи влагосодержания с осадками при изучении влагооборота», которая печатается в настоящем сборнике.

осадков влияет еще ряд факторов, главными из которых являются восходящие токи, достигающие наибольшей интенсивности как раз при ливневых осадках. Исследованные связи являются лишь первым шагом в попытке дать количественную оценку осадков, выпадающих в районе.

В дальнейших разработках следует произвести более детальную увязку осадков при данном влагосодержании с глубиной циклонов, вертикальными скоростями и рядом других факторов. Как известно, основными условиями, определяющими интенсивность осадков, являются влажность и восходящие движения воздуха. Если влажность определяется довольно просто, то вертикальную скорость учесть очень трудно. Существует ряд способов теоретических расчетов вертикальных скоростей, но все они трудоемки и не всегда дают удовлетворительные результаты.

Наиболее простым, на наш взгляд, является способ определения вертикальных скоростей по данным о поле ветра, предлагаемый Е. М. Орловой [4]. Этот способ дает возможность находить вертикальные скорости, обусловленные упорядоченными восходящими движениями воздушных масс, охватывающих большие территории. Для установления вертикальной скорости этим методом необходимо иметь хорошие данные по ветру. К сожалению, поскольку зимой небо бывает часто покрыто облаками, шаропилотные наблюдения отсутствуют, а при интерполяции можно допустить ошибки.

Несмотря на указанные недостатки этого способа, мы попытались с его помощью определить вертикальные скорости для ряда дней и увязать эти скорости с осадками. В большинстве случаев знак скорости согласуется с зоной выпадения осадков, но встречаются отдельные случаи и с обратными знаками. Приведем несколько примеров расчетов, произведенных по картам барической топографии Ленинградского управления гидрометслужбы (табл. 4).

Таблица 4

Величины вертикальных скоростей на различных изобарических поверхностях

Дата	Пункт наблюдения	Величина вертикальной скорости (см/сек.) на уровне изобарической поверхности			Примечание
		850 мб	700 мб	500 мб	
1950 г.	Курск	0,7	-1,2	1,2	интенсивные осадки сухо
16 ноября	Саратов	-0,6	-1,8	-2,4	
18 "	Киров	2,0	2,0	0,8	осадки
18 "	Харьков	0,4	1,0	-1,5	"
27 "	Воронеж	0,4	1,4	5,8	интенсивные осадки
27 "	Куйбышев	-0,9	-1,2	-1,3	сухо: периферия антициклона

Была произведена также попытка установить связь вероятности выпадения осадков с относительной влажностью. При этом, чтобы по мере возможности исключить влияние осадков на относительную влажность, мы брали утреннюю относительную влажность и вечерние осадки, дневную влажность и утренние осадки следующего дня, т. е. относительная влажность, с которой увязывали осадки, предшествовала осадкам.

Расчет вероятности выпадения осадков в зависимости от относительной влажности производился для высот 1,5 и 3 км.

Аналогичные связи наблюдались для теплого периода. Разница заключалась в том, что для теплого периода связи лучше для высоты

1,5 км, а для зимнего — хорошие связи для 1,5 и 3 км, причем для 3 км даже лучше.

Вероятность выпадения осадков с увеличением относительной влажности вначале возрастает медленно, но с увеличением относительной влажности от 60 до 80% она значительно повышается. Резкое увеличение вероятности выпадения осадков наблюдается при относительной влажности больше 80%.

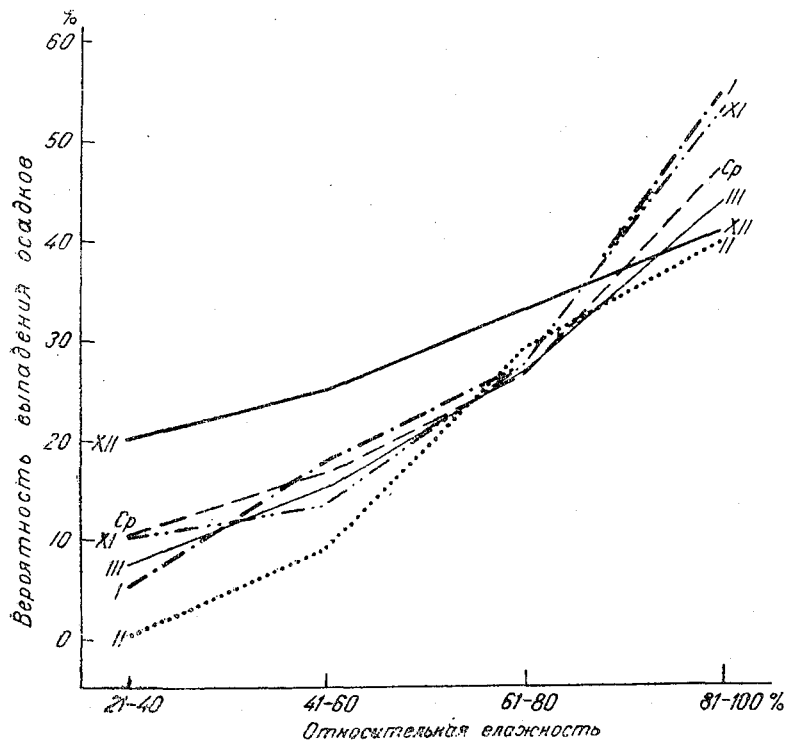


Рис. 1. Вероятность выпадения значимых осадков для ноября — декабря 1950 г. и января — марта 1951 г. (на $H = 3$ км).

Для примера приведем график вероятности выпадения значимых осадков в зависимости от относительной влажности на высоте 3 км (рис. 1). Испарение как одна из составляющих влагооборота определялось по графикам Полякова для каждой станции отдельно, а затем выводилось среднее взвешенное. При температуре ниже -12° испарение можно рассчитывать лишь приблизительно, но это на общем результате скажется незначительно, так как при низких температурах испарение вообще мало.

Вычисленное таким образом испарение для ноября — марта 1950/51 г. в западной части района оказалось равным 82 мм, в центральной — 61 мм, в восточной — 42 мм. В целом для юга Европейской территории СССР испарение составляло:

Ноябрь . . .	10 мм
Декабрь . . .	9 "
Январь . . .	8 "
Февраль . . .	6 "
Март	28 "

Зная испарение и перенос водяного пара, мы смогли рассчитать по

формуле, предложенной М. И. Будыко и О. А. Дроздовым [2], коэффициент влагооборота, характеризующий соотношение между местным и внешним водяным паром, или осадками, выпадающими из местного и внешнего водяного пара. Сопоставляя коэффициент влагооборота за холодный период 1950/51 г. с коэффициентом влагооборота (K) за тот же период в многолетнем выводе (табл. 5), можно видеть, что

Таблица 5

Многолетнее значение коэффициента влагооборота (K) и его значение за период ноябрь—март 1950/51 г.

Значения K	XI	XII	I	II	III
Многолетние	1,019	1,017	1,022	1,031	1,058
За 1950/51 г.	1,018	1,020	1,021	1,021	1,062

в феврале 1951 г. K значительно меньше многолетней величины. Это произошло потому, что этот месяц был засушливым, наблюдались большие отрицательные аномалии температур, испарение было ниже нормы (за норму принималось испарение, рассчитанное по Полякову и увязанное с водным балансом по данным М. И. Будыко); водяной пар на территории в преобладающем большинстве был адвективным. В остальные месяцы K в целом для района близок к норме.

Для западной, центральной и восточной частей юга Европейской территории СССР было рассчитано влияние на осадки фактора циркуляции (α) и факторов влажности и температуры по месяцам. Чтобы узнать благоприятствовала ли циркуляция в данном районе выпадению осадков или нет, надо иметь многолетнее значение α_0 . За единицу О. А. Дроздовым [3] было условно принято среднее значение α для юга Европейской территории СССР за период с апреля по октябрь. Для зимы среднее многолетнее значение α оказалось больше единицы. Как выяснилось, это связано с особенностями распределения влажности с высотой в зимний период. Однако как условной величиной, характеризующей условия циркуляции, ею можно попрежнему пользоваться, сравнивая значения α , получаемые в конкретные годы, с многолетними. Приведем соотношение значения α для данного года со средним многолетним значением α_0 .

Таблица 6

Отношение $\frac{\alpha}{\alpha_0}$ за период ноябрь—март 1950/51 г.

Отношение $\frac{\alpha}{\alpha_0}$	XI	XII	I	II	III
Для запада	0,92	0,48	0,55	0,87	1,21
„ центра	1,14	0,40	1,04	0,56	1,00
„ востока	0,74	0,52	0,87	0,91	0,77

В исследованном году условия циркуляции были наиболее благоприятны для выпадения осадков в марте для западной и центральной частей района и в ноябре и январе для центральной. В остальные месяцы условия циркуляции не благоприятствовали выпадению осадков.

чем и объясняется то, что осадки за рассматриваемую зиму на юге Европейской территории СССР были значительно меньше средних многолетних.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности ползащитного лесоразведения. Гидрометеониздат, Л., 1950.
2. Будыко М. И. и Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере. Изв. Акад. наук СССР. Сер. географ., № 4, 1953.
3. Дроздов О. А. Данные по влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии. Труды ГГО, вып. 45 (107), 1954.
4. Орлова Е. М. К вопросу о расчете вертикальных скоростей по данным поля ветра. Метеорология и гидрология, № 1, 1955.

ОСОБЕННОСТИ ВЛАГООБОРОТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ВО ВЛАЖНЫЕ И ЗАСУШЛИВЫЕ МЕСЯЦЫ

Наибольшим количеством осадков в теплое время года за последние 50 лет в южных районах Западной Сибири отличались 1903, 1913, 1938 и 1946 гг. Самым дождливым месяцем в 1903, 1913 и 1946 гг. был июнь с количеством осадков в размере 150—200, 120—150% и свыше 200% нормы соответственно. В 1938 г. максимальное количество осадков выпало в июле (свыше 200%, а местами и 300% нормы). Температура в эти месяцы была ниже нормы на 1—4°. Наибольший интерес для изучения влагооборота влажных лет представляет весь летний сезон 1946 г. Однако удовлетворительных карт барической топографии в Ленинградском управлении гидрометслужбы (ЛУГМС) за этот год нет, поэтому для изучения влагооборота влажных месяцев были отобраны два месяца более поздних лет.

Последние годы (после 1950 г.) на юге Западной Сибири отличались засушливостью и лишь в отдельные месяцы теплого периода осадки были выше нормы. Наибольшее количество осадков за эти годы было в апреле 1952 г., когда на большей части территории выпало 150—200%, а на юго-востоке до 300% осадков по сравнению со средним многолетним количеством. Несколько выше нормы осадки были также в июне 1953 г. В этом месяце на значительной площади изучаемой территории осадки выпали в количестве до 120—150% нормы.

Элементы влагооборота для апреля 1952 г. и июня 1953 г. были изучены по наземным синоптическим картам и картам барической топографии для уровней поверхности 850, 700 и 500 мб.

Происхождение осадкообразующих воздушных масс устанавливалось путем построения траекторий воздушных частиц для каждого случая выпадения осадков.

Представляет интерес сравнить влагооборот этих дождливых месяцев с изученными ранее [3] засушливыми месяцами 1951 г., что и проводится в дальнейшем изложении. Особенно существенные различия, как и следовало ожидать, оказались между апрелем 1951 и 1952 гг., так как по своим метеорологическим характеристикам эти месяцы различаются особенно резко.

Апрель 1951 г. был чрезвычайно сухим и аномально теплым. За этот месяц выпало лишь 25% осадков от того небольшого количества, которое обычно выпадает в Западной Сибири весной, а температура составляла 200% нормы. В первую половину апреля 1952 г. погода носила еще почти зимний характер: шел снег, временами снег с дождем. Бурный переход к весне произошел во вторую, более теплую половину месяца, когда выпали особенно большие осадки. Средняя температура в южных районах территории оказалась на 1—2° ниже нормы, в северной — на 2—3°, а на северо-западе — на 4—5°. Различия между июнем 1951 и

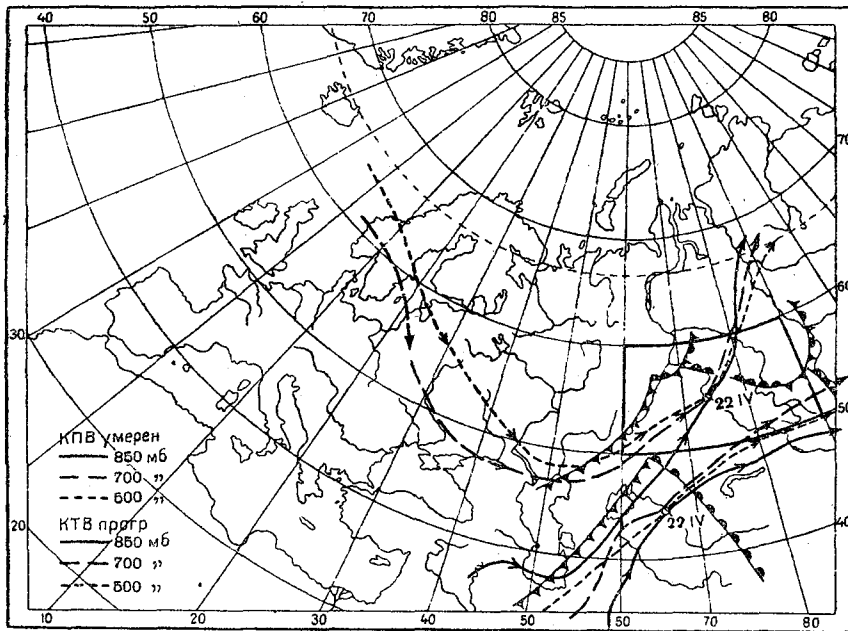


Рис. 1. Траектории воздушных частиц на уровне поверхностей 850, 700 и 500 мб и фронты на уровне поверхности 850 мб для случая больших осадков 21—23 апреля 1952 г.

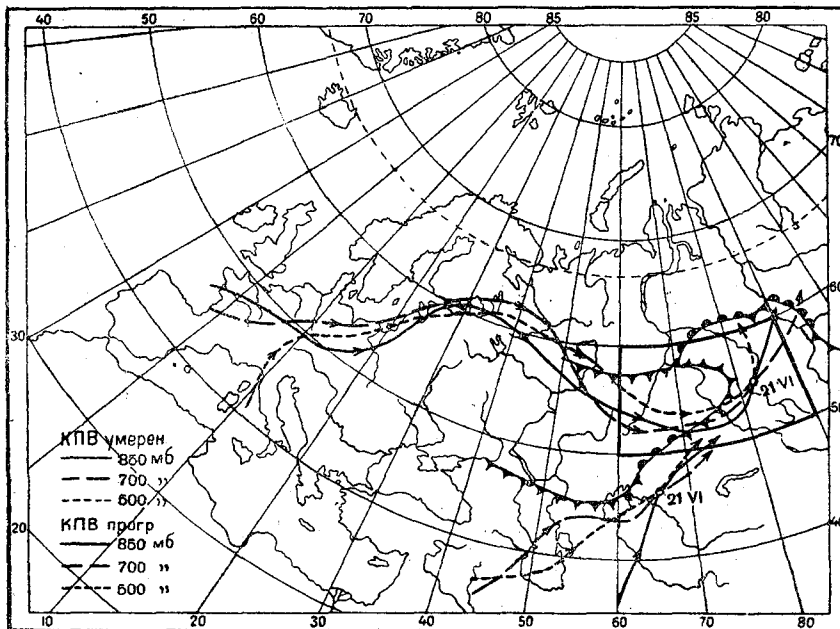


Рис. 2. Траектории воздушных частиц на уровне поверхностей 850, 700 и 500 мб и фронты на уровне 850 мб поверхности для случая больших осадков 20—23 июня 1953 г.

1953 г. были менее резкими, но все же по характеру погодных условий эти два месяца различаются. В июне 1951 г. на большей части рассматриваемой территории выпало лишь около 50% нормы осадков, а в июне 1953 г., как уже говорилось, они были выше нормы. Температура в июне 1951 г. была на 1—2° выше средней, а в июне 1953 г. на столько же ниже.

Особенности циркуляционных процессов влажных месяцев, включая и упомянутые старые годы (1903, 1913, 1938, 1946 гг.), можно видеть на картах траекторий циклонов. Как и следовало ожидать, влажные годы в Западной Сибири отличались усиленной циклонической деятельностью в этом районе, причем в особенно дождливые месяцы с аномалией осадков выше 200% нормы, циклоническая деятельность над Европейской территорией СССР была очень слабой. Примером могут служить июнь 1946 г. и июль 1938 г., когда при очень больших осадках в Западной Сибири на Европейской территории СССР была сильная засуха. Очень слабая циклоническая деятельность над Европейской территорией СССР отмечалась также в апреле 1952 г. В июле 1903, 1913 и 1953 гг. циклоническая деятельность над Европейской территорией СССР сосредоточивалась в основном в западной части, а в восточных районах было сухо.

Анализ синоптических карт за дождливые месяцы показывает смещение траекторий западных циклонов на самый север Европейской территории СССР или даже на арктические моря. Для Западной Сибири характерны «ныряющие» циклоны арктического фронта, которые особенно часто отмечались в апреле 1952 г., и подъем южных, полярнофронтных циклонов из Средней Азии, регенерирующих на арктическом фронте. При этом при слиянии северной и южной депрессий образуются глубокие циклоны и выпадают особенно большие осадки.

Характер процессов в наиболее дождливые периоды влажных летних месяцев преимущественно меридиональный, при преобладании тыловых вторжений с Карского моря и Таймыра. Примером осадков в сложном циклоне может служить период 21—23 апреля 1952 г. (рис. 1).

Большие осадки в Западной Сибири могут выпасть в стационарирующих центральных циклонах, характерных для июня 1953 г., причем в этом случае значительные осадки вызывают и вторичные холодные фронты, следующие один за другим. Примером осадков в стационарирующем циклоне может служить период 20—23 июня 1953 г. (рис. 2). Наконец, много осадков могут давать циклоны, образующиеся или непосредственно в Западной Сибири, или в восточной части Европейской территории СССР на меридионально расположенном холодном фронте северного циклона. Но такие осадки имеют обычно более локальный характер, чем в двух первых случаях.

Сравнение случаев больших осадков во влажные и засушливые месяцы показало, что они выпадают при аналогичных процессах, но что во влажные годы такие процессы повторяются чаще и имеют большую интенсивность. Для выявления районов выноса осадкообразующих воздушных масс (источников влаги) для апреля 1952 г. и июня 1953 г. были построены траектории воздушных частиц для каждого случая выпадения осадков на трех уровнях (850, 700 и 500 мб). Вдоль траекторий, по пути следования теплого (или холодного) воздуха, с карт барической топографии снимались температура, удельная влажность (по точке росы) и скорость ветра. Влагосодержание во всем столбе от 0 до 5 км вычислялось с учетом толщины отдельных слоев по формуле

$$\omega = 0,225q_{850} + 0,175q_{700} + 0,100q_{500},$$

где ω — влагосодержание в слое от 0 до 5 км ($\text{г}/\text{м}^2$), q — удельная влажность.

Таблица 1

Влагосодержание, суммарный перенос и средние скорости переноса в апреле 1951 и 1952 гг. и в июне 1951 и 1953 гг.

Район выноса влаги	Влагосодержание (кг/м ²)			Суммарный перенос (кг/м в сек.)			Средние скорости переноса (м/сек.)			
	IV 1952 г.	IV 1951 г.	VI 1951 г.	IV 1952 г.	IV 1951 г.	VI 1953 г.	IV 1952 г.	IV 1951 г.	VI 1953 г.	VI 1951 г.
Баренново море	5,5 2	—	—	65 2	—	—	11,8	—	—	—
Атлантический океан (северная часть)	11,8 1	12,0 2	15,1 1	152	—	108 2	12,9	—	9,0	16,6
Атлантический океан (центральная часть)	—	23,4 3	17,5 1	—	—	279 3	—	—	11,9	15,0
Средиземное море (вынос через районы Каспийского моря)	15,7 1	—	18,6 1	274 1	—	—	17,6	—	—	12,5
Средиземное море (вынос через юго- запад и центр ЕТС)	16,2 1	—	—	296 1	—	—	18,2	—	—	—
Черное море (вынос через юг и центр ЕТС)	9,7 1	—	—	128 1	—	244 2	13,2	—	12,2	—
Иран и Малая Азия	13,4 1	—	19,3 2	127 1	—	—	9,5	—	—	11,4
Средняя Азия	12,2 1	10,9 1	—	162 1	90	291 2	13,3	8,2	13,2	—
Средняя Азия (вынос через восточ- ную часть ЕТС)	—	9,5 4	14,2 1	—	94	—	—	9,9	—	12,8
Среднее за месяц	12,1	10,2	16,9	172	92	231	13,8	9,0	11,6	13,7
Процент по отноше- нию к 1951 г.	119	115	—	187	—	100	153	—	85	—

Примечание. Во вторых строчках дается число случаев.

Результаты подсчета влагосодержания представлены в табл. 1, где (для сравнения) приводятся данные и для засушливых месяцев 1951 г.

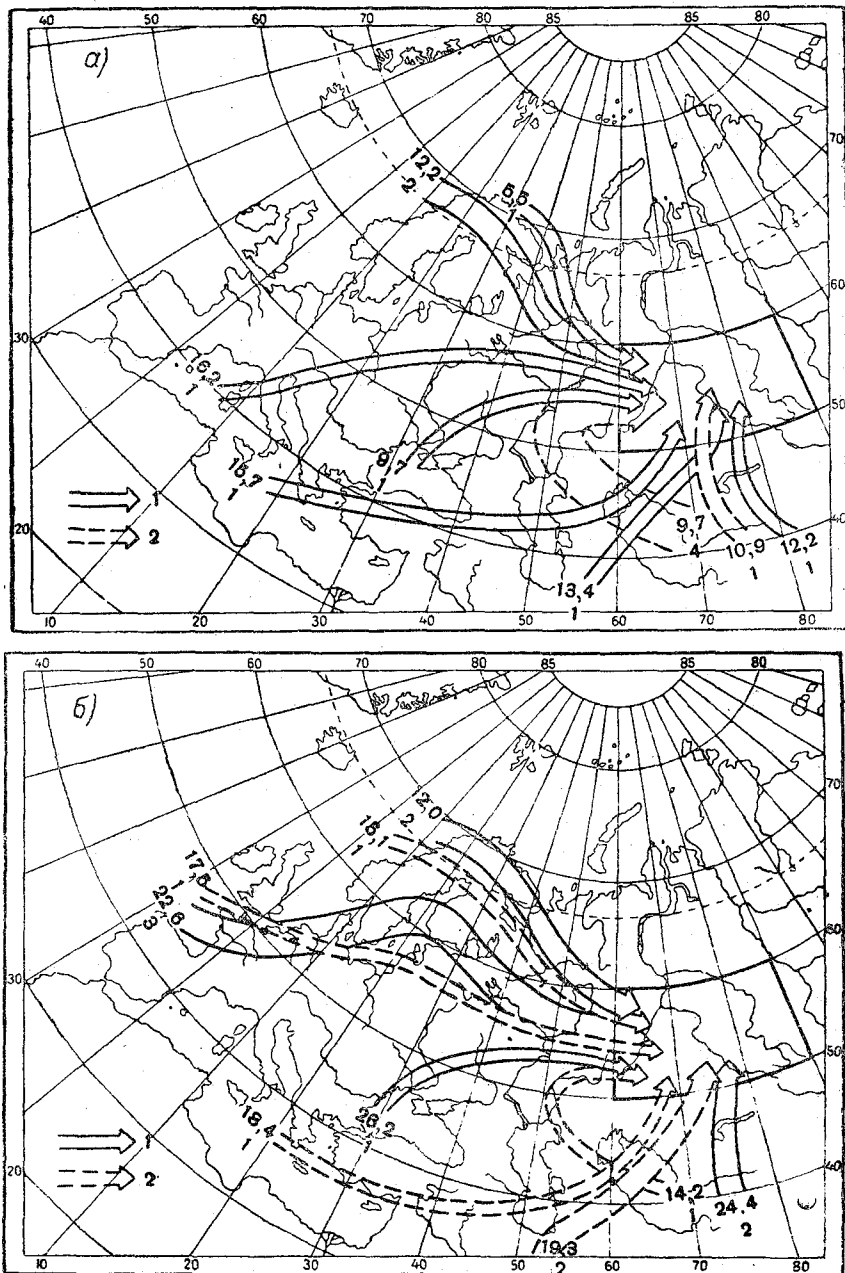


Рис. 3. Направления выносов осадкообразующих воздушных масс в сухом и влажном апреле (а) и июне (б).

1 — влажные: апрель 1952 г. и июнь 1953 г., 2 — сухие: апрель 1951 г. и июнь 1951 г.
Цифры у траекторий означают: числитель — влагосодержание у наветренного контура района ($\text{кг}/\text{м}^3$); знаменатель — число случаев.

Сопоставление засушливых и влажных месяцев по влагосодержанию и происхождению воздушных масс показало определенные различия, особенно ярко выраженные в апреле.

В дождливом апреле 1952 г. прежде всего обращает на себя внимание преобладание выносов с океанов и морей, в то время как в засушливом апреле 1951 г. вынос осадкообразующих воздушных масс был только из Средней Азии. При этом влагосодержание воздушных масс и из этого района в апреле 1952 г. было несколько выше, чем в 1951 г., не говоря уже о значительно более высоком влагосодержании воздушных масс западного происхождения (рис. 3а). В среднем влагосодержание воздушных масс в апреле 1952 г. было на 19% больше, чем в апреле 1951 г. Скорости переноса в апреле 1952 г. были также значительно выше, особенно в двух случаях выноса со Средиземного моря. В среднем они оказались выше в полтора раза. В результате и величина суммарного переноса во влажном месяце оказалась почти вдвое выше, чем в засушливом.

В июне 1953 г. имела место увеличенная повторяемость выносов из центральных районов Атлантики с более высоким влагосодержанием, чем в июне 1951 г. на всем пути выноса по западной периферии максимума над Европейской территорией СССР. Кроме того, более высоким было влагосодержание осадкообразующих воздушных масс, приходящих из Средней Азии (рис. 3б). В среднем влагосодержание за июнь 1953 г. оказалось на 15% выше, чем в июне 1951 г.

Результаты анализа влажных месяцев, свидетельствующие об увеличении повторяемости выносов с Атлантики и об увеличении влагосодержания воздушных масс, представляются весьма естественными и само собой разумеющимися. Однако заранее было бы трудно предвидеть, будет ли только увеличена повторяемость или, наоборот, будет только повышено влагосодержание. Большие осадки могут быть связаны как с обычным влагосодержанием при большой циклоничности (т. е. при частом выпадении осадков), так и с большим влагосодержанием при малой циклоничности. Малые же осадки могут быть как при малой циклоничности, так и при значительной, но слабо развитой, как это было в мае 1951 г. [3].

В связи с тем, что для июня 1953 г. были характерны стационарные процессы, скорости переноса оказались даже ниже (75%), чем в июне 1951 г. За этот счет и суммарный перенос, представляющий собой произведение влагосодержания на скорость ветра в определенном слое атмосферы, не оказался более высоким, чем в 1951 г.

В соответствии с соотношением скоростей переноса во влажные и засушливые месяцы время пребывания воздушных масс над территорией было различное (табл. 2).

Таблица 2

Время пребывания осадкообразующих воздушных масс над территорией (в сутках) на различных высотах

Месяцы и годы	Высота (км)		
	1,5	3,0	5,0
Апрель 1952 г.	1,4	1,2	1,0
" 1951 г.	1,9	2,4	2,2
Июнь 1953 г.	1,8	1,5	1,4
" 1951 г.	1,7	1,3	1,2

До сих пор речь шла о количестве влаги, которое переносится в секунду через 1 м. Подсчет же количества влаги, переносимой через всю территорию за месяц, приведен в табл. 3.

Таблица 3

Суммарный перенос через территорию за месяц (кг/м² мес.)

Апрель 1952 г.	Апрель 1951 г.	Июнь 1953 г.	Июнь 1951 г.
356	192	481	479

Для оценки сравнительной роли циркуляционных факторов, с одной стороны, и температуры и влажности, с другой — служат величины: $\alpha = \frac{r}{r_{Ht}}$, где r — количество осадков, фактически выпавших на территории, r_{Ht} — количество осадков, которое выпало бы на территории при температуре t и относительной влажности H , и $\alpha_1 = \frac{r_{Ht}}{r_{\text{норм}}}$, где r_{Ht} имеет прежнее значение, а $r_{\text{норм}}$ — среднее многолетнее количество осадков.

Сравнение величин α и α_1 для влажных и сухих месяцев приведено в табл. 4.

Таблица 4

Сравнение величин α и α_1 для влажных и засушливых месяцев

	Апрель 1952 г.	Апрель 1951 г.	Июнь 1953 г.	Июнь 1951 г.
α	1,4	0,4	1,2	1,2
α_1	1,0	1,1	0,9	0,7

В наиболее дождливые летние сезоны (июнь 1946 г. и июль 1938 г.) α достигала 1,6, при α_1 равной 0,8 и 1,0 соответственно.

Во влажном апреле преобладали положительные факторы циркуляционного порядка при благоприятных условиях температуры и относительной влажности (α и $\alpha_1 \geq 1$) в противоположность апрелю 1951 г., когда малая величина α (< 1) свидетельствует об очень неблагоприятных условиях циркуляции, при благоприятных условиях температуры и относительной влажности. В июне 1953 г. несколько более благоприятными оказались условия температуры и влажности, при благоприятных же условиях циркуляции.

При описании влагооборота засушливого лета 1951 г. [3] было отмечено, что притекающие влажные воздушные массы обогащались в пределах изучаемой территории дополнительной влагой и с увеличенным влагосодержанием выносились за ее пределы. В течение двух рассмотренных влажных месяцев увеличение влагосодержания воздушных масс над территорией во время осадков было замечено лишь в отдельных случаях и очень незначительное, так что в среднем в апреле 1952 г. влагосодержание воздушных масс, выносимых за пределы территории, оказалось ниже, чем на наветренном контуре территории на 30%, а в июне 1953 г. — на 5%.

Делать какие-либо выводы на основании изучения лишь двух влажных месяцев преждевременно, но уменьшение влагосодержания воздушных масс в случае больших осадков при пониженной температуре и повышенной облачности связано, по видимому, с пониженным испарением, которое, как мы увидим ниже, наблюдалось именно во влажные месяцы.

Представляло интерес сравнить, какой процент из проносимого над территорией внешнего и местного пара выпадает в виде осадков в дождливые и засушливые месяцы. Для определения коэффициента

Таблица 5.

Испарение и коэффициент влагооборота во влажные и засушливые месяцы

	Апрель 1952 г.	Апрель 1951 г.	Июнь 1953 г.	Июнь 1951 г.
Испарение (ε), мм	~10—15	~25	54	72
Осадки (r), мм	26	8	55	44
Коэффициент влагооборота (K)	~1,00	1,03	1,06	1,06

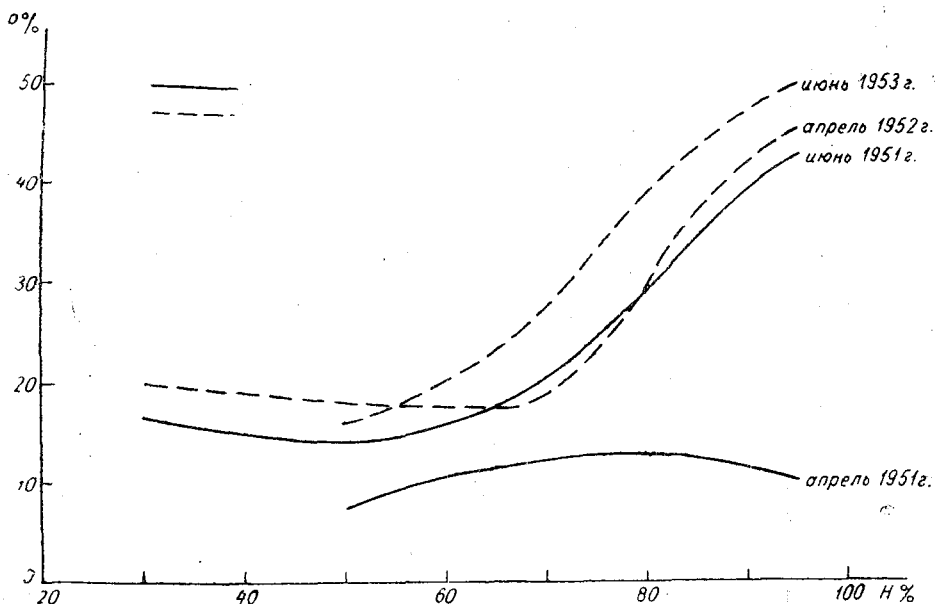


Рис. 4. Вероятность выпадения осадков более 0,0 мм в 19 час. при различной относительной влажности в 6 час. на высоте 1,5 км в засушливый и дождливый месяцы разных лет.

1 — засушливые месяцы, 2 — дождливые месяцы.

влагооборота (K) необходимо было знать величину испарения, которое, однако, можно определить лишь приближенно по графикам Полякова.¹

В табл. 5 приведено испарение, осадки и коэффициент влагооборота во влажные и (для сравнения) в засушливые месяцы.

Испарение в засушливом 1951 г. (и в апреле, и в июне) оказалось больше как за счет больших запасов влаги в почве, сохранившихся с достаточно влажной осени 1950 г., так и за счет значительно более высоких температур и низкой влажности, чем во влажном 1952 г.

¹ Наибольшие затруднения встретились при определении испарения для апреля 1951 и 1952 гг. благодаря аномальности этих месяцев в отношении температуры и осадков. Температура в апреле 1952 г. была отрицательной, вследствие чего испарение пришлось определять по графику для зимних месяцев, т. е. очень неточно. В апреле же 1951 г. количество осадков было настолько мало, а температура настолько высока, что определять испарение по графику для первого месяца с положительной температурой оказалось невозможно и даже по графику для второго теплого месяца его можно было определить очень неточно. В связи с этим коэффициент для апреля можно было получить лишь приближенно.

Подсчет показывает, что в апреле 1952 г. почти все осадки выпадали из внешнего пара и лишь около 2% из местного, в то время как при

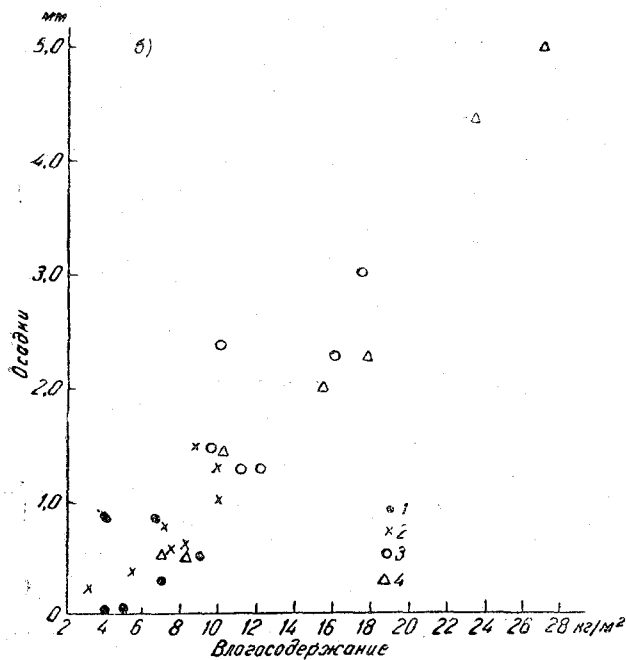
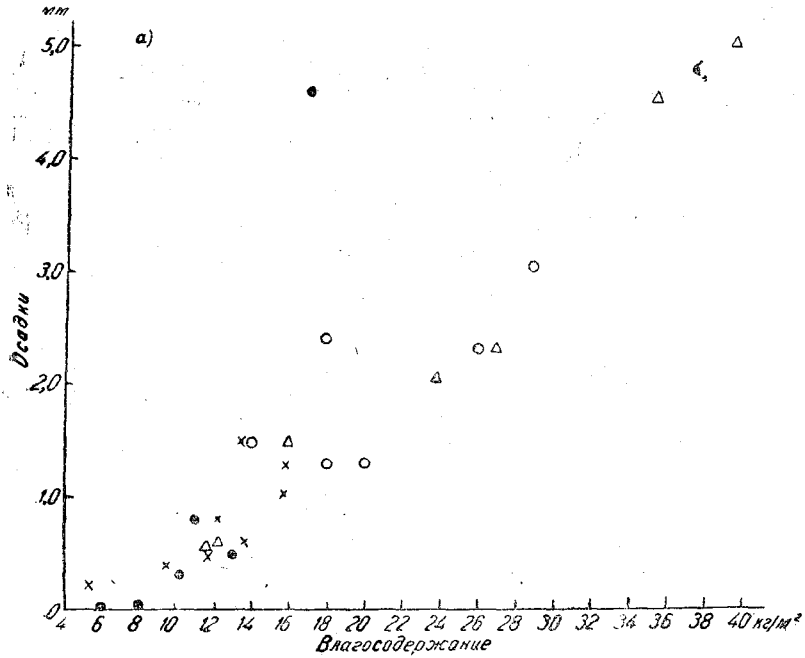


Рис. 5. Среднее суточное количество осадков на юге Западной Сибири в отдельные синоптические периоды в зависимости от предшествующего влагосодержания в слое 0—5 км (а) и на высоте 1,5 км (б).
1 — апрель 1951 г., 2 — апрель 1952 г., 3 — июнь 1951 г., 4 — июнь 1953 г.

меньшем количестве осадков и большем испарении в 1951 г. из местного пара выпало 6% осадков. В июне 1953 г. процент осадков, выпавших

из местного пара, также оказался несколько меньше, чем в 1951 г., и составил 5% (в июне 1951 г. было 7%).

Различия небольшие, но, учитывая, что процент осадков, выпадающих из местного пара, вообще невелик, они имеют значение.

Вероятность выпадения осадков возрастает с увеличением влажности. Сравнение вероятности осадков в дождливые и засушливые месяцы показало, что наибольшие различия наблюдаются на высоте 1,5 км, близкой к высоте эффективного переноса (рис. 4). Во влажные месяцы увеличивается повторяемость градаций относительной влажности свыше 60%. В частности, кривая апреля 1952 г. идет на уровне кривой июня 1951 г. и много выше кривой апреля 1951 г.; соответственно выше идет кривая июня 1953 г. Кроме того, в июне 1953 г. не наблюдалось случаев с относительной влажностью $\leq 40\%$. На высоте 3 км в июне существенных различий не наблюдалось, в то время как в апреле 1952 г. резкое увеличение осадков при относительной влажности свыше 80% проявилось очень отчетливо.

Как уже упоминалось, влагосодержание по отдельным высотам во всем столбе атмосферы было вычислено для всех случаев выпадения осадков, каждый из которых представляет собой период, в течение которого выпадали осадки, связанные с определенными воздушными массами. Для каждого из этих периодов подсчитывалось среднее количество осадков в расчете на одну станцию для всей территории по постоянной сети станций, равномерно расположенных по территории. Подсчитанное таким образом количество осадков характеризует слой воды, выпавшей над данной территорией в определенный синоптический период.

Зависимость между количеством осадков (слоем осадков) и влагосодержанием воздушных осадкообразующих масс на внешнем контуре территории, показана на рис. 5 а, б. На графиках для сравнения нанесены данные влажных и сухих месяцев вместе. Расположение точек указывает, во-первых, на достаточно определенную связь между предшествующим влагосодержанием и последующими осадками и, во-вторых, на сохранение характера зависимости между влагосодержанием и осадками в засушливые и влажные месяцы. Повышенному влагосодержанию во влажные месяцы соответствует увеличенное количество осадков.

В построение графика по сравнению с предыдущей работой [3] внесены некоторые уточнения. Так, анализ показал, что в случае, когда в образовании осадков принимают участие две теплые воздушные массы (как, например, 21—23 апреля 1952 г.; см. рис. 1), необходимо суммировать величины влагосодержания той и другой воздушной массы, а в случае окклюзии брать среднее влагосодержание теплой и холодной массы. В статье О. А. Дроздова [2] показано, что характер зависимости между влагосодержанием и осадками сохраняется не только для различных лет данного сезона и на данной территории, но и для различных сезонов и территорий. Таким образом, подобного рода зависимости имеют достаточно универсальный характер и позволяют при некоторых дополнительных разработках подойти к решению вопроса о прогнозе количества осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. и Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 4, 1953.
2. Дроздов О. А. О связи относительной влажности с количеством и вероятностью осадков. Труды ГГО, вып. 50 (112), 1955.
3. Орлова В. В. Влагооборот вегетационного периода засушливого года в Западной Сибири в связи с происхождением осадков. Труды ГГО, вып. 50 (112), 1955.

ВОЗМОЖЕН ЛИ АРЕАЛ ЗАВЕРШЕННОГО ВЛАГОБОРОТА

В работах В. В. Цинзерлинга [1, 2] соотношение между внешними и внутренними осадками во влагообороте большей части СССР предполагалось пропорциональным соотношению между речным стоком и испарением. Как известно, в общем случае подобное предположение неправильно из-за наличия атмосферного стока. В. В. Цинзерлинг, однако, попытался преодолеть возникающие возражения весьма остроумным путем.

Рассматривая зимние осадки как чисто адвективные, он установил закон их быстрого убывания (быстрее линейного) в глубь материка, в силу которого на линии соприкосновения двух влагооборотов, например атлантического и тихоокеанского, количество осадков должно быть минимальным. Эту закономерность он распространил на адвективные осадки вообще. Беря в годовом распределении осадков на каждой широте Европейского материка долготу наименьших осадков, он считал, что на линию наименьших осадков с Атлантического и Тихого океанов приходит одинаковое количество пара и, таким образом, атмосферный сток для областей, лежащих между соответствующими океанами и отдельной линией, при вычислениях составляющих влагооборота, можно не учитывать.

Между тем получающиеся при таком расчете величины резко противоречат современным представлениям об атмосферной циркуляции, в силу чего в существовании ареалов некоторые авторы сомневались. Так, на дискуссии по вопросам влагооборота в Институте географии Академии наук СССР в июне 1952 г. [3] О. А. Дроздов высказал по поводу существования ареалов следующие сомнения.

Прежде всего поскольку водяной пар переносится на материк вместе с воздухом, то за пределы зоны ареала не может выйти не только водяной пар, но и воздух. Таким образом, очевидно, что раз воздух в ареале неизбежно будет накапливаться, то остается допустить существование в зоне ареала вертикальных токов и оттока воздуха над ареалом в очень высоких слоях атмосферы. Но в этом случае в ареале из воздуха должна выпадать в виде осадков вся содержащаяся в нем влага. Во-первых, это в корне нарушает защищаемый В. В. Цинзерлингом принцип деления влаги на активную (участвующую во влагообороте) и пассивную (проносимую мимо). Во-вторых, общее количество влаги, проносимой над материком, по данным аэрологических наблюдений, настолько велико, что приближается к фактическому количеству осадков в ареале и, во всяком случае, не оставляет места для циркуляции влаги в большом числе циклов. В-третьих, на линии наименьших осадков влагосодержание воздуха еще настолько велико, что здесь должны бы в связи с указанными выше восходящими токами наблюдаться весьма большие

количества осадков, которых в действительности нет. Таким образом, одни допущения В. В. Цинзерлинга противоречат другим.

Задачу о переносах с океанов нельзя рассматривать как одномерную вдоль широты. Значительные количества пара в умеренных широтах материка уходят через его южную и северную границы. Одно это уже не дает права пренебрегать в расчетах атмосферным стоком. Кроме того, поток влаги с Тихого океана в умеренных широтах вообще мал, и богатые влагой потоки муссонного воздуха приходят на материк в системе потоков тихоокеанского антициклона не с ближайших морей, а в основном с юга, с морей и океана, находящихся в субтропических и тропических широтах. Такое направление передвижения воздушных масс (с юга на север или даже с юго-запада на северо-восток с выносом летом «континентального» воздуха на Японское море, откуда он обратно входит на материк в нижних слоях атмосферы) видно на большинстве синоптических карт теплой части года. В то же время поле температур летом на Дальнем Востоке в умеренных широтах характеризуется большим контрастом между нагретым материком и холодными морями, что должно способствовать быстрому повороту изобар на высоте вдоль границы суша — океан, т. е. в основном вдоль меридиана.

Непосредственные данные аэрологических наблюдений также подтверждают, что летний «муссон» с восточных морей является очень маломерным по высоте и не всегда достигает даже 0,5 км, выше которой преобладает западный перенос. Таким образом, компенсация потоков влаги с запада и востока на линии наименьших количеств осадков в умеренных широтах не имеет места, а значительное количество атлантического пара выносится на Тихий океан. Этот пар до момента выноса его на океан сохраняет свою активность в отношении выпадения осадков по крайней мере в горных местностях, где западные и южные (юго-западные) склоны неизменно оказываются лучше увлажненными, чем восточные — от Колымского и Станового хребтов до Сихотэ-Алиня включительно. Таким образом, атлантический ареал влагооборота в Евразии не существует.

Позднее критике понятия ареал заверщенного влагооборота была посвящена статья В. В. Рахманова [4]. Однако его критика лишь частично может быть признана правильной.

Основные возражения, которые сделал В. В. Рахманов против схемы В. В. Цинзерлинга, сводятся к следующему.

Во-первых, он указал, что схема влагооборота В. В. Цинзерлинга и, в частности, принятый им ареал заверщенного влагооборота приводит к двум неразрешимым противоречиям.

1. В силу того, что отношение испарения к осадкам увеличивается в сухих районах, то, по В. В. Цинзерлингу, вклад местного испарения в общую сумму осадков увеличивается и коэффициент влагооборота там по сравнению с влажными районами возрастает. При этом получается вывод, обратный выводу В. В. Цинзерлинга, а именно: чем выше коэффициент влагооборота K , тем местность суше, а при $K = \infty$ получается бессточный район.

2. В силу того, что в каждом последующем цикле влагооборота участвует все меньше влаги (так как часть ее стекает), годовая сумма осадков получается только при бесконечном числе циклов, чего в действительности быть не может. При количестве океанической влаги, равном x , и коэффициенте стока, равном α , это положение можно изобразить следующей формулой:

$$y = x + x(1 - \alpha) + x(1 - \alpha)^2 + \dots + x(1 - \alpha)^\infty = \frac{x}{\alpha}.$$

Во-вторых, В. В. Рахманов рассмотрел восточную периферию атлантического ареала заверщенного влагооборота в районе Иркутска, Репетека и Северной Индии и доказал, что здесь имеются довольно значительные переносы, направленные вне ареала.

Из всех возражений В. В. Рахманова наиболее сильным является последнее, ибо по первым сравнительно легко можно возразить.

В самом деле, утверждение о том, что сухие районы потому сухи, что там велик K , не вполне законно. Правильнее сказать, что они сухи в связи с недостаточной адвекцией водяного пара, в связи с чем возрастает роль местного водяного пара, действие которого, однако, не в состоянии компенсировать недостачу адвективного пара. Однако для бессточных районов $K = \infty$ действительно было бы возможно лишь при полном отсутствии адвекции пара со стороны, чего в действительности не наблюдается. Для того, чтобы выбраться из подобных противоречий, В. В. Цинзерлингу и потребовалась концепция об «активной и пассивной» влаге, которая у него выглядит совершенно необоснованно, поскольку причины активности пара местного испарения он видит лишь в особенности его молекулярного строения [1].

Возражение, сводящееся к тому, что при схеме Цинзерлинга годовая сумма осадков получается лишь при $K = \infty$, не очень убедительно, потому что схему Цинзерлинга можно понимать в несколько ином смысле, чем это приписывает ему В. В. Рахманов. В частности, коэффициент стока α уменьшается к центру материка, что одно уже разрушает все построение.

Таким образом, соображения В. В. Рахманова не дали почти ничего нового по сравнению с тем, что говорилось на дискуссии в 1952 г. Не решен окончательно вопрос об ареале и в работе М. И. Будыко и О. А. Дроздова [5]. В ней было показано только, что если такие ареалы и существуют, то лишь в тропических широтах, где скорость циркуляции меньше, и масштаб района, в пределах которого весь океанический пар будет израсходован, еще сравним с размером материков. В умеренных же широтах масштаб такого ареала оказывался слишком большим (при плоской задаче) по сравнению с масштабами соответствующих широтных кругов. На основании общих соображений автор настоящей статьи считал подобную неопределенность следствием неправильности допущения линейности закона уменьшения содержания адвективного пара и увеличения содержания местного пара по пути следования воздушных масс над материком для слишком больших территорий, хотя бы эти отступления от линейности и казались незначительными. Это можно было бы проверить, рассматривая ряд последующих участков внутри материка. Однако строгого решения вопроса о существовании ареала так и не было дано. Позднее А. И. Бурцев [6] вывел общие формулы для изменения элементов влагооборота при продвижения в глубь территории, но из-за сложности вычислений сам применял их в упрощенном виде. Тем не менее как из упрощенных формул Бурцева, так и из учета распределения испарения по территории можно сделать вывод, что для территорий порядка материка нелинейностью изменений элементов влагооборота в глубь территории пренебрегать нельзя.

В данной статье мы делаем попытку разобрать вопрос о возможности существования ареала заверщенного влагооборота при возможно более общих допущениях.

Введем при этом следующие обозначения: r_a — адвективные осадки, r_m — местные осадки, E — испарение, F — речной сток, c — атмосферный сток, $A = \omega u$ — адвекция влаги, u — скорость переноса, ω — влагосодержание на наветренном контуре территории, откуда бы пар не поступал.

$\frac{1}{2} < \beta < 1$ — безразмерная величина, зависящая от распределения осадков и испарения по территории (аналогично будем вводить для r_m и r_A величины β_1 и β_2), имеющая смысл отношения путей в пределах данной территории для местного и адвективного водяного пара.

Рассмотрим сначала вопрос: может ли при продвижении воздушной массы над материком в ней израсходоваться весь водяной пар адвективного происхождения?

В соответствии с ранее принятыми допущениями [5, 7] количество адвективных и местных осадков пропорционально A и E и связано следующими соотношениями:

$$\frac{r_a}{r_m} = \frac{A}{\beta E}, \quad (1)$$

$$\frac{r_a}{r} = \frac{A}{A + \beta E}, \quad (2)$$

откуда

$$r_a = \frac{A}{r_a + \beta E}. \quad (3)$$

Допустим теперь, что на r_A ушел весь адвективный пар, т. е. $r_a = A$, тогда

$$A = r \frac{A}{A + \beta E}, \quad (4)$$

или

$$A \left(1 - \frac{r}{A + \beta E} \right) = 0. \quad (5)$$

Таким образом, адвективная влага может быть израсходована в двух случаях:

1) когда адвекции вообще не было;

2) когда $r = A + \beta E$, тогда за пределы района выходят частицы, испарявшиеся в подветренной части территории.

Теперь посмотрим, при каких условиях возможно существование ареала заверщенного влагооборота. Очевидно, что в ареале заверщенного влагооборота должно иметь место соотношение:

$$\frac{r_a}{r} = \frac{F}{F + E} = \frac{r - E}{r},$$

откуда

$$r_a = r - E.$$

С другой стороны, используя формулу (1), можно записать:

$$r - E = r \frac{A}{A + \beta E},$$

откуда

$$r = \frac{1}{\beta} A + E.$$

Очевидно, пара для образования осадков в ареале хватит только в случае, если $\beta = 1$, но и тогда в ареале на образование осадков будет израсходован весь пар целиком. Однако в этом случае за пределы района пар быть вынесен уже не может. Следовательно, это

не соответствует условию В. В. Цинзерлинга, допускающего выход пара за пределы района, компенсируемый входом пара со стороны. Таким образом, атлантического ареала заверщенного влагооборота существовать не может, ибо такой ареал существует лишь для земли в целом, а приближение к нему для ограниченной территории может иметь место лишь при условии постоянства ветров, которые гонят водяной пар к очень высоким горам, где пар в большей своей части и конденсируется (возможно, что такие условия имеют место в долине Амазонки и в муссонный сезон в Гималаях).

Аналогичный вывод можно получить, если исходить из уравнений влагооборота в иной форме, а именно

$$r_a = \frac{r}{1 + \beta \frac{EL}{\bar{u}w}}$$

Предположив, что $r_a = r - E$, имеем

$$\frac{r - E}{r} = \frac{1}{1 + \beta_1 \frac{EL}{\bar{u}w}}$$

откуда

$$r = \frac{1}{\beta_1} \frac{\bar{u}w}{L} + E.$$

При любом $\beta_1 < 1$ в ареале не хватает пара на образование осадков. Таким образом, этот вывод не зависит от того или иного варианта теории. Фактически смысл получаемых соотношений есть математическое выражение замечаний автора настоящей статьи на дискуссии 1952 г. о балансе влаги и воздуха в ареале заверщенного влагооборота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цинзерлинг В. В. Природные водообороты и их влияние на климат СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 6, 1952.
2. Цинзерлинг В. В. Внутренний водооборот на Европейской равнине СССР и его водохозяйственное значение. Докл. ЦИП, т. II, вып. 7, 1948.
3. Гольцов А. П. Совещание по проблеме влагооборота в атмосфере. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 6, 1952.
4. Рахманов В. В. Искусственная схема влагооборота. Изв. ВГО, т. 86, вып. 2, 1954.
5. Будыко М. И. и Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 4, 1953.
6. Бурцев А. И. Элементы влагооборота на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 38 (65), 1955.
7. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши. Сб. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения». Л., Гидрометеиздат, 1950.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ СЕЗОНЫ СССР¹

Традиционно установившееся деление года на четыре календарных сезона: весна (март — май), лето (июнь — август), осень (сентябрь — ноябрь), зима (декабрь — февраль) не всегда удовлетворяет запросы практики. В общем они правильно отражают годовой ход основных погодных и климатических факторов, однако при обслуживании запросов народного хозяйства нередко приходится встречаться с требованиями, идущими в разрез с принципами календарных сезонов, поскольку последние в северных и южных районах СССР существенно отличаются от естественных климатических сезонов.

Под естественным климатическим сезоном мы понимаем некоторый период времени года, характеризующийся однотипным ходом метеорологических процессов и определенным термическим режимом.

Вопросами установления естественных климатических сезонов занимались многие исследователи, но специальных разработок в этом направлении сделано мало. Наиболее известными из них являются труды Д. Н. Кайгородова [1], Г. Шульц [2—3], А. И. Баранова [4] и А. С. Бутакковой [5]. Указания о критериях климатических сезонов встречаются в работах В. Ю. Визе [6], Н. С. Щербиновского [7], В. А. Батманова [8], А. Д. Фокина [9] и др. Вопросами синоптических сезонов года занимались Б. П. Мультиановский, С. Т. Пагава [10], Э. А. Исаев [11], М. В. Ловейко [12], Н. А. Ширкина и др.

В имеющихся исследованиях вопросы климатических сезонов рассматриваются применительно к отдельным временам года на ограниченных участках территории СССР. Кроме того, критерии, определяющие начало и конец сезонов, у различных авторов разные. Вследствие этого возможности использования таких разработок сильно ограничены, так как они не освещают всех сезонов на территории СССР. Это побудило нас дать схематические карты климатических сезонов, которые построены по единой методике почти для всей территории страны.

Определение климатических сезонов

В климатологии, агрометеорологии и синоптике нет установившегося мнения в отношении числа сезонов в различных физико-географических районах. Некоторые исследователи считают, что в южных (на южном берегу Крыма, на Черноморском побережье Кавказа и др.) и северных (Арктика) районах не следует делить год на четыре климатических сезона: лето, осень, зиму и весну. В таких климатических областях рекомендуется выделять только два периода — теплый и холодный. При

¹ Печатается в порядке обсуждения. *Ред.*

таком подходе в субтропических широтах будет преобладать теплый период, а в полярных и арктических — холодный.

Можно ли согласиться с таким подходом к сезонности природных явлений? Нам представляется, что нельзя, хотя бы потому, что все сезонные процессы, связанные с астрономическими факторами, наблюдаются на всей территории СССР, как в низких, так и в высоких широтах. Между тем совершенно ясно, что погодные и климатические условия одного и того же сезона в северных и южных районах протекают совершенно различно, на фоне разных комплексов природных факторов. На Крайнем Севере СССР более чем на полгода природа как бы замирает. В это время суша покрыта устойчивым снежным покровом, водоемы сковываются толстым ледяным покровом; зимние циркуляционные процессы сопровождаются частыми метелями, снежными вьюгами и штормами, — показателями суровости климата.

Совершенно иначе протекает зима в субтропической зоне. Во многих местах субтропической полосы устойчивого снежного покрова не образуется и даже выпадение снега — явление редкое. Средние суточные температуры устойчиво сохраняются выше 0°, а дневные температуры и зимой могут повышаться до 19—23° (Сочи). Такие высокие температуры воздуха в северных районах наблюдаются редко даже в середине лета, а в Арктике и вообще не отмечаются.

Из сказанного выше вовсе не следует, что на севере нет лета, а на Черноморском побережье Кавказа и в других субтропических районах СССР нет зимы.

Общие закономерности климатических сезонов в различных широтных поясах находят яркое отражение в развитии растительного покрова, в ходе полевых работ культурного земледелия. Естественно, что и годовой ход температурных характеристик, облачности, влажности воздуха, осадков и других элементов достаточно четко выражает наличие четырех сезонов в субтропических климатах СССР. Для примера приведем данные одной из южных станций, которые характеризуют климатические особенности района типичных влажных субтропиков (табл. 1).

Таблица 1

Средняя месячная температура воздуха

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
5,4	6,2	9,0	11,9	16,3	20,1	22,9	23,3	20,5	16,7	11,7	8,1	14,3

Таблица 2

Число дней со средней суточной температурой в различных пределах

Пределы от до	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-9,9 -5,0	0,1	0,1										0,1
-4,9 0,0	0,8	0,8	0,1									0,4
0,1 5,0	10,3	9,3	3,6	0,2							0,9	5,6
5,1 10,0	15,9	14,1	15,2	8,7	0,5					0,5	7,9	17,1
10,1 15,0	3,8	3,9	8,8	14,4	8,8	0,4		0,03	1,5	8,8	14,5	7,7
15,1 20,0	0,2	0,1	3,0	5,6	17,7	11,6	1,8	1,3	11,6	17,8	6,4	0,2
20,1 25,0			0,3	1,0	3,8	17,4	25,0	24,4	15,8	3,9	0,3	
25,1 30,0					0,3	0,6	4,3	5,3	1,1			

Как видно из табл. 1 и 2, различие в средней температуре самого теплого и самого холодного месяцев достигает 17—18°. Достаточно хорошо выявляются летние месяцы, к которым можно отнести май—октябрь, а также зимние, весенние и осенние.

На основании произведенной нами разработки, год на территории СССР делится на четыре климатических сезона: лето, осень, зиму и весну. В центральной полосе СССР климатические сезоны близко совпадают по своим срокам и продолжительности с календарными сезонами. Наибольшие отклонения в сроках наступления и окончания сезонов будут, естественно, приходится на крайние северные и южные зоны.

Выделение четырех сезонов отвечает климатическим закономерностям годового хода всех основных метеорологических элементов, фенологическим явлениям и хозяйственно-практической деятельности человека в широком смысле слова. Это значит, что преобладание различных видов работы в период каждого климатического сезона является более или менее правильным отражением смены одних сезонных процессов другими.

Кроме числа сезонов, принципиально важным вопросом следует считать их продолжительность и характер. Совершенно очевидно, что длительность климатических сезонов в различных физико-географических районах неодинакова. Продолжительность сезонов определяется широтой и высотой места над уровнем моря, степенью континентальности климата, формами рельефа и экспозицией горных склонов. Возрастание широты места в северном полушарии проявляется в сокращении лета и увеличении зимы; в этом же направлении действует и возрастание высоты над уровнем моря. Близость морей и океанов проявляется в сдвиге границ между сезонами: переходные сезоны в морском климате длиннее, в континентальном короче. Положение склонов гор к различным странам света проявляется различно. Наибольшую разницу в сроках наступления отдельных сезонов можно проследить между северными и южными склонами. В условиях чисто материкового климата южные склоны будут иметь более теплое и несколько более длинное лето, чем северные, зима же на южных склонах обычно мягче и короче, чем на северных.

Необходимо иметь в виду, что в продолжительности сезонов орографические и континентальные факторы климата играют неодинаковую роль. Эти два фактора имеют не только чисто местное значение, но и макрометеорологическое. Масштабы проявления орографических и континентальных факторов зависят от господствующего переноса воздушных масс и от типов циркуляции. Широко известно, что мягкие черты климата Европы и частично Европейской территории СССР связаны с преобладанием западно-восточного переноса, вследствие чего влияние Атлантического океана распространяется вплоть до Западной Сибири.

Характер климатических сезонов (теплые и холодные, влажные и сухие) определяется несколькими причинами. Наряду с важнейшим фактором — широтой места — исключительно важное значение приобретают особенности циркуляции атмосферы. В некоторых районах СССР, благодаря особенностям планетарной и местной циркуляции, преобладают то относительно теплые сухие или теплые влажные, то холодные сухие или холодные влажные сезоны. В формировании такого типа сезонов значительную роль играют и орографические условия, которые вносят свои существенные коррективы. То же самое можно сказать и о континентальном эффекте. Однако эти факторы не могут идти ни в какое сравнение с циркуляцией атмосферы, которая нередко перекрывает даже значение широты места. Необходимо учитывать, что орографические, континентальные (или океанические), циркуляционные и радиационные (широта места) факторы находятся во взаимодействии и резкое усиление одного из них является результатом ослабления другого. Подтверждением сказанного является не соответствующий широте теплый мягкий

климат островов Ян-Майен и Медвежьего и холодный сухой климат внутренней части Восточной Сибири в зимние месяцы.

Трудность в установлении сроков климатических сезонов заключается в том, что определяющий климатообразующий фактор в одном и том же районе не остается постоянным в течение года. Так, в районе дальневосточной прибрежной зоны зимой основным климатообразующим фактором является подстилающая поверхность суши, а летом — океана; в Центральной Азии летом в полной мере проявляется широтное положение, а зимой определяющей оказывается роль радиационного выхолаживания материка и физических свойств подстилающей поверхности. На западе Европейской территории СССР зимой и летом действуют континентальный и океанический факторы; однако зимой больше проявляется океаническое воздействие, которое осуществляется через циркуляцию атмосферы (западно-восточный перенос), а летом — материковое.

Таким образом, закономерности климатических сезонов у нас сложны и многообразны. Даже в одном и том же районе континентальной части СССР переходные периоды года протекают различно. Весна по продолжительности обычно не совпадает с осенью, а зима с летом.

Однако, несмотря на величину территории СССР и разнообразие климатических условий, по общим закономерностям климата всюду можно выделить четыре сезона. При этом принципиально важным является вопрос выбора критерия для установления границ между отдельными климатическими сезонами. Конечно, в основу нельзя положить какой-либо один показатель климата, равнозначно пригодный для определения начала и конца сезонов на всей территории СССР.

Как указывалось выше, переход от сезона к сезону зависит от широты места, орографических условий, степени континентальности и циркуляционных процессов. На картах средних дат наступления климатических сезонов, построенных нами, резче всего выступает роль широты места. При этом границы каждого сезона имеют свои особенности (рис. 1, 3—5).

Исходя из поставленной задачи, при определении естественных климатических сезонов на территории СССР нами учитывались характерные особенности годового хода основных метеорологических элементов и их величины, выражающие специфические черты климата в различные времена года.

Основными признаками, определяющими характер и продолжительность климатических сезонов, считались:

- 1) для начала весны — даты перехода температуры воздуха в 13 час. через 0° (наступление радиационных оттепелей);
- 2) для начала лета — прекращение резкого повышения температуры воздуха;
- 3) для начала осени — наступление резкого понижения температуры;
- 4) для начала зимы — даты перехода температуры в 13 час. через 0° (наступление устойчивых морозов).¹

Начало весны — переход от зимних процессов к весенним — на большей части территории СССР определяется средней датой перехода температуры воздуха в 13 час. через 0° , что характеризует наступление систематических радиационных оттепелей. Исключение составляют южные районы, где средняя температура в 13 час. ниже 0° не опускается, поэтому об определении начала весны в этих районах будет сказано отдельно.

¹ Конец одного сезона и начало другого принято выражать определенной датой, хотя в действительности это некоторый промежуток времени, в течение которого совершается существенное изменение в радиационном режиме, в циркуляционных процессах и в состоянии подстилающей поверхности.

В континентальных условиях, где влияние морей невелико или вовсе не прослеживается, оттепели наступают при более низких средних суточных температурах, чем в морских. Поэтому переход температуры в 13 час.

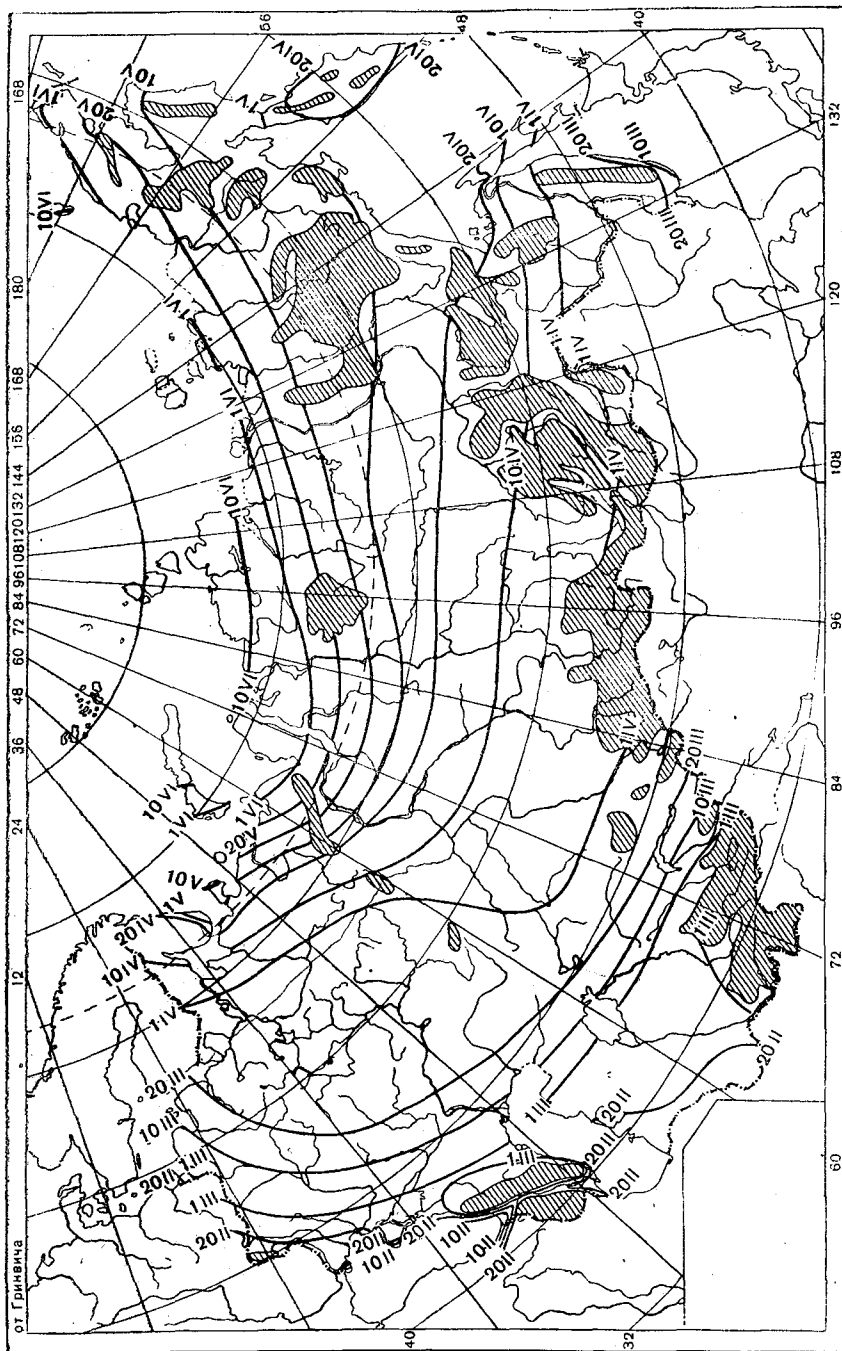


Рис. 1. Средние даты наступления весны,

через 0° , а следовательно, и начало весны в континентальных районах наблюдается при более низких средних суточных температурах, чем в прибрежных районах. Например, в Забайкалье и Казахстане повышение температуры воздуха днем до 0° и выше весной происходит при средних суточных температурах около -5° , а местами даже при -6° ,

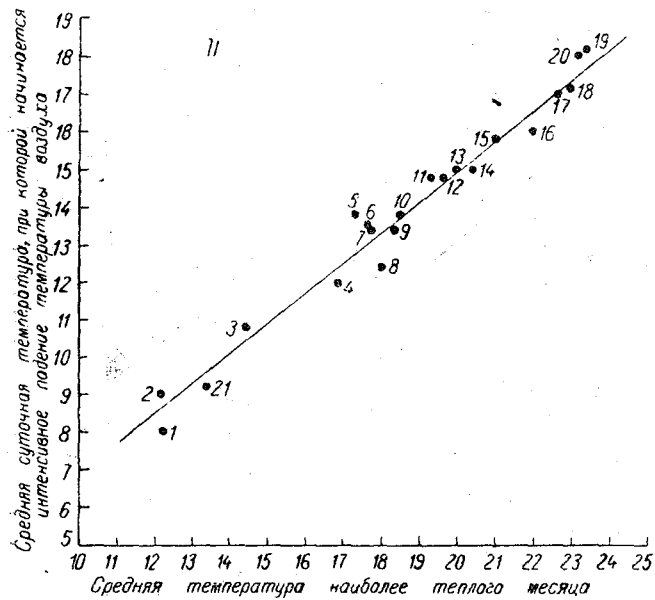
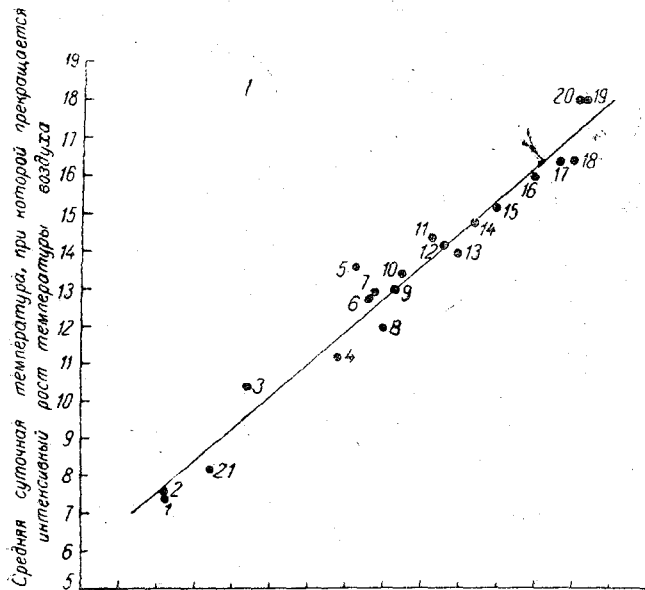


Рис. 2. Корреляционная зависимость между средней температурой наиболее теплого месяца и средней суточной температурой, при которой прекращается интенсивный рост температуры весной (I) и начинается интенсивное падение температуры осенью (II).

1 — Нарьян-Мар, 2 — Усть-Камчатск, 3 — Игарка, 4 — Сургут, 5 — Свердловск, 6 — Минск, 7 — Ленинград, 8 — Вилюйск, 9 — Иваново, 10 — Чита, 11 — Киев, 12 — Барнаул, 13 — Владивосток, 14 — Акмолинск, 15 — Хабаровск, 16 — Чкалов, 17 — Ростов и/Д., 18 — Алма-Ата, 19 — Анапа, 20 — Батуми, 21 — Марково.

—8° (Благовещенск, Экимчан). На побережье морей и в западной части Европейской территории СССР, где влияние западно-восточного переноса с Атлантики велико, переход температуры в 13 час. через 0° осуществляется при средних суточных температурах около —1, —3°.

При выбранном нами признаке суточный ход температуры воздуха является весьма важным показателем конца зимы и начала весны в умеренной и полярной зонах, поскольку он отражает существенные изменения в других явлениях природы: увеличение дня и повышение полуденной высоты солнца, возрастание напряжения солнечной радиации, рост сумм тепла от одного дня к другому и изменение характера циркуляции. Таким образом, примененный нами для определения начала весны признак учитывает весь комплекс метеорологических явлений, характеризующих этот переломный момент.

Таблица 3

Интенсивность роста и падения средней суточной температуры воздуха

Наименование пунктов	Среднее повышение средней суточной температуры на каждый день		Повышение температуры в первую половину лета. (в процентах к повышению температуры весной)	Среднее понижение температуры на каждый день		Понижение температуры во вторую половину лета (в процентах к понижению температуры осенью)
	весной	в первую половину лета		во вторую половину лета	осенью	
Нарьян-Мар	0,24	0,10	41	0,08	0,17	47
Ленинград	0,20	0,12	60	0,10	0,18	55
Минск	0,21	0,08	38	0,08	0,17	47
Киев	0,24	0,08	33	0,09	0,20	45
Ростов-на-Дону	0,24	0,11	46	0,10	0,21	47
Анапа	0,21	0,12	57	0,08	0,14	57
Одесса	0,18	0,12	66	0,09	0,17	53
Сургут	0,28	0,14	50	0,08	0,26	31
Свердловск	0,28	0,08	28	0,08	0,25	32
Барнаул	0,30	0,11	37	0,11	0,28	39
Акмолинск	0,32	0,12	37	0,12	0,27	44
Чкалов	0,33	0,11	33	0,12	0,26	47
Алма-Ата	0,23	0,11	48	0,10	0,23	43
Марково	0,40	0,11	28	0,11	0,28	39
Вилуйск	0,33	0,18	55	0,11	0,33	33
Чита	0,30	0,14	47	0,13	0,30	43
Хабаровск	0,32	0,14	44	0,10	0,32	31
Владивосток	0,17	0,11	65	0,16	0,27	56

В зоне субтропического климата, где отсутствует период с отрицательными дневными температурами воздуха и нет устойчивого залегания снежного покрова, указанный выше признак неудовлетворителен. Для этих районов СССР начало весны брали на 12—14 дней раньше даты последнего выпадения снега, когда средняя суточная температура достигает 5—6°. Поправка (12—14 дней) получена по корреляционной зависимости между датами окончательного исчезновения снежного покрова и датами перехода температуры в 13 час. через 0° в южной части умеренных широт и распространена на наши субтропики.

Конечно, эти признаки не являются универсальными, но тем не менее в общих чертах они правильно определяют закономерности развития

весенних процессов (рис. 1)¹. Изолинии равных дат наступления весны проведены на картах через 10 дней — на 1-е, 10-е и 20-е число соответствующего месяца. При такой системе изолиний для любого заданного

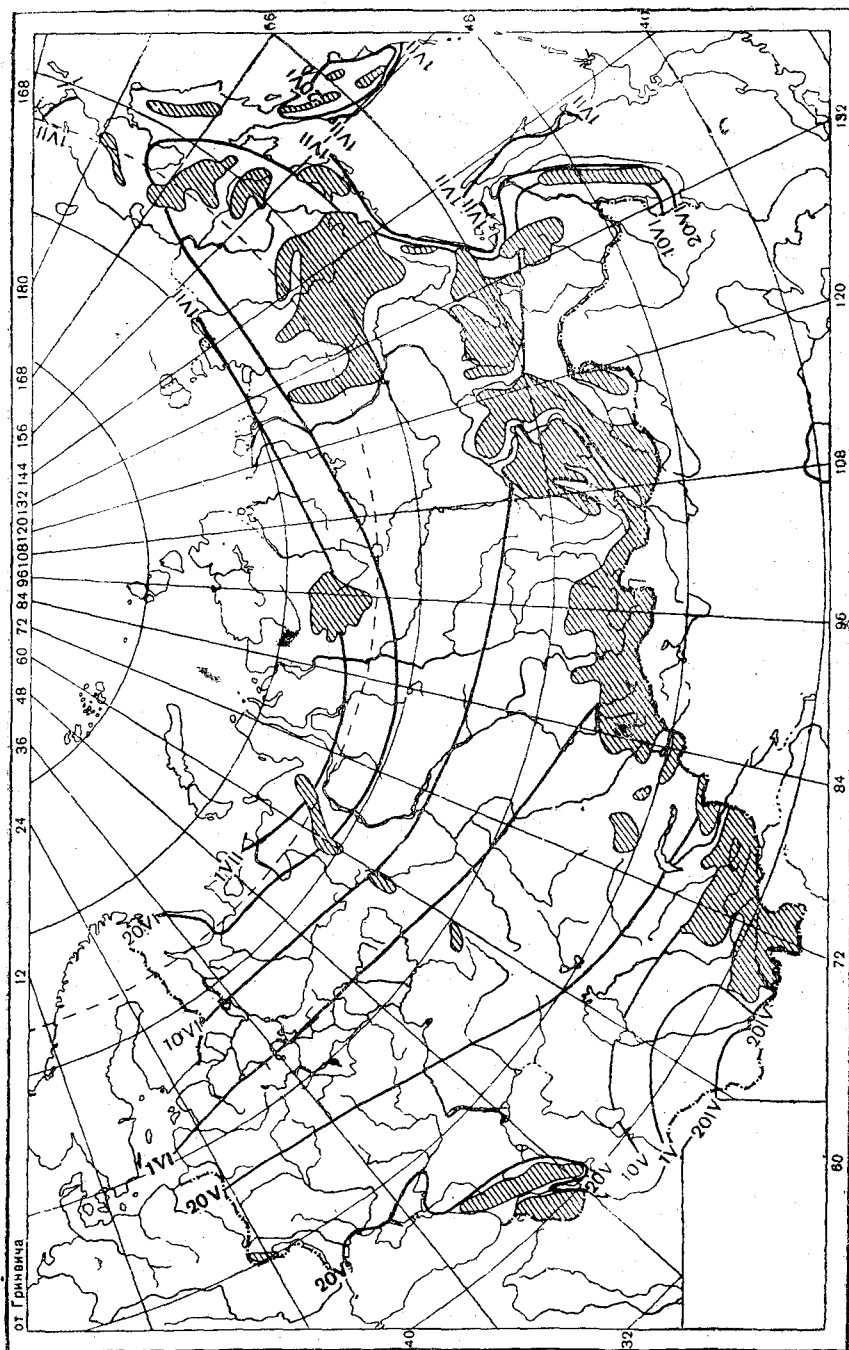


Рис. 3. Средние даты наступления лета.

района продолжительность сезона определяется с точностью в 10 дней. Начало лета — переход от весенних процессов к летним — характе-

¹ На этой и последующих картах заштрихованные участки обозначают горные области.

ризуется прекращением заморозков, ослаблением интенсивного роста температуры воздуха и установлением теплой погоды с устойчивым термическим режимом. Наступление этого периода происходит при опреде-

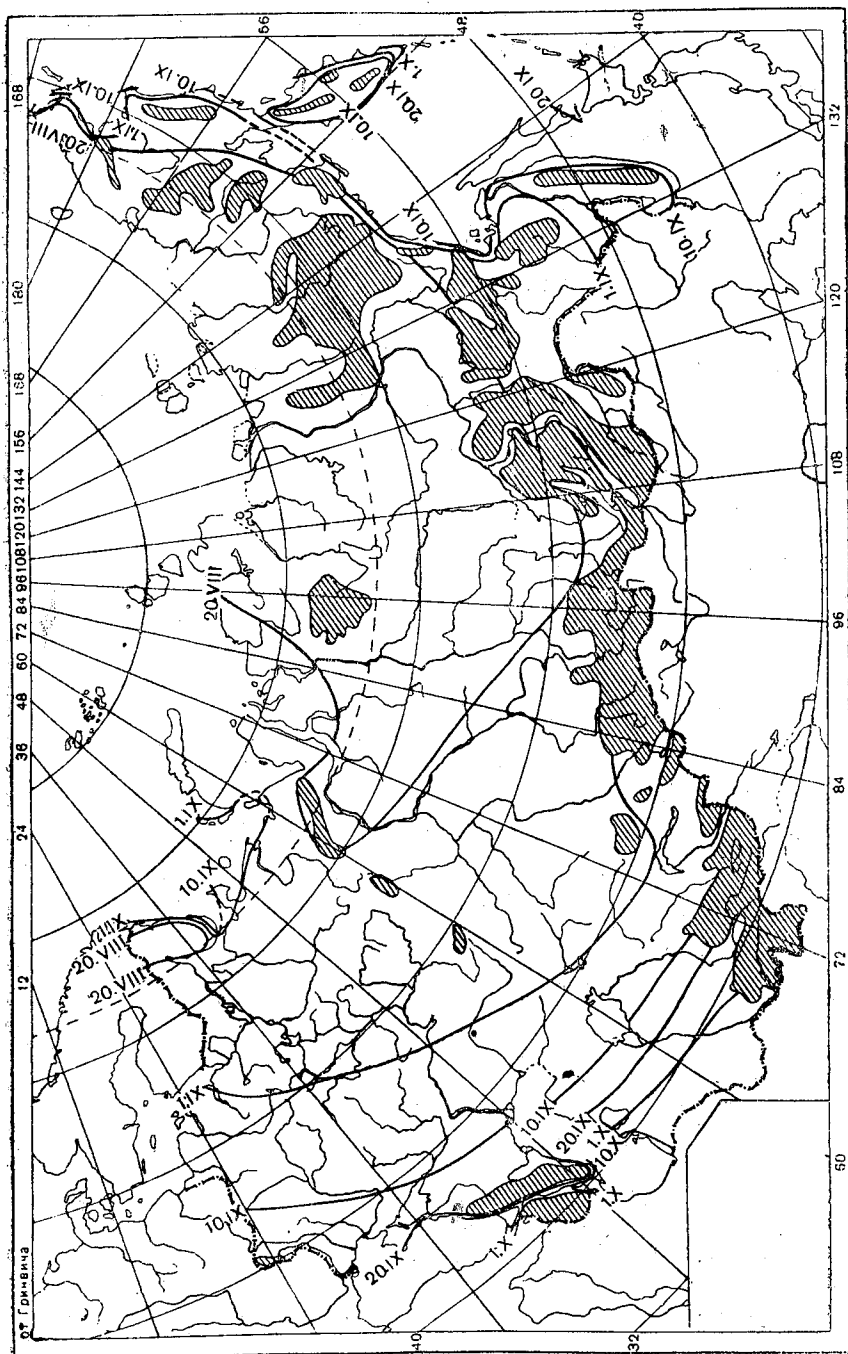


Рис. 4. Средние даты наступления осени.

ленных средних суточных температурах воздуха, абсолютные значения которых в различных пунктах территории СССР не остаются постоянными. Эти значения средних суточных температур, являющиеся показателем начала лета, вычислялись по корреляционному графику, приведен-

ному на рис. 2. Даты же для средних суточных температур снимались с кривой годового хода температуры воздуха.

С переходом от весны к лету рост средней суточной температуры уменьшается в два-три раза, как видно из табл. 3.

Такой принцип определения начала лета применим для всех районов СССР, за исключением юга Средней Азии, прикаспийских областей и Закавказья. Если к этим районам применить ту же методику, что и для северных районов, то начало лета здесь будет приходиться на периоды, когда средняя суточная температура воздуха повышается до 20° и выше. Таким образом весна как бы захватывает часть лета. Чтобы избежать этого, для указанных районов начало лета определялось по датам перехода средней суточной температуры через 18° , ибо после них весенние заморозки невозможны.

Сроки наступления начала лета указаны на рис. 3, из которого видно, что от даты наступления лета на юге страны до даты наступления его на севере проходит около двух месяцев. Наименьшая зависимость дат начала лета от широты места наблюдается в Восточной Сибири, где увеличение продолжительности дня с широтой способствует быстрому прогреву материка и наступлению лета почти одновременно на всей территории — от крайних южных районов до полярного круга.

Начало осени определялось таким же образом как и начало лета. Разница только в том, что при определении начала лета рассчитывались средние даты прекращения интенсивного роста температуры, а при определении начала осени — средние даты начала интенсивного понижения температуры (см. рис. 2, II).

Для некоторых пунктов данные по интенсивности падения температуры даны в табл. 3.

На основании произведенных расчетов построена карта (рис. 4), которая показывает, что на большей части территории СССР летний сезон сменяется осенним в течение одного месяца. Так, на севере Европейской территории СССР осень начинается около 1 сентября, а на юге Украины — 10—20 сентября. В пределах Восточной Сибири роль широты при наступлении осени совсем ничтожна; здесь смена летних процессов осенними протекает в течение одной недели.

Некоторое запаздывание начала осени наблюдается лишь в северо-западной прибрежной зоне Европейской территории СССР, в Закавказье, на юге Средней Азии и на Дальнем Востоке.

Наступление зимы на большей части территории СССР определялось по переходу средней температуры в 13 час. через 0° . В южных районах, где дневные температуры и зимой не опускаются ниже 0° , наступление этого сезона принято считать по появлению снежного покрова, что в близлежащих более северных районах почти совпадает с переходом дневных температур к отрицательным значениям.

По карте средних дат наступления зимы (рис. 5), составленной по указанным выше характеристикам, видно, что зима постепенно продвигается с севера на юг по Азиатской территории СССР и с северо-востока на юго-запад по Европейской территории. Причем, в северных и центральных частях страны зима продвигается значительно быстрее, чем на юге Европейской территории СССР и в Средней Азии. На побережьях согревающее влияние морей также задерживает наступление зимы, увеличивая тем самым продолжительность осени.

Приведенные выше карты средних дат наступления весны, лета, осени и зимы (см. рис. 1, 3—5) показывают, что развитие климатических сезонов в основном определяется широтой места, состоянием подстилающей поверхности, близостью морей и общим характером циркуляционных процессов, присущих тому или иному времени года. Однако не

все эти факторы равнозначны в определении начала и конца сезонов. Так, лето и осень наиболее быстро распространяются по всей территории страны, и тем самым как бы затушевывается роль физико-географиче-

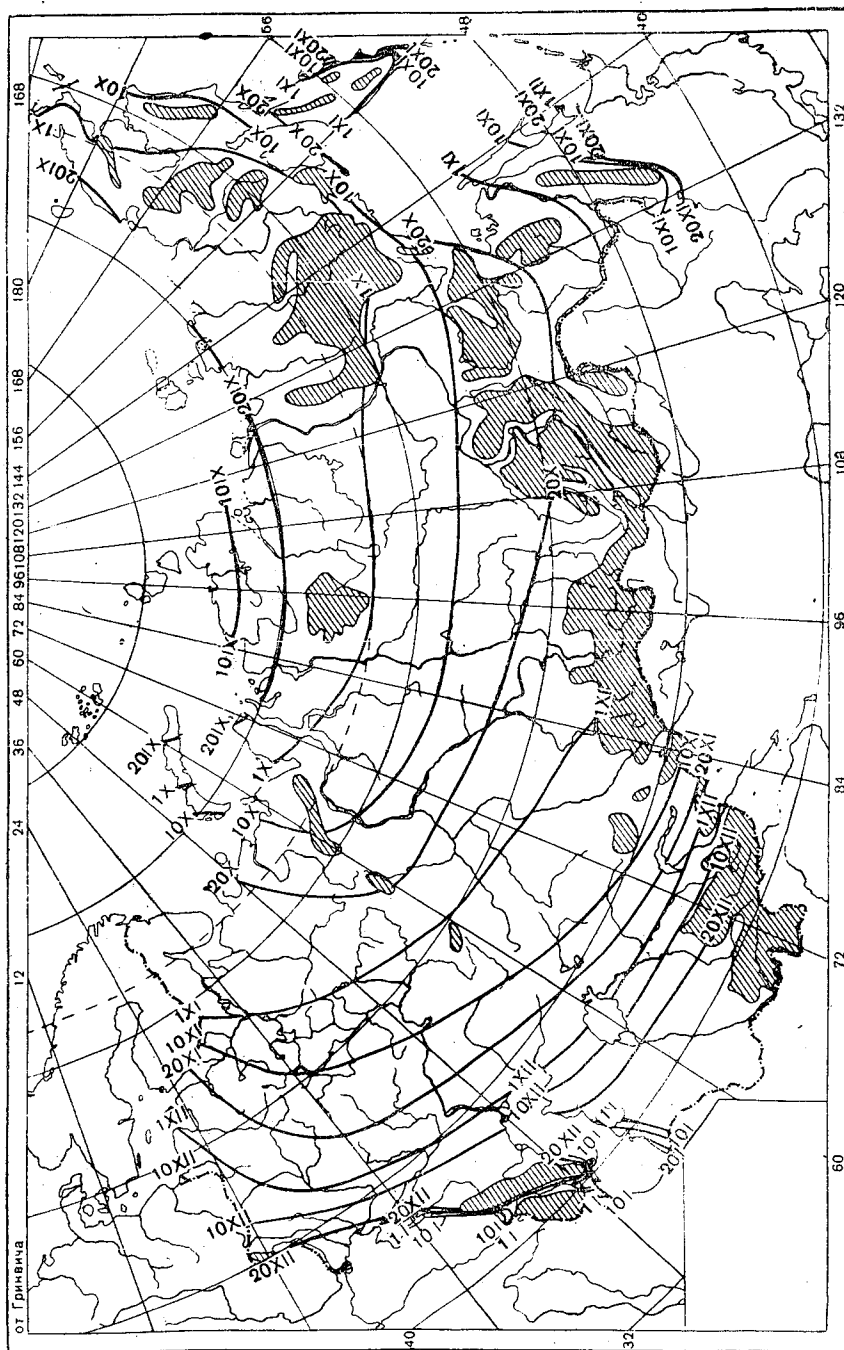


Рис. 5. Средние даты наступления зимы.

ских условий в широком смысле слова. Однако в действительности это не так.

Быстрое распространение лета с юга на север объясняется тем, что суша в весеннее время прогревается очень быстро почти на всех широтах,

чему способствует увеличение продолжительности дня с возрастанием широты. Это хорошо увязывается и с общим притоком суммарной солнечной радиации, месячные величины которой в северных и южных

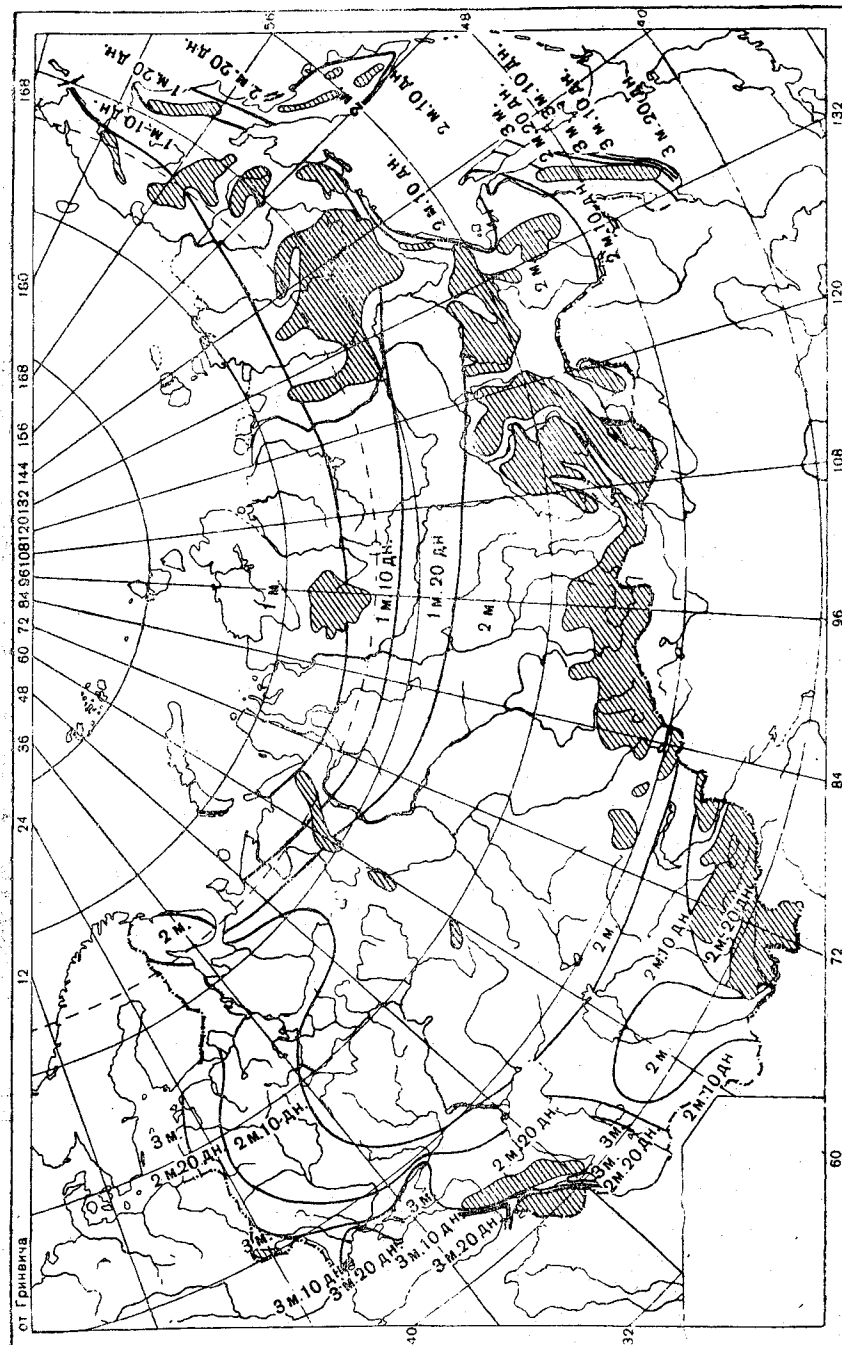


Рис. 6. Средняя продолжительность весны.

районах страны в конце весны — начале лета сравнительно мало различаются. В конце лета — начале осени наблюдается обратное явление. С уменьшением притока солнечной радиации суша быстро остывает и температура понижается одновременно на больших пространствах вследствие чего и осень быстро продвигается с севера на юг (см. рис. 4).

Сопоставляя рис. 1 и 4, нетрудно заметить, что осенние процессы развиваются быстрее, чем весенние, поскольку прогрев суши весной, в силу известных причин, происходит медленнее, чем остывание ее осенью.

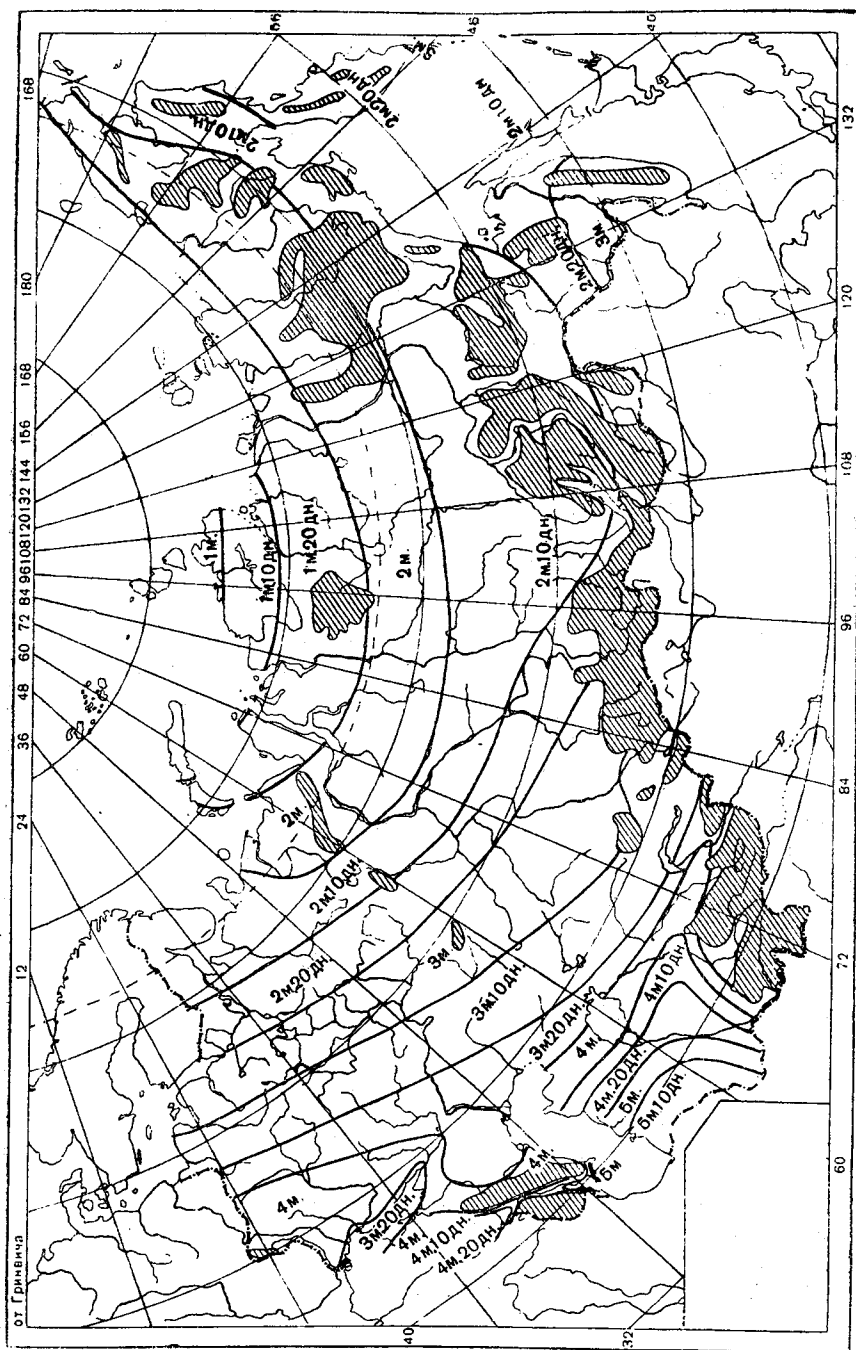


Рис. 7. Средняя продолжительность лета.

Исключением являются центральные области Европейской территории СССР, где от 52 до 63° с. ш. весенние процессы развиваются в течение 10 дней (между 20 марта и 1 апреля) и весна как бы «скачком» проходит с юга на север.

Это объясняется тем, что именно в этот период на Европейской территории СССР чаще всего ослабевает роль зимней циркуляции, характеризующейся западным переносом, и большое значение приобретают

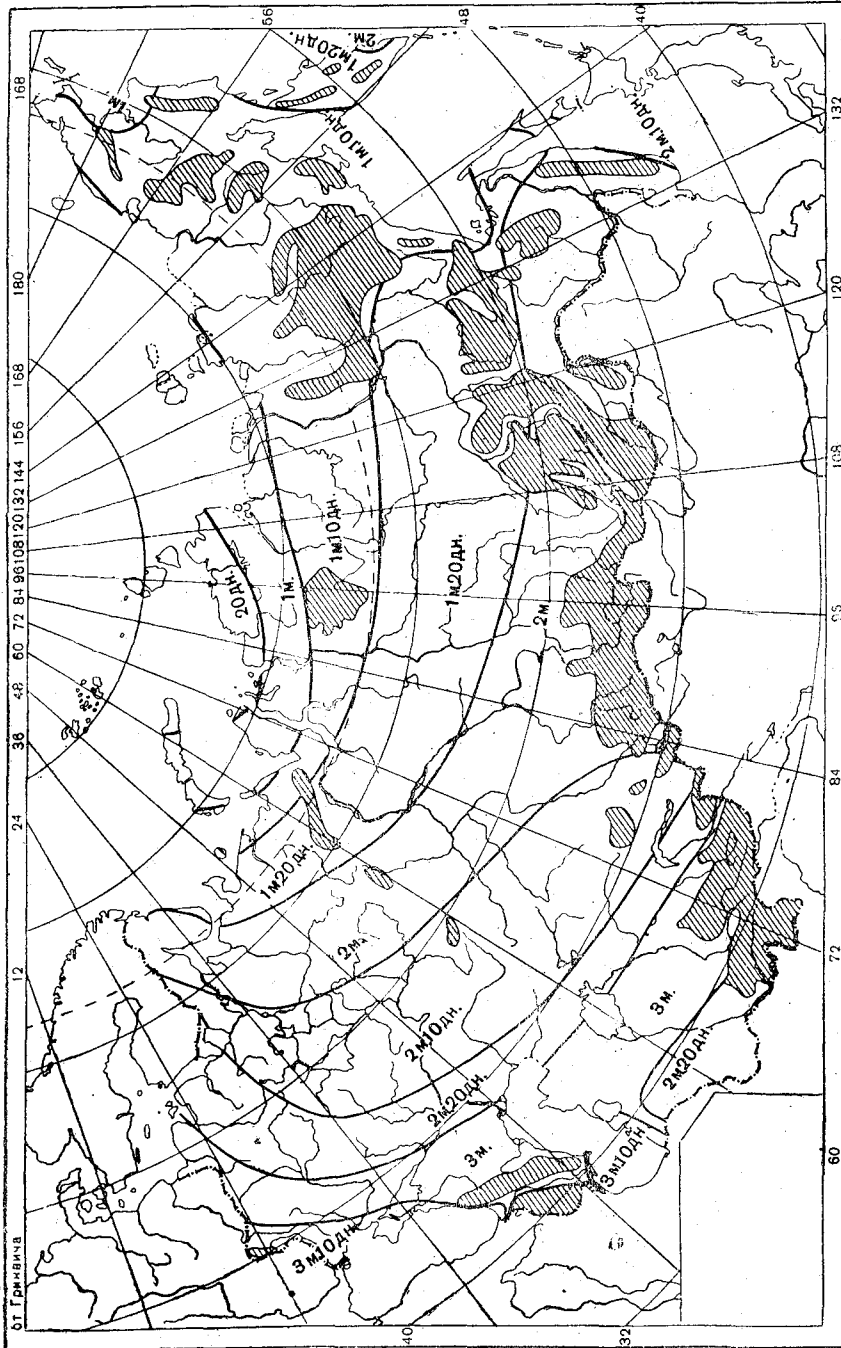


Рис. 8. Средняя продолжительность осени.

радиационные процессы. Приведенный пример показывает, что переход от одного климатического сезона к другому происходит неодновременно на всей территории СССР и зависит от многих причин — прежде всего от физико-географических. Последние обуславливают и климатическую неоднородность сезонов в различных ландшафтно-широтных зонах, что

можно видеть из таблицы средних суточных температур воздуха, при которых наступают и оканчиваются летний и зимний сезоны в различных частях территории СССР (табл. 4).

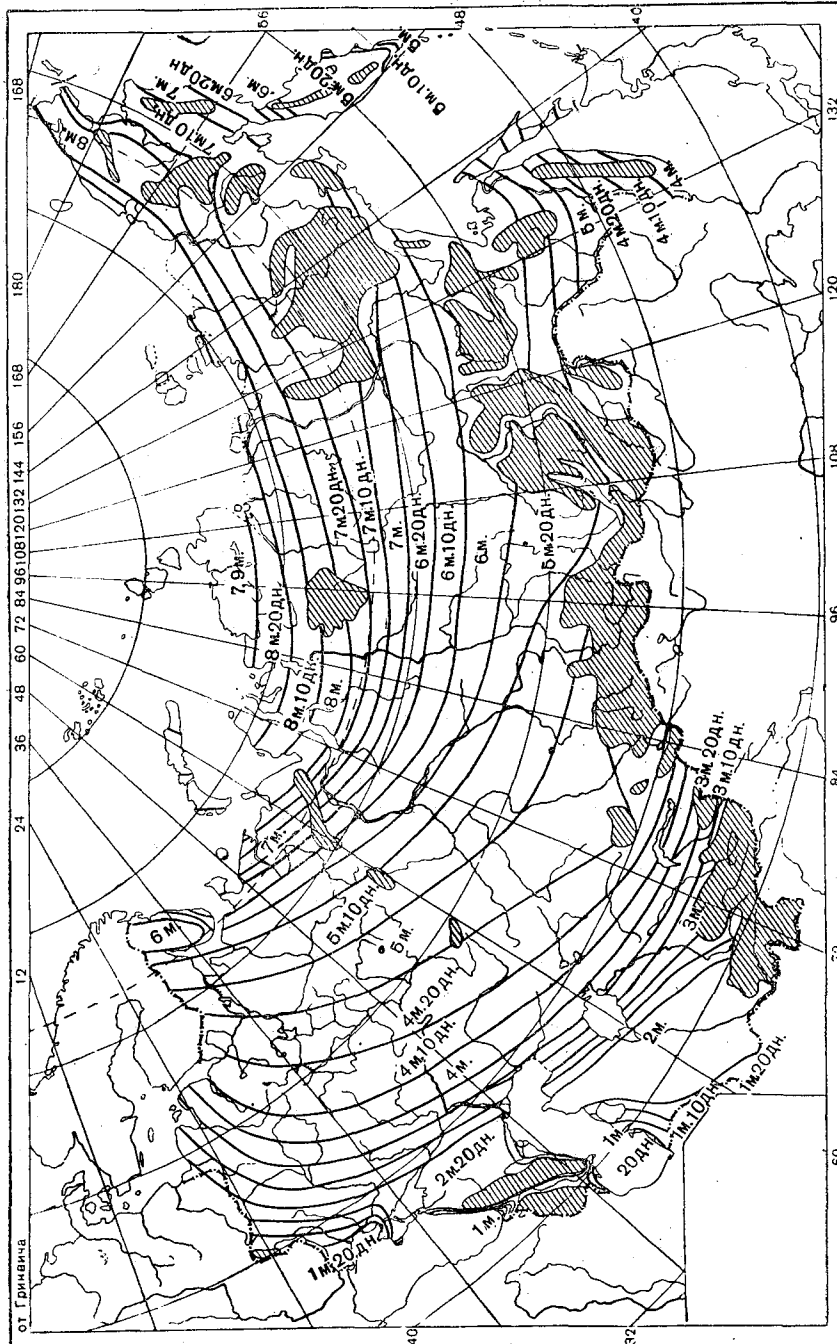


Рис. 9. Средняя продолжительность зимы.

Кроме рассмотренных выше карт, на основании произведенной разработки построены карты продолжительности сезонов (рис. 6—9), позволяющие получить общую характеристику длительности весны, лета, осени и зимы по всем районам СССР.

Продолжительность сезонов, как показывают эти карты, существенно

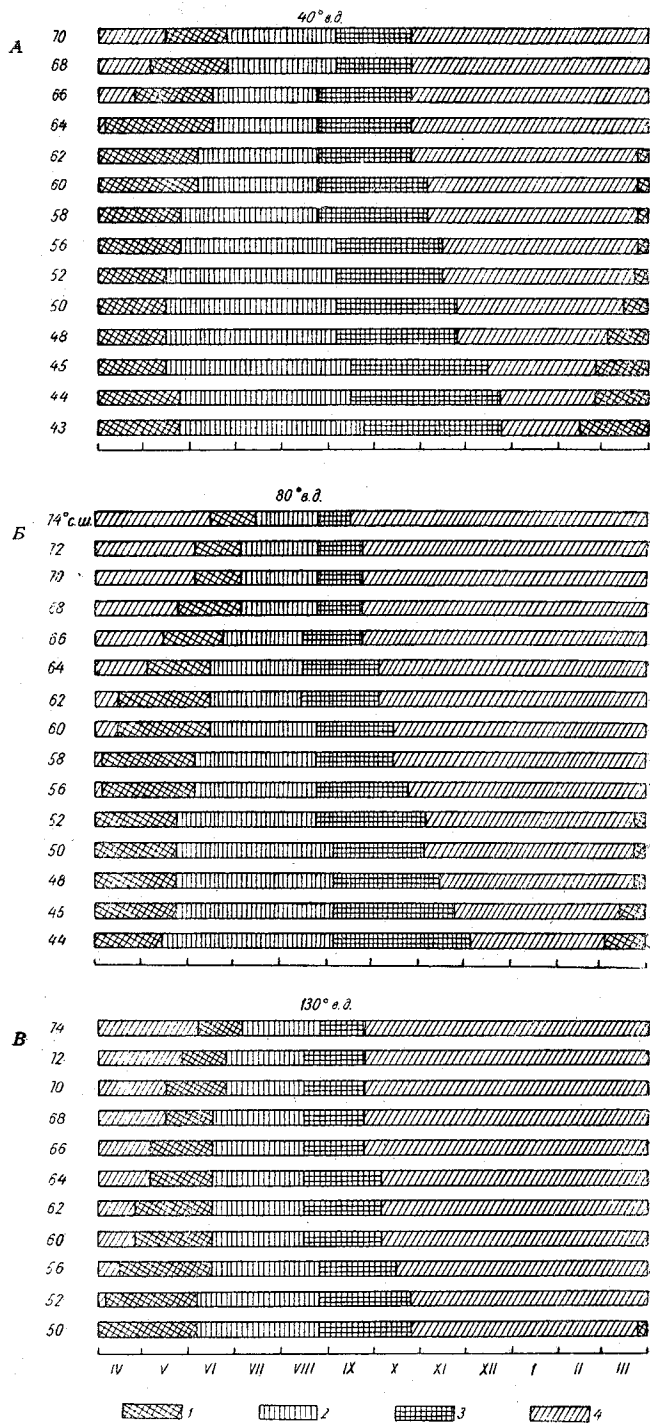


Рис. 10. Средняя длительность климатических сезонов в различных районах СССР.

1 — весна, 2 — лето, 3 — осень, 4 — зима.

А — Европейская территория СССР; Б — Западная Сибирь;
В — Восточная Сибирь.

Таблица 4:

Средние суточные температуры воздуха, при которых наступают и оканчиваются лето и зима

Районы	Средняя суточная температура воздуха			
	начало лета	конец лета	начало зимы	конец зимы
Север Европейской территории СССР	10—11°	10—11°	—1, —2°	—3, —4°
Центральная часть Европейской территории СССР	13—14	13—14	—2	—4
Юг Европейской территории СССР	16—17	16—17	—1, —2	—2
Средняя Азия	18	18	—3, —4	—3, —4
Юг Западной Сибири	14—16	14—16	—2, —3	—4, —5
Север Западной Сибири	12—13	12—13	—2	—2, —3
Внутренние области Восточной Сибири	12—14	12—14	—2, —4	—5, —6
Дальний Восток	11—15	11—15	—3, —4	—4, —5
Побережье восточных морей	7—10	7—10	—2, —3	—2, —3

зависит от широты места, характера циркуляции атмосферы, близости морей и океанов. Системы изолиний, выражающие изменения продолжительности сезонов, вполне согласуются с этими закономерностями климата и годовым ходом основных метеорологических элементов. Вполне отчетливо выделяются морские побережья, районы Европейской территории СССР, наиболее сильно подверженные влиянию Атлантического океана. Причем наибольшее влияние морей и широты места сказывается на длительности зимнего сезона (рис. 9). Так на Европейской территории СССР продолжительность зимнего сезона увеличивается от 2 месяцев 20 дней на юге до 6 месяцев 20 дней на северо-востоке, а в Восточной Сибири — от 5 месяцев 20 дней на юге до 8 месяцев 10 дней на севере.

На юго-западе и западе Европейской территории СССР изолинии равной длительности зимы направлены с северо-запада на юго-восток, что указывает на нарушение широтной зональности, обусловленной западно-восточными переносами. На Дальнем Востоке эти изолинии, под влиянием остывающих морей и в силу особенностей конфигурации береговой полосы, идут с юго-запада на северо-восток. Близость морей, ориентация береговой линии и ее изрезанность сказываются на продолжительности и характере климатических сезонов. Это можно проследить по всем картам.

Общие закономерности изменения средней длительности климатических сезонов в различных районах территории СССР видны из нижеприведенного графика (рис. 10). На этом графике для соответствующих широт по 40 меридиану Европейской территории СССР, 80 меридиану Западной Сибири и 130 меридиану Восточной Сибири показано, как меняется продолжительность всех сезонов. Характерно, что с возрастанием широты происходит постепенное сокращение переходных периодов — весны и осени, которые на севере Западной Сибири в 2—3 раза короче, чем на юге Средней Азии. Эта закономерность наблюдается и при сравнении западных и восточных районов и обусловлена различной степенью континентальности климата. Наконец, из графика видно, что на большей части территории СССР самым длинным сезоном является зима, продолжительность которой значительно возрастает при продвижении на север. Продолжительность лета увеличивается с севера на юг, но менее быстро, чем продолжительность зимы с юга на север.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кайгородов А. И. О временах года в связи с аналитическими и сравнительно климатическими приемами их изучения. Геофиз. и метеорол., т. IV, вып. 2, Л., 1927.
2. Шульц Г. Э. Материалы по весеннему развитию растительности фенологического архива Д. Н. Кайгородова. Изв. Гос. географич. общ., 1936.
3. Шульц Г. Э. и Шамраевский В. Б. Фенологические наблюдения. Практическое руководство к производству наблюдений над сезонными явлениями живой природы. Географ.-экон. научно-исслед. инст. Лен. Гос. унив., Л., 1941.
4. Баранов А. И. Климатические времена года в Европейской части СССР. Труды инст. геогр. Акад. наук СССР, вып. 4, 1950.
5. Бутаклова А. С. Весенний период в Ленинградской области в связи с динамикой атмосферных процессов. Труды по сельскохоз. метеор., вып. XXV, Л.-М., 1938.
6. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики. Л.—М., 1940.
7. Щербиновский Н. С. Сезонные явления в природе. Сельскохоз. метеорология, 1952.
8. Батманов В. А. Биоклиматическая карта Урала. Весеннее развитие растительности. Изд. Свердл. обл. бюро краевед. Свердловск, 1934.
9. Фокин А. Д. К фенологии осени. Метеорол. вестник № 10—12, 1934.
10. Пагава С. Т. Естественный синоптический сезон. Метеорол. и гидрол. Инф. сб. № 4, Л., 1949.
11. Исаев Э. А. Синоптические процессы над Атлантическим океаном и Евразией. Гимиз, Л., 1955.
12. Ловейко М. В. Начало синоптической весны и прилет грачей в Ленинграде. Изд. Главн. геофиз. обсерв. Л., 1929.

